

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS

VANESSA BIONDO RIBEIRO

**INTERPRETAÇÃO DOS DADOS AÉRO GEOFÍSICOS DO
LINEAMENTO DE ANOMALIAS MAGNÉTICAS A SUDOESTE DO
ESTADO DO MATO GROSSO – SW DO CRÁTON AMAZÔNICO,
E SUA RELAÇÃO COM A TECTÔNICA LOCAL**

v. 1

São Paulo

2014

VANESSA BIONDO RIBEIRO

**INTERPRETAÇÃO DO LINEAMENTO DE ANOMALIAS
MAGNÉTICAS A SW DO CRÁTON AMAZÔNICO (MT) E SUA
RELAÇÃO COM A TECTÔNICA LOCAL**

Tese apresentada ao Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas da Universidade de São Paulo
para obtenção de título de Doutor em
Geofísica.

Área de concentração: Métodos Potenciais e
Geofísica Nuclear

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Marta S. M.
Mantovani

v. 1

São Paulo

2014

Ribeiro, Vanessa Biondo,

Interpretação dos dados aéreo geofísicos do lineamento de anomalias magnéticas a sudoeste do estado do Mato Grosso – SW do Cráton Amazônico e sua relação com a tectônica local/ Vanessa Biondo Ribeiro; orientadora Marta Silvia Maria Mantovani – São Paulo, 2011.

229 f.: fig.

Tese (Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.

Magnetometria, Gamaespectrometria, Inversão 3-D e Tectônica Regional.

FOLHA DE APROVAÇÃO

Vanessa Biondo Ribeiro

Interpretação do lineamento de anomalias magnéticas a SW do Cráton Amazônico (MT) e sua relação com a tectônica local.

Tese apresentada Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção de título de Doutor em Geofísica.

Área de concentração: Métodos Potenciais e Geofísica Nuclear

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Marta S. M. Mantovani

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição: _____ Assinatura: _____

Para Vinicius H. A. Louro e para minha mãe.

AGRADECIMENTOS

À Prof.^a Dr.^a Marta S. M. Mantovani, que me orientou neste trabalho e foi mais do que um exemplo ao longo de todos esses anos.

Ao Prof. Dr. Wladimir Shukowsky, pelo apoio e valiosas discussões ao longo da elaboração deste trabalho.

Ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas pela oportunidade de realização do curso de doutorado.

À CPRM por ceder os dados do aerolevante da Área 2, imprescindíveis para a realização deste trabalho.

À Geophysical Inversion Facility da University of British Columbia por fornecer a licença do programa de inversão utilizado neste trabalho.

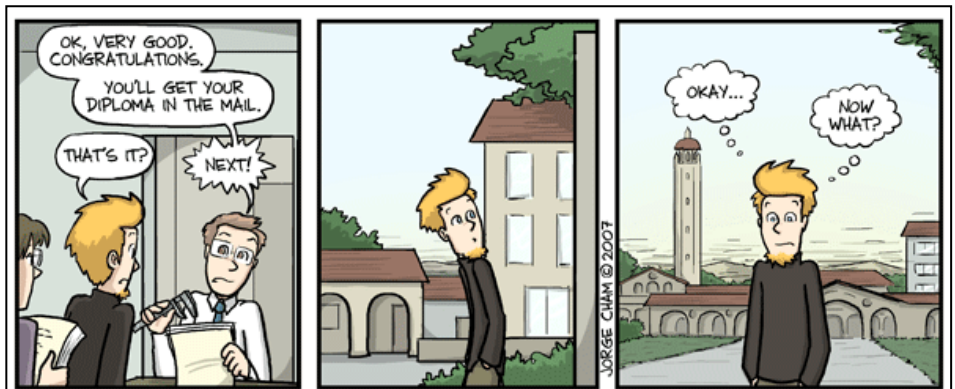
Ao CNPQ pela concessão da bolsa de doutorado e pelo apoio financeiro para realização desta pesquisa.

Aos meus amigos Fábio Luis Dias e Fernanda Larrubia Yamashita por todo apoio, amizade e ombro ao longo de todos esses anos. Irmãos que a vida me deu.

À minha família por toda compreensão e incentivo sem os quais eu não teria chegado até aqui.

Ao meu marido Vinicius, por todo amor, apoio, ajuda e debates indispensáveis a este trabalho.

My thesis is written in



INDICE

RESUMO	01
ABSTRACT	03
1. INTRODUÇÃO	05
2. GEOLOGIA	08
2.1 – Bacia dos Parecis.....	11
2.2 – Terreno Jauru.....	11
2.2.1 – Grupo Alto Jauru.....	12
2.2.2 – Suíte Intrusiva Figueira Branca.....	14
2.2.3 – Formação Jauru.....	15
2.2.4 – Suíte Intrusiva Santa Helena.....	15
3. METODOS	18
3.1 – Gama espectrometria.....	18
3.1.1 – Correção do Tempo Morto.....	20
3.1.2 – Remoção da Radiação de Fundo.....	21
3.1.2.1 – Remoção da Radiação de Fundo da Aeronave e Cósmico.....	21
3.1.2.2 – Remoção da Radiação de Fundo do Radônio Atmosférico.....	22
3.1.2.3 – Correção do Efeito Compton (Desprovido da Sobreposição Espectral dos Dados).....	25
3.1.2.4 – Correção Altimétrica.....	27
3.1.2.5 – Conversão para Concentração dos Elementos.....	28

3.2 – Magnetometria.....	28
3.2.1 – Técnicas de Processamento.....	33
3.2.1.1 – Separação das componentes regional-residual do campo magnético.....	33
3.2.1.2 – Definição dos limites espaciais do corpo intrudido.....	34
i – Estimativa lateral: Derivada Horizontal Aprimorada.....	34
ii – Estimativa de Profundidade: EHD-Depth.....	37
3.2.1.3 – Amplitude do Campo Magnético Anômalo (AAMF).....	38
3.2.1.4 – Redução ao Polo Magnético – Método MinMax.....	39
3.2.1.5 – Tilt.....	41
3.3 – Interpretação 3D dos Dados Magnéticos.....	41
3.3.1 – Modelagem Direta.....	42
3.3.2 – Inversão.....	44
4. DADOS GEOFÍSICOS.....	47
5. ESTUDO DAS ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO GRUPO 1....	54
5.1 – Área 1: Anomalia de Rio Juruena (RJU).....	57
5.2 – Área 2: Anomalia de Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2).....	62
5.3 – Área 3: Anomalias de São José 1 a 5 (SJ-1 A 5).....	69
5.4 – Área 4: Anomalias de Palmital 1 a 6 (PAL-1 a 6).....	79
5.5 – Área 5: Anomalia de Lucialva (LUC).....	86
5.6 – Interpretação Geral das Anomalias Magnéticas do Grupo 1....	91

6. ESTUDO DAS ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO GRUPO 2....	95
6.1 – Área 6: Anomalia de Rio Jauru (RJA).....	97
6.2 – Área 7: Anomalia de Figueira Branca (FBG).....	106
6.3 – Área 8: Anomalia de Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9).....	114
6.4 – Interpretação Geral dos Resultados Obtidos para o Grupo 2.....	122
7. ESTUDO DAS ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO GRUPO 3....	124
7.1 – Área 9: Anomalia de Sertãozinho (STZ).....	127
7.2 – Área 10: Anomalia de Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2).....	132
7.3 – Área 11: Anomalia de Nova (NOV).....	137
7.4 – Interpretação Geral dos Resultados Obtidos para o Grupo 3.....	146
8. ESTUDO DAS ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO GRUPO 4....	150
8.1 – Área 12: Anomalia de Aparecida 1 e 2 (APA-1 a 2).....	152
8.2 – Área 13: Anomalia de Glória do Oeste (GDO-1 e 2).....	158
8.3 – Área 14: Anomalia de Caeté 1 a 3 (CAE-1 a 3).....	163
8.4 – Interpretação Geral dos Resultados Obtidos para o Grupo 4.....	169
9. INTERPRETAÇÃO GERAL.....	173
9.1 – Interpretação Regional.....	174
9.2 – Interpretação das Anomalias Magnéticas no Contexto Regional.....	184
9.2.1 – Grupo A de anomalias magnéticas x Ocorrências kimberlíticas.....	187
9.2.2 – Grupo B de anomalias magnéticas x Depósitos de Alto Jauru/Cabaçal (Au, Cu, Zn).....	191
9.2.2.1 – Depósito Alto Jauru/Cabaçal (Cu, Zn, Au).....	192

9.2.2.2 – Comparação entre o Depósito Alto Jauru e as anomalias magnéticas do Grupo B.....	194
9.2.2.3 – Comparação entre as anomalias magnéticas do Grupo B e o contexto tectônico.....	196
10. CONCLUSÕES.....	206
11. REFERÊNCIAS.....	215

INDICE DE TABELAS

5.1 – Tabela com os principais resultados obtidos para as anomalias magnéticas estudadas: polarização, profundidade estimada pela técnica do EHD (D_{EHD}) e pela inversão 3D (D_{3D}), susceptibilidade da rocha encaixante (χ_{ENC}) obtida pela literatura (Telford et al., 1990) e pela inversão (χ_{3D}) em S.I. e o volume da fonte anômala em subsuperfície gerada pela inversão.....	56
6.1 –Tabela com os principais resultados obtidos para as anomalias magnéticas estudadas: polarização, profundidade estimada pela técnica do EHD (D_{EHD}) e pela inversão 3D (D_{3D}), susceptibilidade da rocha encaixante (χ_{ENC}) obtida pela literatura e pela inversão (χ_{3D}) em S.I. e o volume do corpo gerado pela inversão.....	96
7.1 –Tabela com os principais resultados obtidos para as anomalias magnéticas estudadas: polarização, profundidade estimada pela técnica do EHD (D_{EHD}) e pela inversão 3D (D_{3D}), susceptibilidade da rocha encaixante (χ_{ENC}) obtida pela literatura e pela inversão (χ_{3D}) em S.I. e o volume da fonte anômala em subsuperfície gerada pela inversão.....	127
8.1 – Tabela com os principais resultados obtidos para as anomalias magnéticas estudadas: polarização, profundidade estimada pela técnica do EHD (D_{EHD}) e pela inversão 3D (D_{3D}), susceptibilidade da rocha encaixante (χ_{ENC}) obtida pela literatura e pela inversão (χ_{3D}) em S.I. e o volume da fonte anômala em subsuperfície gerada pela inversão.....	151

INDICE DE FIGURAS

- Figura 2.1 – Mapa simplificado da porção SE da PRSI com os limites dos principais orógenos, terrenos, cinturões e unidades litológicas (adaptado de Bettencourt et al., 2010). O polígono tracejado em preto indica o arco de anomalias estudado..... 09
- Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado da região de estudo com a localização do arco de anomalias estudado (polígono tracejado). As anomalias identificadas foram divididas em 14 áreas (polígonos em preto): 1 – anomalia de Rio Juruena, 2 – Córrego do Bugre 1 e 2, 3 – São José 1 a 5, 4 – Palmital 1 a 5, 5 – Lucialva, 6 – Rio Jauru, 7 – Figueira Branca, 8 – Bela Vista, 9 – Sertãozinho, 10 – Rio Aguapeí, 11 – Nova, 12 – Aparecida, 13 – Glória do Oeste e 14 – Caeté..... 10
- Figura 3.1 – Espectros de radiação gama mostrando as posições da janela de energia para cada elemento e da contagem total (modificado de Foote, 1968)..... 19
- Figura 3.2 – Representação (A) do corpo em sub-superfície dividido em fatias e (B) da composição do poliedro gerado a partir das arestas e fatias definidas em (A)..... 43
- Figura 4.1 – Mapa de localização da “Área 2” (polígono preto) sobrevoada pela CPRM..... 47
- Figura 4.2 – Mapa do campo magnético total obtido a partir dos dados aeromagnéticos disponibilizados pela CPRM para a “Área 2”. A linha preta destaca o contorno da Bacia dos Parecis na região do aerolevanteamento. O polígono tracejado localiza o lineamento de anomalias magnéticas (indicadas pelos quadrados numerados de 1 a 14). 49
- Figura 4.3 – Mapa da distribuição ternária com padrão RGB = (K, Th, U) dos dados radiométricos disponibilizados pela CPRM para a “Área 2”. A linha irregular vermelha destaca o contorno da Bacia dos Parecis na região do aerolevanteamento, enquanto que o polígono preto tracejado localiza o lineamento de anomalias magnéticas estudadas (indicadas pelos quadrados numerados de 1 a 14)..... 50
- Figura 4.4 – Mapa de detalhe do campo magnético total (CMT) observado

para a porção sudoeste da Bacia dos Parecis (linha tracejada em preto). O polígono com linha traço-ponto localiza o lineamento de anomalias estudado enquanto que a linha pontilhada apresenta os limites do Batólito de Santa Helena. As anomalias identificadas foram divididas em 14 áreas, indicadas pelos quadrados em preto. O mapa mostra ainda as principais ocorrências minerais na região e a localização das zonas de cisalhamento Indiavaí-Lucialva e Pitas (ILSZ e PSZ, respectivamente). 51

Figura 5.1 – Mapa do campo magnético total (CMT) da porção sudoeste da Bacia dos Parecis (limitada pela linha tracejada). Os polígonos pretos indicam a localização das áreas das anomalias estudadas pertencentes ao Grupo 1..... 54

Figura 5.2 – Mapa da distribuição ternária dos radioelementos (K, Th e U) da porção sudoeste da Bacia dos Parecis (limitada pela linha tracejada). Os polígonos em branco indicam a localização das áreas das anomalias estudadas. 55

Figura 5.3 – Mapa do campo magnético total (CMT) da anomalia de Rio Juruena 1 a 3 (RJU-1 a 3, respectivamente) com linhas equipotenciais espaçadas de 5 nT..... 57

Figura 5.4 – Mapa do EHD calculado para a região da anomalia de Rio Juruena. Os círculos indicam os pontos utilizados na estimativa da profundidade do topo das bordas da fonte anômala feita a partir da extrapolação da técnica (EHD-Depth). As curvas de nível estão espaçadas em 0.05 nT/m. 58

Figure 5.5 – Mapa de AAMF calculado para a região da anomalia de Rio Juruena. As linhas de contorno estão espaçadas em 10 nT..... 59

Figura 5.6 – Inversão dos dados magnéticos de Rio Juruena nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético total, (B) sul com corte de susceptibilidade entre 0.04 e 0.17 SI, (C) e (D) vista em perspectiva com o mesmo ângulo sendo que em (C) a malha foi cortada a oeste e sul e em (D) manteve-se o corte de contraste de susceptibilidades entre 0.04 a 0.17 SI..... 60

Figura 5.7 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região de Rio Juruena, (B) do corpo 3D recuperado pela inversão

(AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).....	61
Figura 5.8 – Mapa do campo magnético residual (CMR) da região da anomalia de Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2, respectivamente). As curvas de nível estão espaçadas em 15 nT.....	63
Figura 5.9 – Mapa do EHD calculado para a região das anomalias de Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2, respectivamente). Os círculos indicam os pontos utilizados nas estimativas de profundidade do topo dos limites laterais das fontes anômalas calculadas a partir da extrapolação da técnica (EHD-Depth). O contorno tracejado indica os limites dos dipolos magnéticos observados para o CMT (Figura 5.8).....	64
Figura 5.10 – Mapa do AAMF para a anomalia de Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2, respectivamente). As curvas de nível magnéticas estão espaçadas em 5 nT. O contorno preto indica os limites dos dipolos magnéticos observados no CMT (Figura 5.8).....	65
Figura 5.11 – Modelos 3D obtido para Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2, respectivamente) nas vistas (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) sul com corte de susceptibilidade entre 0.04 e 0.06 SI. (C) e (D) apresentam os modelos obtidos para as inversões individuais de CBG-1 e 2, respectivamente, sendo que no lado esquerdo o contraste de susceptibilidades foi cortado entre 0.04 a 0.06 S.I.....	66
Figura 5.12 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região de CBG-1 e (B) do corpo 3D recuperado pela inversão dessa anomalia (AAMF-3D), enquanto que (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).....	67
Figura 5.13 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região de CBG- 2, (B) do corpo 3D recuperado pela inversão dessa anomalia (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).....	68
Figura 5.14 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região das anomalias de São José 1 a 5 (SJ-1 a 5). As curvas de nível estão espaçadas em 20 nT.....	70
Figura 5.15 – Mapa do EHD obtido para a região de estudo. Os polígonos	

tracejados indicam a localização das anomalias de São José 1 a 5 (SJ-1 a 5). As curvas de nível estão espaçadas em 0.1 nT/m.....	71
Figura 5.16 – Mapa do EHD obtido para a região de estudo com a distribuição dos picos da função utilizados para estimar a profundidade das fontes (símbolos circulares). Os polígonos tracejados indicam a localização das anomalias de São José 1 a 5 (SJ-1 a 5). As curvas de nível estão espaçadas de 0.1 nT/m.....	72
Figura 5.17 – Mapa do AAMF calculado para a região de estudo. Os polígonos tracejados indicam o contorno das anomalias de São José 1 a 5 (SJ-1 a 5). As curvas de nível estão distribuídas com espaçamento de 20 nT.....	73
Figura 5.18 – Inversão dos dados de amplitude magnética da região de São José 1 a 5 nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético total, (B) sul e (C) topo com corte de susceptibilidade entre 0.063 e 0.254 SI, e (D) corte vertical do mesh invertido sob a coordenada 8352400 N.....	74
Figura 5.19 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região das anomalias de São José 1 a 5, (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).....	75
Figura 5.20 – Mapa do campo magnético residual (CMR) da região das anomalias de Palmital 1 a 5 (PAL-1 a 5). As curvas de nível estão espaçadas em 10 nT.....	80
Figura 5.21 – Mapa do EHD obtido para a Área 4. Os polígonos tracejados indicam a localização das anomalias de PAL-1 a 6. As curvas de nível estão espaçadas em 0.025 nT/m.....	81
Figura 5.22 – Mapa do EHD obtido para a região de estudo com a distribuição dos picos da função utilizados para estimar a profundidade das fontes (símbolos circulares). Os polígonos tracejados indicam a localização das anomalias de Palmital 1 a 6 (PAL-1 a 6). As curvas de nível estão espaçadas em 0.025 nT/m.....	82
Figura 5.23 – Mapa do AAMF calculado para a região das anomalias de Palmital 1 a 6 (PAL-1 a 6 – polígonos tracejados). As curvas de nível	

estão espaçadas de 20 nT.....	83
Figura 5.24 – Inversão dos dados de amplitude magnética para a região das anomalias de Palmital 1 a 6 nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético total, (B) sul e (C) topo com corte de susceptibilidade entre 0.017 e 0.055 SI, e (D) corte vertical do mesh invertido.....	84
Figura 5.25 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região das anomalias de São José 1 a 5, (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D) enquanto que (C) e (D) são o mapa e o histograma da distribuição dos resíduos (RES).....	86
Figura 5.26 – Mapa do campo magnético residual (CMR) da região da anomalia de Lucialva. As curvas de nível estão espaçadas de 10 nT.....	87
Figura 5.27 – Mapa do EHD obtido para a região da anomalia de Lucialva com a distribuição dos picos da função utilizados para estimar a profundidade da fonte anômala (símbolos circulares). As curvas de nível estão espaçadas de 0.02 nT/m.....	88
Figura 5.28 – Mapa do AAMF calculado para a região da anomalia de Lucialva. As curvas de nível estão espaçadas em 20 nT.....	89
Figura 5.29 – Inversão dos dados magnéticos de Lucialva nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético anômalo total, (B) sul e (C) topo com corte de susceptibilidade entre 0.026 e 0.040 SI, e (D) corte vertical do mesh invertido.....	90
Figura 5.30 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados para a Área 5, e (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) apresentam o mapa e o histograma com a distribuição dos resíduo (RES) obtidos.....	91
Figura 6.1 – Mapa do campo magnético total (CMT) do Grupo 3. Os polígonos pretos indicam a localização das áreas das anomalias estudadas: área 6 – Anomalia de Rio Jauru, área 7 – Figueira Branca e área 8 – Bela Vista.....	95
Figura 6.2 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região da anomalia de Rio Jauru. As curvas de nível estão espaçadas em 100 nT.....	97
Figura 6.3 – Mapa do EHD obtido para a região da anomalia de Rio Jauru.	

As curvas de nível estão espaçadas em 0.02 nT/m.....	98
Figura 6.4 – Mapa geológico simplificado da região da anomalia de Rio Jauru (polígono tracejado), modificado da carta geológica SD.21-Y-C-III Jauru (Programa Geologia do Brasil, Carta Geológica – Escala 1:100.000). O símbolo amarelo e laranja representam as ocorrências de ouro e cobre conhecidas na região, enquanto que os losangos brancos indicam as localizações dos kimberlitos.....	99
Figura 6.5 – Mapa do EHD obtido para a região da anomalia de Rio Jauru com a distribuição dos picos da função utilizados para estimar a profundidade da fonte anômala (círculos na figura). As curvas de nível estão espaçadas em 0.02 nT/m.....	101
Figura 6.6 – Mapa do AAMF calculado para a região da anomalia de Rio Jauru. As curvas de nível estão espaçadas em 50 nT.....	101
Figura 6.7 – Inversão dos dados magnéticos de Rio Jauru nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético total com escala de cor linear, (B) sul e (C) topo com corte de susceptibilidade entre 0.085 e 0.230 SI, enquanto (D) e (E) apresentam o corte vertical do corpo invertido com corte de susceptibilidade entre 0.085 e 0.230 SI e do mesh invertido, respectivamente.....	102
Figura 6.8 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia de Rio Jauru, (B) do corpo 3D recuperado pela inversão (AAMF-3D); enquanto que (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES), respectivamente.....	104
Figura 6.9 – Mapa das contagens individuais do (A) potássio em %, (B) equivalente em tório (eTh) e (C) equivalente em urânio (eU) ambos em ppm, e (D) distribuição ternária com padrão RGB desses elementos. Os polígonos tracejados referem-se aos limites da fonte magnética de Rio Jauru delimitada a partir do mapa de EHD (Figura 5.30).....	105
Figura 6.10 – Mapa do campo magnético residual (CMR) da região da anomalia de Figueira Branca. As curvas de nível estão espaçadas em 100 nT.....	107
Figura 6.11 – Mapa do EHD obtido para a região da anomalia de Figueira Branca (FGB) com a distribuição dos picos da função utilizados para	

estimar a profundidade da fonte anômala (círculos na figura). As curvas de nível estão espaçadas em 0.05 nT/m.....	108
Figura 6.12 – Mapa geológico simplificado da região da anomalia magnética de Figueira Branca (polígono preto), modificado de Nunes et al. (2000).....	110
Figura 6.13 – Mapa do AAMF calculado para a região da anomalia de Figueira Branca. As curvas de nível estão espaçadas em 20 nT.....	110
Figura 6.14 – Inversão dos dados magnéticos de Figueira Branca nas vistas: (A) perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético total, (B) sul e (C) topo com sobreposição do campo magnético, (D) perspectiva com corte de susceptibilidade entre 0.080 e 0.204 SI e (E) corte vertical do mesh invertido.....	111
Figura 6.15 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região das anomalias de Figueira Branca, (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).....	112
Figura 6.16 – Mapa das distribuições das contagens de (A) potássio em %, (B) de tório e (C) de urânio em ppm, e (D) mapa com a distribuição ternária dos radioelementos. O polígono com linha contínua representa os limites laterais da fonte magnética da anomalia de Figueira Branca, enquanto que o polígono tracejado indica os limites da suíte intrusiva Figueira Branca interna à área 7 do arco magmático (Figura 4.4).....	113
Figura 6.17 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região das anomalias de Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9, respectivamente). As curvas de nível estão espaçadas em 20 nT.....	115
Figura 6.18 – Mapa do EHD obtido para a região das anomalias de Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9, respectivamente). As curvas de nível estão espaçadas em 0.02 nT/m.....	116
Figura 6.19 – Mapa do EHD obtido para a região das anomalias de Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9, respectivamente) com a distribuição dos picos da função utilizados para estimar a profundidade da fonte anômala (círculos na figura). As curvas de nível estão espaçadas em 0.02 nT/m.....	117
Figura 6.20 – Mapa do AAMF calculado para a região das anomalias de	

Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9, respectivamente). As curvas de nível (linhas pontilhadas) estão espaçadas em 50 nT.....	119
Figura 6.21 – Inversão dos dados magnéticos de Bela Vista 3, 4 e 8 (BVS-3, 4 e 8, respectivamente) vistas: (A) perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético total com escala linear, (B) topo com sobreposição do mapa do campo magnético anômalo, (C) perspectiva com corte vertical do mesh invertido e (D) com corte de susceptibilidade entre 0.128 e 0.192 S.I.....	120
Figura 6.22 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região das anomalias de Bela Vista, (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).....	121
Figura 7.1 – Mapa geológico simplificado da porção sudoeste do Batólito de Santa Helena. Os polígonos pretos indicam a localização das áreas das anomalias estudadas.....	124
Figura 7.2 – Mapa do campo magnético total (CMT) da porção sudeste do Batólito de Santa Helena (indicado pela linha tracejada) com a localização das áreas das anomalias de Serãozinho, Rio Aguapeí e Nova.....	125
Figura 7.3 – Mapa com distribuição ternária dos radioelementos (K, Th e U) obtido para a porção sudeste do Batólito de Santa Helena (indicado pela linha tracejada). Os retângulos pretos indicam a localização das áreas das anomalias estudadas.....	126
Figura 7.4 – Mapa do campo magnético residual (CMR) obtido para a anomalia de Sertãozinho. As curvas de nível estão espaçadas em 10 nT...	128
Figura 7.5 – Mapa do EHD calculado para a região da anomalia de Sertãozinho. Os círculos indicam os pontos utilizados na estimativa da profundidade a partir do EHD-Depth. As curvas de nível estão espaçadas em 0.05 nT/m.....	129
Figure 7.6 – Mapa de AAMF calculado para a região da anomalia de Sertãozinho. As linhas de contorno estão espaçadas em 10 nT.....	129
Figura 7.7 – Inversão dos dados magnéticos da anomalia de Sertãozinho nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético total, (B) sul com corte de susceptibilidade entre 0.033 e 0.067 S.I. e	

visão de topo com sobreposição do campo magnético, (C) e (D) vista em perspectiva com o mesmo ângulo sendo que em (C) a malha foi cortada a oeste e sul e em (D) manteve-se o corte de contraste de susceptibilidades entre 0.04 a 0.17 S.I.....	130
Figura 7.8 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia de Sertãozinho, (B) do corpo 3D recuperado pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).....	131
Figura 7.9 – Mapa do campo magnético residual (CMR) das anomalias de Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2, respectivamente). As curvas de nível estão espaçadas em 10 nT.....	133
Figura 7.10 – Mapa do EHD calculado para as anomalias de Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2, respectivamente) com a distribuição dos picos da função do EHD utilizados na estimativa da profundidade (círculos). Os polígonos tracejados indicam os contornos estimados para as fontes magnéticas em subsuperfície. As curvas de nível estão espaçadas em 0.01 nT/m.....	133
Figura 7.11 – Mapa de AAMF calculado para a região das anomalias de Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2, respectivamente), identificadas pelos polígonos tracejados na figura. As curvas de nível estão espaçadas em 10 nT.....	135
Figura 7.12 – Inversão dos dados magnéticos de Rio Aguapeí 1 e 2 nas vistas: (A) perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) topo e perspectiva com corte vertical (C) com contraste de susceptibilidade limitado entre 0.013 a 0.036 SI e (D) com a distribuição da susceptibilidade ao longo do mesh.....	135
Figura 7.13 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região das anomalias de Rio Aguapeí, (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D), enquanto que (C) e (D) apresentam o mapa e o histograma da distribuição de resíduo (RES).....	136
Figura 7.14 – Mapa do campo magnético residual (CMR) interpolado para a região da anomalia de Nova. As curvas de nível estão espaçadas em 25 nT.....	137

- Figura 7.15 – Mapa do EHD calculado para a região da anomalia de Nova. Os círculos sobre a anomalia localizam a distribuição dos picos da função do EHD utilizados na estimativa da profundidade do topo das bordas laterais dessa fonte (indicada pelo polígono tracejado). As curvas de nível estão espaçadas em 0.01 nT/m..... 138
- Figura 7.16 – Mapa de AAMF obtido para a região da anomalia de Nova. O polígono tracejado indica os limites laterais da fonte magnética em subsuperfície estimados a partir do EHD. As curvas de nível estão espaçadas em 10 nT..... 139
- Figura 7.17 – Inversão dos dados de AAMF da anomalia magnética de Nova nas vistas: (A) perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) sul e (C) topo, (D) perspectiva com corte de susceptibilidade entre 0.043 e 0.086 SI e (E) corte vertical do mesh invertido..... 140
- Figura 7.18 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia magnética de Nova, e (B) do corpo 3D recuperado pela inversão (AAMF-3D), enquanto que (C) e (D) apresentam o mapa e o histograma da distribuição de resíduo..... 141
- Figura 7.19 – Mapa com a distribuição das contagem de (A) potássio (em %), (B) tório e (C) urânio (em ppm) e (D) mapa com a distribuição ternária dos radioelementos para a região da anomalia de Nova. O polígono tracejado indica a delimitação das bordas da fonte magnética em subsuperfície obtida a partir da técnica do EHD..... 142
- Figura 7.20 – Imagem via satélite obtido a partir do GoogleEarth para a região da anomalia de Nova (identificada pelo polígono preto traçado a partir do EHD). Os quadriláteros brancos localizam os possíveis pontos de afloramentos identificados..... 144
- Figura 7.21 – Mapas dos possíveis pontos de afloramento da fonte anômala de Nova, obtidos a partir de imagens de satélite pelo software Google Earth..... 145
- Figura 7.22 – Esquema hipotético simplificado do modelo tectônico evolutivo da orogenia Santa Helena, onde PRNJ representa a Província Rio Negro-Juruena e OCA a orogenia Cachoeirinha. Modificado de

Bettencourt et al. (2010).....	147
Figura 7.23 – Esquema hipotético e simplificado da intrusão do magma do batólito de Santa Helena.....	148
Figura 8.1 – Mapa do campo magnético total (CMT) da porção sudoeste do lineamento de anomalias, destacando a localização das áreas de estudo das anomalias Aparecida 1 e 2 (APA-1 e 2), Glória do Oeste (GDO) e Caeté (CAE-1 a 3).....	150
Figura 8.2 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região das anomalias de Aparecida 1 e 2 (APA-1 e 2, respectivamente). As linhas contínuas localizam a trajetória de aquisição do aerolevanteamento. As curvas de nível (linhas pontilhadas) estão espaçadas em 5 nT.....	152
Figura 8.3 – Campo magnético residual obtido para a anomalia de Aparecida 1 (APA-1). As curvas de nível estão espaçadas em 20 nT.....	153
Figura 8.4 – Mapa do EHD calculado para a região da anomalia de Aparecida 1. As curvas de nível estão espaçadas em 0.2 nT. Os círculos indicam os pontos utilizados na estimativa da profundidade feita a partir da técnica EHD-Depth.....	154
Figure 8.5 – Mapa do AAMF calculado para a região da anomalia de Aparecida 1. As curvas de nível estão espaçadas em 25 nT.....	155
Figura 8.6 – Inversão dos dados magnéticos da anomalia de Aparecida vistas: (A) perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) leste e (C) topo, (D) perspectiva com corte de susceptibilidade entre 0.095 a 0.230 SI e (E) corte vertical do conjunto de células usadas na inversão (mesh).....	156
Figura 8.7 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia de Aparecida 1, (B) do corpo 3D recuperado pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).....	157
Figura 8.8 – Mapa do campo magnético residual (CMR) interpolado para a região da anomalia de Glória do Oeste (GDO). As curvas de nível estão espaçadas em 25 nT.....	158
Figura 8.9 – Mapa do EHD calculado para a região da anomalia de Glória do Oeste (GDO) com a distribuição dos picos da função do EHD	

utilizados na estimativa da profundidade (círculos). As curvas de nível estão espaçadas em 0.15 nT/m.....	159
Figura 8.10 – Mapa de AAMF calculado para a região das anomalias de Glória do Oeste. As curvas de nível estão espaçadas em 25 nT.....	160
Figura 8.11 – Inversão dos dados magnéticos da anomalia de Glória do Oeste 1 e 2 (GDO-1 e 2, respectivamente) vistas: (A) em perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) topo (C) perspectiva com corte de susceptibilidade entre 0.035 a 0.053 S.I. e (E) corte vertical do mesh invertido.....	161
Figura 8.12 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia de Glória do Oeste 1 e 2 e (B) do corpo 3D recuperado pela inversão desses dados (AAMF-3D); enquanto que (C) e (D) são o mapa e o histograma dos resíduos (RES) obtidos pela inversão.....	162
Figura 8.13 – Mapa do campo magnético residual (CMR) da anomalia de Caeté 1 e 2 (CAE-1 e 2, respectivamente). As curvas de nível estão espaçadas em 25 nT.....	163
Figura 8.14 – Mapa do EHD calculado para as anomalias de Caeté 1 a 3 (CAE-1 a 3, respectivamente) com a distribuição dos picos utilizados na estimativa da profundidade (círculos). As curvas de nível estão espaçadas em 0.11 nT/m.....	164
Figura 8.15 – Mapa de AAMF calculado para a região das anomalias de Caeté 1, 2 e 3. As curvas de nível estão espaçadas em 30 nT.....	165
Figura 8.16 – Inversão dos dados magnéticos da anomalia de Caeté 1 a 3 (CAE-1 a 3, respectivamente) vistas: (A) em perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) topo (C) perspectiva com corte de susceptibilidade entre 0.028 a 0.071 S.I. e (D) corte vertical do mesh invertido.....	166
Figura 8.17 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia de Caeté 1 a 3 e (B) do corpo 3D recuperado pela inversão desses dados (AAMF-3D); enquanto que (C) e (D) são o mapa e o histograma dos resíduos (RES) obtidos pela inversão.....	168
Figura 8.18 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região das	

anomalias de GDO e CAE-1 a 3, com a distribuição das estações anomalias de 1ª, 2ª e 3ª ordem identificadas pela CPRM na região das cidades de Tabuleta e Glória do Oeste (identificadas pelos polígonos cianos). As curvas de nível do campo magnético estão espaçadas em 40 nT..... 171

Figura 9.1 – Mapa do campo magnético reduzido ao polo (Reduced to the Magnetic Pole - RTP) calculado para a região de estudo após a remoção da contribuição do sinal magnético das anomalias identificadas (polígonos cinza e preto). A linha pontilhada identifica o limite sul da Bacia dos Parecis, enquanto que as linhas preta e branca delimitam o Grupo Aguapeí (à esquerda no mapa) e o Batólito Santa Helena, respectivamente..... 176

Figura 9.2 – Mapa obtido a partir da técnica do Tilt calculado para o mapa reduzido ao polo magnético (Figura 9.1) sem a contribuição magnética associada às principais anomalias observadas para a região (polígonos em preto e cinza). As linhas em amarelo sinalizam os principais lineamentos magnéticos identificados para a região..... 177

Figura 9.3 – Mapa de interpretação magnética, obtido a partir dos dados de Tilt (Figura 9.2). As linhas em preto indicam a localização dos lineamentos magnéticos identificados. A linha pontilhada delimita a Bacia dos Parecis, a linha azul o Batólito de Santa Helena e a linha verde o Grupo Aguapeí. A linha tracejada vermelha localiza os limites tectônicos propostos por Bettencourt et al. (2010)..... 179

Figura 9.4 – Figura esquemática do episódio de subducção e formação de arcos vulcânicos intra-oceânicos no Domínio Jauru (modificado de Ruiz, 2005)..... 181

Figura 9.5 – Figura esquemática dos elementos tectônicos da Orogenia Toniana Sunsás, no Brasil. Adaptado de Ruiz (2005)..... 183

Figura 9.6 – Mapa da área de estudo indicando a localização dos distritos polimetálicos Alto Jauru e Alto Guaporé (delimitados por Lacerda Filho, 2004) com a localização das anomalias magnéticas estudadas (Grupo A a C), das principais ocorrências mineralógicas e dos limites geológicos do Batólito Santa Helena e Grupo Aguapeí. Os losangos brancos

identificam os kimberlitos (1) Sapé-01, (2) Sapé-02, (3) Jacaré-01, (4) Jacaré-02, (5) Jauru-01, (6) Jauru-02, (7) Jauru-03, (8) Progresso-01 e (9) Progresso-02. ILSZ e PSZ indicam as zonas de cisalhamento Índiavaí-Lucialva e Pitas, respectivamente..... 185

Figura 9.7 – Mapa simplificado da Bacia dos Parecis apresentando a localização das províncias kimberlíticas (símbolos amarelos) de Juína/Aripuanã (JU), Paranatinga (PA), Pimenta Bueno (PB), Colorado do Oeste (CO) e Pontes e Lacerda (PL), assim como do lineamento 125AZ. Modificado de Siqueira e Teixeira (1993)..... 188

Figura 9.8 – Inversão dos dados magnéticos das anomalias de Rio Juruena (RJU), Córrego do Bugre 1 (CBG-1) e 2 (CBG-2), São José 1 a 5 (SJ-1 a 5), Palmital 1 a 5 (PAL-1 a 5) e Lucialva (LUC) com a sobreposição do mapa de campo magnético total (CMT). Os losangos representam a localização dos kimberlitos e o círculo laranja a ocorrência de cobre, identificados pela CPRM na região. A linha pontilhada indica o limite sudoeste da Bacia dos Parecis na região..... 190

Figura 9.9 – Inversão dos dados magnéticos das anomalias do Grupo B: Rio Jauru (RJA), Figueira branca (FGB), Bela Vista 3, 4 e 8 (BV-3, 4 e 8, respectivamente), Aparecida (APA), Glória do Oeste 1 e 2 (GDO-1 e 2), Caeté 1 a 3 (CAE-1 a 3, respectivamente); e Grupo C: Sertãozinho (SRT), Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2) e Nova (NOV); com a sobreposição do mapa de campo magnético residual (CMR)..... 196

Figura 9.10 – Datação estimada para os principais eventos orogênicos e ígneos ocorridos no Domínio Jauru. As siglas representam: o GAGP – Grupo Aguapeí, Suítes Intrusivas SIFB –Figueira Branca, SIRP – Rancho de Prata; SIPD –Pindaituba e SIGP –Guapé, Batólitos Poli-deformados BPAC – Água Clara e BPSH – Santa Helena, Ortognaisses OTAQ – Taquarussu, ORET –Retiro, ORNO – Rio Novo, OALG – Alto Guaporé, os Complexos Metavulcano-sedimentares CMRG – Rio Galera e CMPL – Pontes e Lacerda, e os Granitos GSAR – Sararé e GSDO – São Domingo; KIMB - kimberlitos ao sul da Bacia dos Parecis. As referências utilizadas encontram-se no texto..... 201

RESUMO

A região sudoeste do estado de Mato Grosso é marcada por diversas ocorrências auríferas, cupríferas e diamantíferas associado à kimberlitos. Entretanto, apesar do grande potencial mineralógico, há uma grande divergência por parte dos autores em relação à evolução tectônica e compartimentação litoestratigráfica. Dentro desse contexto, este trabalho agrega informações geofísicas sobre possíveis novos alvos exploratórios na região, levando a uma interpretação do possível cenário tectônico associado a essas intrusões. Foram analisados dados de aéro levantamentos magnéticos e gamaespectrométricos contratados pelo Serviço Geológico do Brasil (antiga Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM) no noroeste do estado do Mato Grosso, porção SW do Cráton Amazônico. A partir desses dados foram identificadas diversas anomalias magnéticas ao longo de um lineamento com direção preferencialmente NW-SE. Essas anomalias apresentam uma grande variação em extensão, intensidade e direção da magnetização total, podendo ser associadas à presença ou não de uma componente remanescente significativa. Entretanto, nem todas as anomalias apresentam uma clara relação com a zona de fraqueza gerada pelas zonas de cisalhamento Indiavaí-Lucialva e Pitas, e intrudem em diferentes tipos de rochas encaixantes. Por essa razão, as anomalias foram subdivididas em quatro grupos e analisadas individualmente em função do contexto geológico e tectônico do grupo no qual se encontram. Ao todo foram analisadas 34 anomalias magnéticas, dentre as quais apenas Rio Jauru, Figueira Branca e Nova apresentam indícios de afloramento a partir dos dados gama espectrométricos. O contraste entre as respostas radiométricas dessas anomalias, caracterizada por baixo dos três elementos para Rio Jauru e Figueira Branca,

geralmente associada a magmas máficos e ultramáficos, e as altas contagens de tório e urânio e baixo de potássio apresentadas por Nova, interpretadas como indicativas de um magma félsico ou intermediário, aponta uma heterogeneidade composicional das fontes anômalas estudadas. O contraste de susceptibilidade magnético aparente obtido pelas inversões tridimensionais varia de 0.013 a 0.230 S.I. Esse contraste, associado às informações sobre o contexto geotectônico da região disponíveis na literatura, nos permite concluir que essas intrusões magnéticas estão associadas a intrusões ígneas dentre as quais, podem ser citados como exemplo, dunitos, piroxênitos, gabros, etc. A anomalia de Nova, assim como Sertãozinho e Rio Aguapé 1 e 2, intrude interna aos limites geológicos do batólito de Santa Helena. A localização geográfica desses corpos, com contraste de susceptibilidade e assinatura radiométrica (associada à Nova) significativamente diferentes das observadas para o batólito evidenciam a necessidade de se revisar os modelos evolutivos propostos. Neste trabalho são propostos dois cenários evolutivos possíveis para explicar a configuração tectônica desses corpos. A intensa resposta magnética observada para as anomalias magnéticas, com presença de uma componente remanescente significativa, sugere que esses corpos intrudiram após o alojamento do batólito em superfície, tendo se aproveitado das falhas e fraturas presentes nesse corpo. Entretanto, uma resposta conclusiva sobre o tipo litológico das fontes magnéticas e o contexto tectônico dessas só pode ser obtida a partir de estudos geoquímicos e geocronológicos dessas intrusões que, aliados aos resultados deste trabalho, irão contribuir significativamente para um melhor entendimento da evolução geológica da região SW do Cráton Amazônico.

ABSTRACT

The southwest region of Mato Grosos is marked by several Au, Cu and Diamond occurrences. However, despite the large mineralogical potential, this region shows a wide divergence of hypothesis related to the tectonic evolution and the lithostratigraphy subdivision. Within this context, this work adds geophysical information about possible new exploration targets in the region, leading to a possible interpretation of the tectonic setting associated with these intrusions. Magnetic and gamma spectrometric airborne surveys performed by the Brazilian Geologic Service (CPRM) over the southwest part of Mato Grosso state, SW portion of the Amazonian Craton were analyzed. From these data, several magnetic anomalies were identified along a lineament with NW-SE direction. These anomalies have a large variation in extent, intensity and direction of the total magnetization (associated with the presence or absence of a significant remanent component). However, not all anomalies show a clear relationship with the weakness zones generated by Indiavaí-Lucialva and Pitas shear zones, and intrude on different types of host rocks. Therefore, the anomalies were divided into four major groups and individually analyzed as a function of the geological and tectonic context of each group. In total 34 magnetic anomalies were analyzed in this work, among which only Rio Jauru, Figueira Branca and Nova present evidences of outcropping points in gamma spectrometric data. The contrast between the responses of these radiometric anomalies, characterized by the low counts of the three elements to Figueira Branca and Rio Jauru (usually associated with mafic and ultramafic magmas) and high contents of thorium and uranium and low of potassium presented by Nova (interpreted as indicative of intermediate or felsic magma), shows a compositional heterogeneity of the anomalous

sources studied. The contrast of apparent magnetic susceptibility obtained by the 3D inversions varies from 0.013 to 0.230 S.I. This contrast, joined with information about the tectonic context of the region available in the literature, allowed to conclude that these magnetic intrusions are associated with igneous intrusions with magnetic susceptibility close to the observed for dunites, pyroxenites, gabbros, etc. Nova, Sertãozinho and Rio Aguapeí 1 and 2 anomalies intrude internal to the Santa Helena batholith geological limits. The geographic location of these bodies, combined with susceptibility contrast and the significant difference in the radiometric signature (associated with Nova anomaly) highlight the need to review the proposed evolution models for this batholith. This work proposes two possible evolution scenarios to explain the tectonic setting of these intrusions. The intense magnetic response observed for the magnetic anomalies, associated with the presence of a significant remanent component, suggests that these bodies intruded after the emplacement of the batholith in surface, taking advantage of the faults and fractures present in the body. However, a conclusive answer on the lithological type of the magnetic sources and tectonic context of these intrusions can only be obtained from geochemical and geochronological studies, which combined to the results of this study will contribute considerably to a better understanding of the geological evolution of the SW region of Amazonian Craton.

1. INTRODUÇÃO

A região SW do Cráton Amazônico, a sudoeste do estado de Mato Grosso é marcada por diversas ocorrências de ouro, cobre, elementos do grupo da platina (EGP) e diamantes associados à kimberlitos. Entretanto, apesar do seu grande potencial mineralógico, esta região apresenta uma grande divergência, por parte dos autores que a descrevem, em relação à evolução tectônica e em função da compartimentação litoestratigráfica (Saes e Fragoso César, 1996; Saes, 1999; Tassinari et al., 2000; Santos et al., 2000; Matos et al., 2004; Cordani e Teixeira, 2007; Santos et al., 2008, Bettencourt et al., 2010).

A revolução tecnológica que ocorreu nas últimas duas décadas permitiu um maior detalhamento e precisão nos levantamentos geofísicos aéreos e de sua interpretação, antes utilizados prioritariamente para fins de análises qualitativas e/ou de reconhecimento. Foram empregadas neste trabalho a magnetometria e a gama espectrometria, utilizando o contraste de susceptibilidade magnética e de emissões de radiação gama natural para identificar os limites de unidades tectônicas e de corpos isolados nas três dimensões, identificar estruturas com geometria bidimensionais (ex. falhas, fraturas e suturas), e discriminar domínios composicionais. Dessa forma, complementando e/ou retificando as observações geológicas.

Diversos trabalhos vêm sendo desenvolvidos com o intuito de estudar o comportamento em subsuperfície de intrusões magnéticas, com ou sem indícios de afloramento observáveis a partir dos dados de gamaespectrometria, ou mesmo caracterizar uma região a partir do contraste da propriedade física considerada. Entre esses trabalhos podem ser citados: Dickson e Scott (1997), Shearer (2005), Silva (2006),

Ribeiro (2011), Pereira e Mantovani (2012), Louro e Mantovani (2012) e Ribeiro e Mantovani (2012).

Dentro desse contexto, procurou-se realizar um trabalho que permitisse agregar informações geofísicas sobre possíveis novos alvos exploratórios na região assim como uma interpretação do possível cenário tectônico associado a essas intrusões. Para tal, foram analisados os dados de aerolevantamentos magnéticos e gama espectrométricos contratados pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil, antiga Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) sobre a Área 2 (código 1080), localizada no noroeste do estado do Mato Grosso e compreendida pelas coordenadas (-60°00' e -56°00') a (-16°15' e -14°00')¹. O aerolevanteamento foi realizado em 2008, ao longo de perfis com sentido N-S com extensão total de 156.400 km, sendo a área recoberta de aproximadamente 74.365 km².

A partir do estudo desses dados foram identificadas trinta e quatro anomalias magnéticas com extensão maior do que 1,0 km ao longo de um lineamento com direção preferencialmente NW-SE. Essas anomalias apresentam uma grande variação em extensão, intensidade e direção da magnetização total (podendo ser associadas à presença ou não de uma componente remanescente significativa). Entretanto, apesar da maioria das anomalias apresentarem uma distribuição paralela às zonas de cisalhamento Indivaí-Lucialva e Pitas, algumas dessas intrusões apresentam-se perpendicularmente a essa zona de falhas. Essa característica, associada à divergência de susceptibilidade aparente recuperada pelas inversões tridimensionais e a diferença entre as assinaturas

¹ – As coordenadas dos vértices da Área 2 sobrevoada pela CPRM são: -56°00'/-14°00'; -56°00'/-15°30'; -58°00'/-15°30'; -58°00'/-16°15'; -58°15'/-16°15'; -58°15'/-16°12'30"; -58°30'/-16°12'30"; -58°30'/-16°15'; -60°00'/-16°12'30"; -60°00'/-14°45'; -59°30'/-14°45'; -59°30'/-14°15'; -59°15'/-14°15'; -59°15'/-14°30'; -59°00'/-14°30'; -59°00'/-14°45'; -58°15'/-14°45'; -58°15'/-14°30'; -58°00'/-14°30'; -58°00'/-14°15'; -57°45'/-14°15'; -57°45'/-14°00'.

radiométricas observada para as anomalias aflorantes, sugere que essas intrusões podem estar associadas a eventos tectônicos diferentes, ou pelo menos, que zonas de fraquezas distintas permitiram a ascensão desse magma.

Visando uma melhor interpretação das anomalias magnéticas identificadas, essas foram divididas em quatro grupos em função da rocha encaixante e da distribuição dessas ao longo do lineamento de anomalias. Essas anomalias foram inicialmente analisadas individualmente, sendo os resultados obtidos posteriormente confrontados com as informações geológicas e geotectônicas de cada grupo.

Nos capítulos que seguem apresenta-se uma descrição sucinta da geologia regional da área de estudo (cap. 2), dos métodos geofísicos empregados e técnicas subsequentes (magnetometria e gama espectrometria – cap. 3) e das principais características do aerolevanteamento (cap. 4). No capítulo 5 a 8 são descritos os resultados obtidos pela interpretação e inversão tridimensional dos dados geofísicos obtidos para as anomalias magnéticas selecionadas e as principais conclusões obtidas sobre os respectivos grupos. O capítulo 9 expõe uma breve consideração realizada sobre o contexto geotectônico local e de como as anomalias estudadas podem estar relacionadas a esse. Os capítulos 10 e 11, por sua vez, apresentam as principais conclusões obtidas no trabalho e as referências bibliográficas, respectivamente.

2 – GEOLOGIA

Bettencourt et al. (2010) sugerem que a Província Rondonia-San Ignácio (PRSI) é um orógeno composto, consistindo de um orógeno acrecionário complexo (1556-1430 Ma) seguido pela colisão de um micro continente com o continente em 1340-1320 Ma. Segundo esses autores, as principais províncias que compõem a PRSI são: o Terreno Paraguá, Terreno Jauru, Terreno Rio Alegre e o Complexo Metamórfico Alto Guaporé (Figura 2.1).

A cratonização da PRSI ocorreu há cerca de 1,30 Ga (idades Ar-Ar) e foi seguida por uma reativação tectônica, deformação, impressão térmica e magmatismo relacionados à Orogenia Sunsás (Bettencourt et al., 2010). Estes efeitos são manifestados através de extensas zonas de cisalhamento (Scandolaro et al., 1999; Tohver et al., 2005), cinturões miloníticos, rifts, bacias sedimentares e intrusões pós-tectônicas e anorogenéticas (Cordani e Teixeira, 2007; Cordani et al., 2009; Teixeira et al., 2010).

Neste trabalho, foram estudadas 34 anomalias geofísicas identificadas ao longo de um lineamento, o qual se estende da porção sudoeste da Bacia dos Parecis e atravessa o Terreno Jauru (Figura 2.1 e 2.2). A seguir é apresentado um breve resumo das principais características dessa bacia e do terreno tectônico, assim como das principais litologias compreendidas por esses.

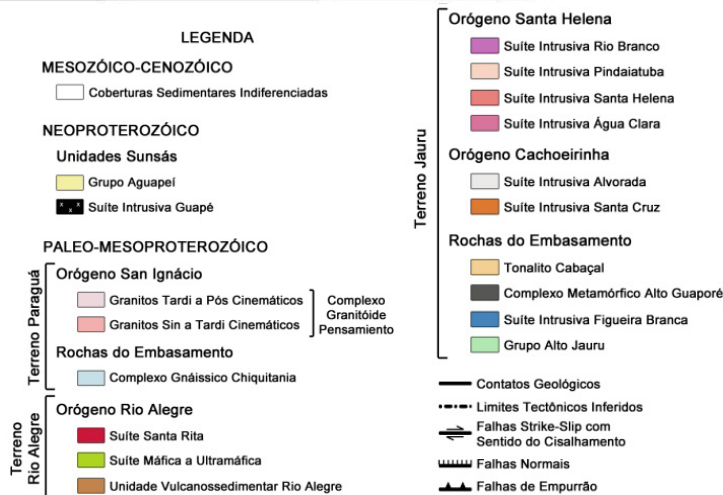
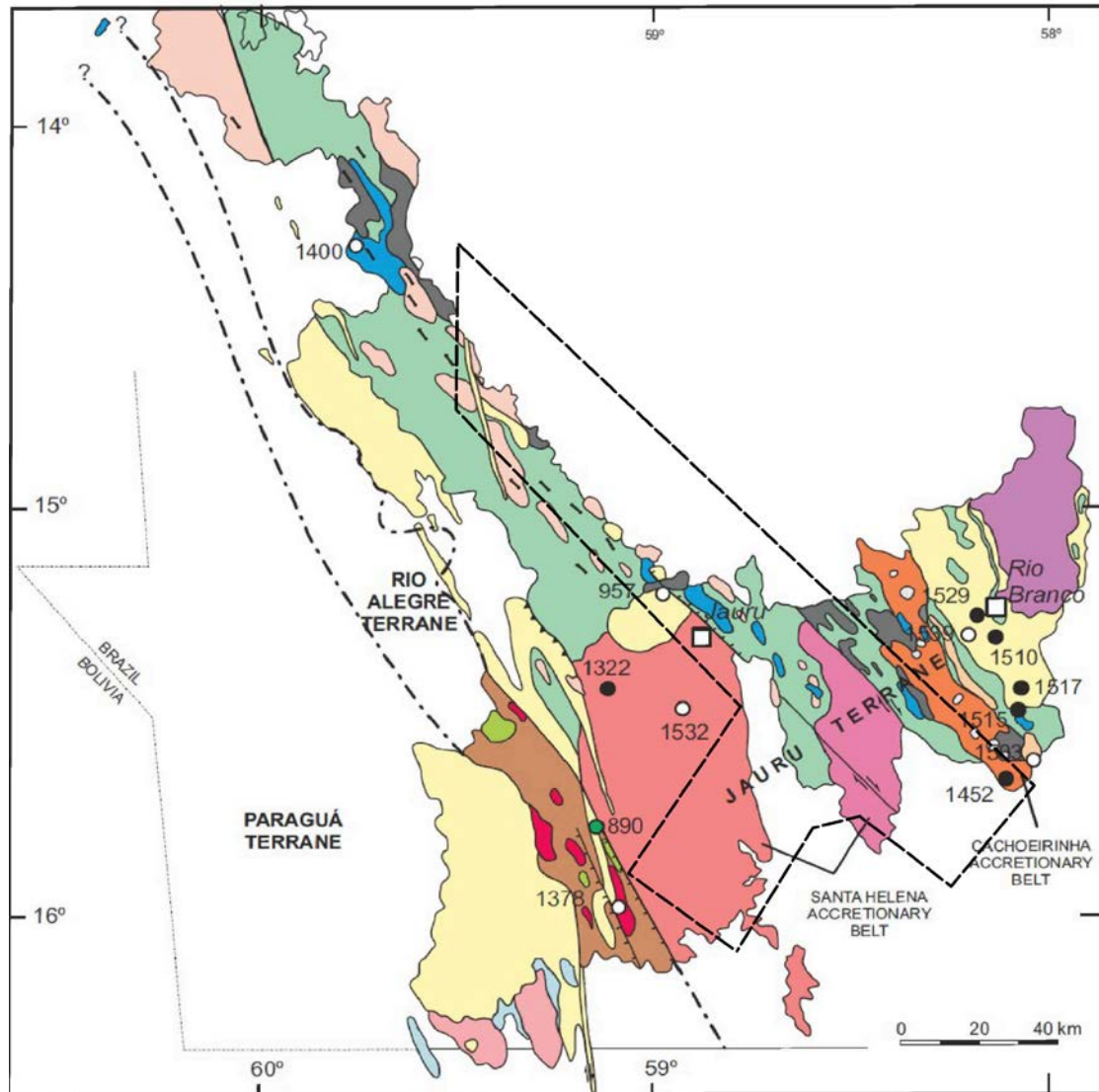


Figura 2.1 – Mapa simplificado da porção SE da PRSI com os limites dos principais orógenos, terrenos, cinturões e unidades litológicas (adaptado de Bettencourt *et al.*, 2010). O polígono tracejado em preto indica local do arco de anomalias estudado.

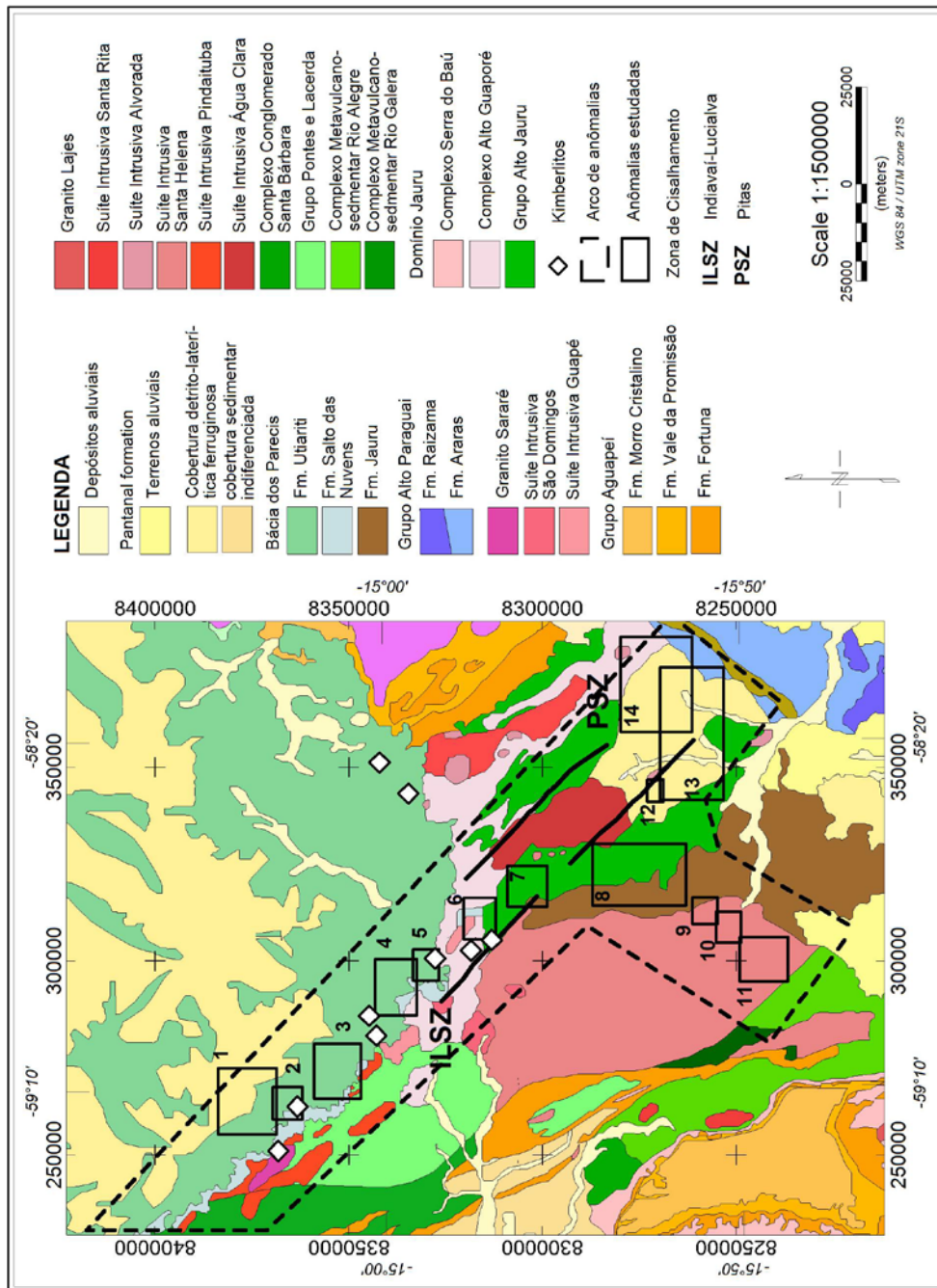


Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado da região de estudo com a localização do arco de anomalias estudado (polígono tracejado). As anomalias identificadas foram divididas em 14 áreas (polígonos em preto): 1 – anomalia de Rio Juruena, 2 – Córrego do Bugre 1 e 2, 3 – São José 1 a 5, 4 – Palmital 1 a 5, 5 – Lucialva, 6 – Rio Jauru, 7 – Figueira Branca, 8 – Bela Vista, 9 – Sertãozinho, 10 – Rio Aguapeí, 11 – Nova, 12 – Aparecida, 13 – Glória do Oeste e 14 – Caeté.

2.1 – Bacia dos Parecis

As anomalias magnéticas associadas aos cinco primeiros grupos identificados (áreas 1 a 5 na Figura 2.2) estão localizadas dentro dos limites da Bacia dos Parecis.

A Bacia dos Parecis é uma das maiores bacias intracratônicas do Brasil, cobrindo uma área de aproximadamente 500.000 km² se estendendo entre os estados de Rondônia e Mato Grosso, no setor sudoeste do Cráton Amazônico.

A porção oeste do embasamento dessa bacia (Figura 2.2) inclui rochas do Complexo Jamari (Isotta et al., 1978) e é composto por gnaisses, migmatitos, anfibolitos e granitóides com médio a alto grau de metamorfismo relacionado ao paleoproterozóico. Ao norte e ao sul dessa bacia, o embasamento é associado ao Complexo Xingu (Silva et al., 1974), e é constituído por gnaisses, migmatitos e granitóides datando do arqueano (3,85 – 1,6 Ga) e mesoproterozóico (1,6 – 1,0 Ga) (Bahia, 2007). A sequência cretácea dessa bacia (145 – 65 Ma) é restrita ao Grupo Parecis (Formações Salto das Nuvens e Utiariti). Essas sequências consistem de conglomerados e arenitos, com deposição em ambientes fluvial e eólico (Costa et al., 1975; Montes et al., 1974; Ribeiro Filho et al., 1975). Kimberlitos e rochas associadas, datados entre o juro-cretáceo (160 – 120 Ma) e o cretáceo, intrudem esses sedimentos nas porções noroeste e sudoeste dessa bacia (Figura 2.2).

2.2 – Terreno Jauru

Segundo Bettencourt et al. (2010), o Terreno Jauru (Figure 2.2) é composto por rochas paleoproterozóicas (2,5 – 1,6 Ga – Grupo Alto Jauru, Suíte Intrusiva Figueira

Branca, Complexo Metamórfico Alto Guaporé e o Tonalito Cabaçal) e por litologias associadas a orógenos mesoproterozóicos (Cachoeirinha e Santa Helena). Ainda segundo esses autores, a oeste uma zona de cisalhamento dúctil marca o limite entre o terreno Jauru e o Rio Alegre; enquanto que a norte, leste e sul, as bordas desse terreno são cobertas por sequencias sedimentares do Fanerozóico.

De acordo com Geraldès et al. (2001), Ruiz et al. (2004) e Araújo (2008), o orógeno Cachoeirinha evoluiu em dois estágios magmáticos: o primeiro sin-colisional representado pela Suíte Intrusiva Santa Cruz (1,56-1,52 Ga), e o segundo pós-cinemático representado pela Suíte Intrusiva Alvorada (1,53-1,44 Ga).

O Orógeno Santa Helena (1,48-1,42 Ga), inicialmente proposto por Tassinari et al. (2000), faz fronteira a oeste com o Terreno Rio Alegre (Zona de Cisalhamento) e a leste com o Grupo Alto Jauru, enquanto que a porção norte e sul são cobertas por sequencias sedimentares mesozóica-cenozóicas (Figure 2.2). Bettencourt et al. (2010) interpreta essa estrutura como um orógeno acrescionário resultante do desenvolvimento de um arco magmático crustal do tipo andino. Esse orógeno é, em grande parte, representado pelas suítes intrusivas sin-colisionais Santa Helena e Água Clara (1,48–1,42 Ga), pela Suíte Intrusiva Pindaiatuba (1,46–1,42 Ga), e pelo pós-colisionais e/ou anorogênico, bimodal rapakivi Suíte Rio Branco (1,42 Ga; Figura 2.2 – Geraldès *et al.*, 2001; Geraldès *et al.*, 2004; Ruiz, 2005).

Abaixo é apresentada uma breve descrição das principais litologias sobre as quais as anomalias estudadas estão localizadas.

2.2.1 – Grupo Alto Jauru

A anomalia de Rio Jauru (número 6 no arco de anomalias da Figura 2.2) assim

como a porção leste das anomalias e Bela Vista 1 a 9 (área 8 da Figura 2.2) estão localizadas no Grupo Alto Jauru.

As rochas pertencentes a essa unidade litoestratigáfica, originalmente designada de *Greenstone Belt* do Alto Jauru inclui uma associação de litotipos que se distribuem em faixas subparalelas (Cabaçal, Araputanga e Jauru) separadas por terrenos granito-gnaissicos e migmatitos, com contato transicional e/ou falhas entre os domínios (Lacerda Filho, 2004).

Segundo Pinho et al. (1997), o Grupo Alto Jauru representa uma associação metavulcanossedimentar formada por litotipos estruturados segundo uma tendência NW-SE constituída de meta-basaltos toleíticos com níveis de rochas vulcânicas félsicas a intermediárias, formações ferríferas bandadas (*banded iron formation – bifs*) e *cherts*, afetados por intrusões de peridotitos e gabros.

Monteiro et al. (1986) *apud* Lacerda Filho (2004) agrupou os litotipos do Grupo Alto Jauru em três formações, divididas da base para o topo em: Formação Mata Preta (metavulcânicas ultrabásicas, xistos a clorita e tremolita, metabasaltos, tufos vulcanoclásticos, sericita e quartzo com níveis magnéticos e granadíferos); Formação Manuel Leme (lavas e tufos dacíticos a riódacíticos na porção inferior, *metacherts*, *bifs*, clorita-xistos, sericita-xistos e raros metatufos félsicos na porção superior) e Formação Rancho Grande (anfíbolitos intercalados com quartzitos, xistos grafitosos e gnaisses biotíticos).

Segundo Lacerda Filho (2004), os ortognaisses e migmatitos que fazem parte do terreno granito-*greenstone belt*, afloram em estruturas do tipo domo, nos flancos e entre as faixas vulcanossedimentares. São representados por várias unidades, tais como Complexo Gnáissico Brigadeirinho, Tonalito Cabaçal, Gnaisse Quatro Marcos, Gnaisse Rosa e Gnaisse Aliança.

Ainda segundo esse autor, os dados geoquímicos, apesar de escassos, permitem evidenciar um zoneamento tectônico das faixas vulcanossedimentares: a Faixa Jauru é representada por basaltos toleíticos de fundo oceânico, a Faixa Araputanga é definida por basaltos toleíticos com estruturas em *pillow*, e a Faixa Cabaçal possui caráter bimodal, representada por basaltos toleíticos e vulcânicas félsicas calcioalcalinas. As rochas supracrustais encontram-se estruturadas em calhas sinformais e direção N20°-40°W, mergulhando 40°-75° para SW. Dobramento do tipo isoclinal a apertado desenvolveu-se concomitantemente ao metamorfismo regional da fácies xisto verde a anfibolito. A zona de cisalhamento Indiavaí-Lucialva (Figura 2.2) é definida por falhas tangenciais às faixas vulcanossedimentares.

2.2.2 – Suíte Intrusiva Figueira Branca

A Suíte Intrusiva Figueira Branca, definida por Saes et al. (1984), é formada por rochas básico-ultrabásicas e encontra-se encaixada em terrenos granito-gnáissicos do Paleoproterozóico e nas rochas supracrustais do Grupo Alto Jauru (descrito acima).

O corpo principal dessa suíte (denominado de Fazenda Figueira Branca - Farina et al., 2000) ocupa uma área aflorante com aproximadamente 5 km² e está alojada tectonicamente no Grupo Alto Jauru. Seus litotipos dominantes são leucogabros, gabros, noritos, gabronoritos, olivina-noritos, troctolitos, lherzolitos e dunitos de caráter estratiforme e texturas cumuláticas. Segundo esses autores, a alteração hidrotermal está registrada em todos os litotipos envolvidos pelas transformações de olivina em serpentina, de piroxênios para actinolita/tremolita e uralita, do plagioclásio para epidoto e pela geração de carbonatos, clorita e sericita.

Regionalmente ocorrem outros corpos gabróicos similares, porém menos

afetados por hidrotermalismo, sendo os litotipos dominantes: noritos, olivina-noritos, olivina-gabro-noritos, gabronoritos e hornblenda-gabronoritos.

Em função das características geológicas, esta área pode ser potencialmente relacionada ao Tipo IX dos quadros de ambiência geológica e geologia quantitativa para os metais do grupo da platina definido por Farina (1988), associando-se a presença de complexos intrusivos acamadados de natureza máfico-ultramáfica.

2.2.3 – Formação Jauru

A Formação Jauru esta localizada na porção sul da área estudada (Figura 2.2) e recobre a porção oeste das anomalias de Bela Vista 1 a 9 (área 8 no arco de anomalias). Essa formação é constituída por um pacote sedimentar subhorizontalizado composto de paraconglomerados petromíticos, siltitos arenosos, folhelhos e tilitos (Lacerda Filho, 2004).

Segundo esse autor, as características inerentes aos conglomerados como a enorme variação da fração rudácea, tanto modal como composicional, os clastos caoticamente distribuídos e com superfícies polidas e achatadas, e a falta de estratificação de um modo geral sugerem uma contribuição glacial à Formação Jauru, depositada em ambiente continental.

2.2.4 – Suíte Intrusiva Santa Helena

Neste trabalho é adotada a definição de Suíte Intrusiva Santa Helena proposta por Ruiz (2005) que restringe esta ao batólito homônimo. Segundo este autor, a Suíte Santa Helena exhibe uma diversidade composicional e textural, sendo possível

individualizar estas como fácies petrográficas distintas. Além disso, as rochas exibem registros tectônicos que indicam a ocorrência de pelo menos três fases de deformação dúctil a dúctil-rúptil.

Segundo Ruiz et al. (2004), o Batólito Santa Helena constitui uma intrusão de cerca de aproximadamente 3.500 km², encaixada em rochas supra e infracrustais do Domínio Jauru. Os limites deste corpo, redefinidos por Ruiz et al. (2005), caracterizam-se pelo controle tectônico exercido pela Zonas de Cisalhamento Indaivaí-Lucialva (extremo nordeste), Piratininga e Estiva Velha (ocidental), enquanto que suas porções oriental e meridional são parcialmente recobertas por sedimentos carboníferos (Formação Jauru) e holocênicos (Formação Pantanal) (Figura 2.2).

Menezes et al. (1993, *apud* Ruiz, 2005) caracterizam o batólito como tendo pequena diversidade composicional, sendo constituído por granitos de tendência alaskítica, c resposta geoquímica com valores elevados de Na₂O + K₂O, baixos de Al₂O₃, muito baixo de CaO e enriquecimento nos valores de elementos de terras raras (ETR), a qual os autores interpretaram como típica de granitos alcalinos do tipo A. Nas zonas marginais do batólito ocorre um enriquecimento em Sr, Ba e Ti e um relativo empobrecimento de Rb, Th, U, ETR e HFSE (elementos com alta valência como Sn e U), que não são facilmente incorporados ao retículo das rochas silicáticas, sendo geralmente incorporados em fases acessórios durante a formação das rochas ígneas) em relação às partes centrais.

Geraldes et al. (2001), entretanto, caracterizam as rochas deste batólito como variando do granito tipo I para um granito mais fracionado com afinidades com o tipo A. Estes autores sugerem que o batólito foi formado durante a subducção orientada para leste subseqüente a acreção das unidades do domínio Rio Alegre, e que a maior parte deste batólito foi derivada da recém agregada crosta Rio Alegre.

Geraldes (1996) destaca a presença de uma forte anomalia negativa de Európio na distribuição dos ETR nesse batólito, a qual este autor interpreta como um indicador de que este corpo foi formado a partir de um magma que sofreu diferenciação bimodal gerando assim uma suíte granítica e outra anortosítica. Nesta diferenciação, o plagioclásio cristalizado se concentra na suíte anortosítica, incorporando o Eu, enquanto que a suíte granítica torna-se empobrecida neste elemento.

A datação U/Pb aplicada a zircão realizada por Geraldes et al. (2001) forneceu um intervalo de variação relativamente estreito entre 1420 e 1450 Ma, o qual foi interpretado pelos autores como indicativo de diversas fases do batólito intrudidas como parte de um episódio magmático maior. Ainda segundo esses autores, os resultados da análise Sm/Nd forneceram um intervalo de $\epsilon_{Nd}(t)$ de $\pm 2,6$ a $\pm 4,0$ e T_{DM} (idade de formação crustal) variando de 1,48 a 1,63 Ga. Geraldes et al. (2001) associam os resultados positivos de $\epsilon_{Nd}(t)$ como indicativo de que o magma do batólito Santa Helena foi gerado em grande parte por fontes mantélicas jovens ou quase jovens, sendo que apenas uma pequena parte desse material foi gerada a partir de fusão crustal.

3 – METODOS

Neste trabalho foram empregados os métodos de aeromagnetometria e gama espectrometria com o objetivo de caracterizar a assinatura geofísica das anomalias identificadas a sudoeste da Bacia dos Parecis. A seguir é apresentado uma breve descrição desses métodos assim como da metodologia implementada no programa de inversão AMP3D usado para modelar o comportamento em sub-superfície desses corpos.

3.1 – Gama Espectrometria

A desintegração de elementos radioativos libera energia através da emissão de partículas alfa (α), beta (β) e radiação gama (γ). Essa desintegração é gerada pela instabilidade dos núcleos dos átomos radioativos em condições naturais.

As principais fontes de radiação gama detectadas na superfície terrestre provêm da desintegração natural do potássio (^{40}K) e dos elementos das séries do urânio (^{238}U) e do tório (^{232}Th) presentes na composição da maioria das rochas.

A contagem total de radiação é obtida através de um espectrômetro, pela medida de todos os raios gama dentro da janela energética de 0,41-2,81 MeV. Neste intervalo, cada elemento é associado a um canal do espectrômetro onde as suas energias estão centradas: os raios gama do potássio (^{40}K) se concentram no pico de energia de 1,46 MeV (Figura 3.1). Os isótopos ^{238}U e ^{232}Th não emitem radiação gama, porém seus produtos decorrentes do decaimento radioativo (^{214}Bi e ^{208}Tl , respectivamente) emitem raios gama com energias centradas em 1,76 e 2,61 MeV. Por esse motivo, as estimativas

das concentrações de urânio e tório geralmente são referidas na literatura como urânio equivalente (eU) e tório equivalente (eTh).

A radiação gama no solo é inversamente proporcional à densidade do meio, sendo que qualquer matéria contida entre o emissor e o sensor pode afetar a captação dos raios gama. Isto faz com que as medições radiométricas sejam essencialmente superficiais, tendo um alcance médio de 30 a 40 cm de profundidade. Entre os principais fatores que influenciam as medidas, pode-se citar vegetação densa, umidade do solo, fenômeno de inversão térmica (que pode impedir a dissipação do radônio livre na atmosfera), grande variação topográfica e efeitos direcionais (quando a janela do detector não esta paralela ao plano de medida). O conhecimento desses fatores é essencial para um melhor entendimento/interpretação da assinatura radiométrica observada para uma determinada região.

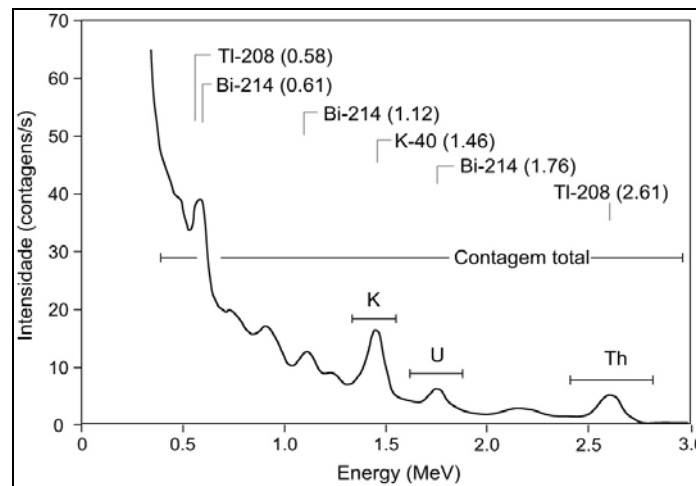


Figura 3.1 – Espectros de radiação gama mostrando as posições da janela de energia para cada elemento e da contagem total (Foote, 1968).

A radiação cósmica associada ao sistema solar e às reações do sol com átomos e moléculas na atmosfera geram uma radiação secundária e complexa. Esta radiação

interage com a aeronave e com o detector e produz uma radiação gama (componente cósmica).

Na porção inferior da atmosfera, esta radiação tem uma distribuição constante de energia, mas sua amplitude decresce linearmente com a altitude (Aviv e Vulcan, 1983 *apud* Minty, 1988).

Abaixo é apresentada uma breve descrição das correções aplicadas pela CPRM aos dados gamaespectrométricos e das técnicas de processamento segundo as recomendações da Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA, 1991).

3.1.1 – Correção do Tempo Morto

Dados espectrométricos são tipicamente adquiridos em contagens por segundo (cps). É comum que em alguns casos, principalmente para sensores mais antigos, a instrumentação requeira algum tempo entre as medições para processamento dos dados amostrados. Durante esse período, entretanto, nenhuma medição é realizada. Esse tempo de processamento é denominado de “tempo morto do equipamento” ou *Dead Time*. Como uma alternativa, alguns equipamentos gravam o tempo no qual o cristal está “on”, ou seja, adquirindo novos dados. Esse registro é chamado de “*Live Time*”.

Alguns sistemas mais antigos usam um valor médio do *Dead Time* por pulso para estimar o valor total, proporcional ao canal de Contagem Total, a partir da fórmula:

$$N_0 = \frac{n}{(1 - CT \times t \times 10^{-6})}, \quad (1)$$

onde N_0 é a contagem corrigida em cada segundo, n é a contagem bruta (canal *raw*) em

cada segundo, CT o valor do dado bruto da Contagem Total, t é o tempo morto (*Dead Time*) do equipamento em microssegundos. Este valor geralmente é fornecido pelo fabricante do sensor.

A correção *Live Time*, por sua vez, é aplicada a partir da seguinte fórmula:

$$N_1 = \frac{n \times 10^{-3}}{lt} \quad (2)$$

onde N_1 é a contagem corrigida em cada segundo, n a contagem bruta registrada para cada segundo e lt o valor de “*Live Time*” (em milissegundos).

3.1.2 – Remoção da Radiação de Fundo

A radiação de fundo está associada com a contribuição nos canais de contagens originadas por fontes não geológicas, ou seja, contagens geradas pela aeronave, pela radiação cósmica, pela presença de radônio na atmosfera e pelo próprio equipamento. A seguir é apresentada uma breve descrição da origem dessa radiação de fundo e das técnicas utilizadas para calcular a sua contribuição.

3.1.2.1 – Remoção da Radiação de Fundo da Aeronave e Cósmico

A radiação de fundo cósmica é causada por partículas de raios cósmicos com alta energia, que interage com a atmosfera e aumenta exponencialmente em relação à altitude. Há também a radiação de fundo gerada pela aeronave e pelo próprio equipamento.

A correção da radiação de fundo cósmica e da aeronave é calculada para cada

ponto de cada janela dos radioelementos. O cálculo da radiação de fundo combinada do cósmico e da aeronave é dada por:

$$N_{AC} = a + b \times C \quad (3)$$

onde N_{AC} é a radiação de fundo combinada da aeronave e cósmica para cada janela espectral, a é a radiação de fundo da aeronave na janela considerada, b é o fator *cosmic stripping* para a janela e C é o canal com as contagens de radiação cósmica filtrada.

A aquisição dos valores de *cosmic stripping* é feita a partir de voos realizados sobre grandes lâminas de água (como rios, lagos e oceanos) para que o efeito de contagens radiométricas atribuídas à superfície terrestre seja a menor possível. Esses voos são denominados “voo cósmico”. No Brasil, esse tipo de levantamento geralmente é realizado sobre o oceano Atlântico (distante da costa) com base em cidades como Maricá, no Rio de Janeiro.

3.1.2.2 – Remoção da Radiação de Fundo do Radônio Atmosférico

A componente de radiação de fundo mais difícil de ser removida é gerada pelo decaimento do radônio em estado gasoso presente na atmosfera (conhecido como urânio *up* – Uup).

Os elementos filhos do radônio decaem produzindo um espectro virtualmente idêntico ao gerado pelo decaimento do urânio (alvo de estudo). A difusão do gás de radônio depende de fatores como pressão do ar, umidade do solo, cobertura do solo, velocidade e direção do vento e temperatura. E todos esses fatores variam com o tempo, ao longo do aerolevanteamento, dificultando muito essa correção.

A remoção da componente de radiação de fundo associada ao radônio atmosférico foi feita segundo o relatório técnico publicado pela IAEA (1991), a partir da técnica que utiliza detectores voltados para cima (configuração upward-looking).

Se o sistema de aquisição registrou contagens a partir de cristais com a configuração *upward-looking* configurados para o canal de urânio, então é possível utilizar esses dados para realizar a remoção da radiação de fundo associada ao radônio. Essa correção é feita em função das taxas de contagens medidas (já corrigida da radiação de fundo da aeronave e cósmica).

Essa técnica de remoção é aplicada a partir da utilização dos coeficientes “*skyshine*” (A_1 e A_2) e das constantes de calibração do radônio atmosférico como (a_{TC} , a_K , a_{Up} , a_{Th} , b_{TC} , b_K , b_{Up} e b_{Th}):

- ▶ A_1 e A_2 = coeficientes *skyshine* ou fatores de calibração.
 - Esses fatores são determinados a partir da equação:

$$u_g = A_1 \times U_g + A_2 \times T_g \quad (4)$$

onde u_g é a contribuição do solo na janela do urânio atmosférico, U_g a contribuição do solo na janela do urânio (*down*) e T_g a contribuição do solo na janela de tório. Os valores de u_g , U_g e T_g devem ser calculados independentemente. Os valores de A_1 e A_2 podem ser determinados utilizando a técnica dos mínimos quadrados a partir da resolução do sistema gerado pelas equações 18 e 19.

$$A_1 \times \sum (U_G)^2 + A_2 \times \sum U_G \times T_G = \sum u_g \times U_g \quad (5)$$

$$A_1 \times \sum U_G \times T_G + A_2 \times \sum (T_G)^2 = \sum u_g \times T_g \quad (6)$$

- ▶ \mathbf{a}_{TC} = razão entre as janelas *downward* de CT e U,
- ▶ \mathbf{a}_K = razão entre as janelas *downward* de K e U,
- ▶ \mathbf{a}_{Th} = razão entre as janelas *downward* de Th e U,
- ▶ \mathbf{a}_{Up} = razão entre as janelas *upward* e *downward* de U,
- ▶ \mathbf{b}_{TC} = canal CT intercepta o canal de U,
- ▶ \mathbf{b}_K = canal K intercepta o canal de U,
- ▶ \mathbf{b}_{Th} = canal Th intercepta o canal de U,
- ▶ \mathbf{b}_{Up} = canal de U atmosférico intercepta o canal de U.

As fórmulas utilizadas para calcular os valores dos coeficientes \mathbf{a} e \mathbf{b} descritos acima geralmente são fornecidos pela empresa responsável pela aquisição. Se a constante associada a radiação de fundo cósmica/aeronave for bem determinada, os coeficientes \mathbf{b} descritos acima serão muito baixos podendo ser aproximados por zero (ou seja, $\mathbf{b}_{TC} = \mathbf{b}_K = \mathbf{b}_{Up} = \mathbf{b}_{Th} = 0$).

A expressão utilizada para determinar a componente do radônio atmosférico então é dada por:

$$U_r = \frac{(u_{Up} - A_1 \times U - A_2 \times Th + A_2 \times b_{Th} - b_{Up})}{(a_{Up} - A_1 - A_2 \times a_{Th})} \quad (7)$$

onde U_r = componente do radônio atmosférico, u_{up} = contagens do canal de urânio medidas pelo sensor *upward-looking* (após a remoção da radiação de fundo da aeronave e cósmica), U = contagens de urânio (após a remoção da radiação de fundo da aeronave e cósmica) e Th = contagens de tório (após a remoção da radiação de fundo da aeronave e cósmica).

Após calcular a componente do radônio atmosférico, é feita a avaliação da componente do radônio associada a cada um dos canais sendo o valor correspondente para cada janela (CT, K, Th e U) subtraído dos respectivos dados coletados:

$$u_r = a_{Up} \times U_r + b_{Up} \quad (8)$$

$$K_r = a_K \times U_r + b_K \quad (9)$$

$$Th_r = a_{Th} \times U_r + b_{Th} \quad (10)$$

$$CT_r = a_{CT} \times U_r + b_{CT} \quad (11)$$

3.1.2.3 – Correção do Efeito Compton (Desprovido da Sobreposição Espectral dos Dados)

A correção do efeito Compton é um pré-requisito no processamento de dados radiométricos aéreos para obter as contagens nos canais de K, Th e U que são gerados unicamente pelas contagens de seus respectivos elementos.

Essa correção refere as contagens de uma determinada janela para as contagens de outra janela com fonte pura de U, K, e Th, ou seja:

$$\alpha = U/Th \text{ (fonte pura);}$$

$$\beta = K/Th \text{ (fonte pura);}$$

$\gamma = K/U$ (fonte pura);

$a = Th/U$ (fonte pura);

$b = Th/K$ (fonte pura);

$g = U/K$ (fonte pura).

Essas razões de *stripping* são determinadas de forma experimental através das medições sobre *pads* de calibração. Os valores de α , β e γ aumentam em função da altitude e, portanto, é necessário corrigir esses valores com base na altitude equivalente STP (*Standard Temperature and Pressure*) de acordo com os fatores determinados teórica e empiricamente:

$$\alpha_e = \alpha + 0,00049 \times h_e \quad (12)$$

$$\beta_e = \beta + 0,00065 \times h_e \quad (13)$$

$$\gamma_e = \gamma + 0,00069 \times h_e \quad (14)$$

onde h_e refere-se a altitude equivalente AGL (*above ground level*) em STP definida por:

$$h_e = \frac{(h \times P \times 273)}{(1013 \times (T + 273))} \quad (15)$$

onde h é a altitude registrada pelo radar altimétrico (em metros) e T é a temperatura do ar em C°.

A correção do efeito Compton é aplicada segundo as seguintes equações:

$$n_{K,K} = [n_{TH} \times (\alpha_e \times \gamma_e - \beta_e) + n_U \times (a \times \beta_e - \gamma_e) + n_K \times (1 - a \times \alpha_e)] / A \quad (16)$$

$$n_{U,U} = [n_{TH} \times (g \times \beta_e - \alpha_e) + n_U \times (1 - b \times \beta_e) + n_K \times (b \times \alpha_e - g)] / A \quad (17)$$

$$n_{TH,TH} = [n_{TH} \times (1 - g \times \gamma_e) + n_U \times (b \times \gamma_e - a) + n_K \times (a \times g - b)] / A \quad (18)$$

$$A = 1 - g \times \gamma_e - a \times (\alpha_e - g \times \beta_e) - b \times (\beta_e - \alpha_e \times \gamma_e) \quad (19)$$

onde n_K são as contagens corrigidas do background em K, n_U em urânio, n_{TH} em tório, $n_{K,K}$ são as contagens corrigidas do stripping em K, $n_{U,U}$ em urânio e $n_{TH,TH}$ em tório.

3.1.2.4 – Correção Altimétrica

Para eliminar falsas anomalias geradas por elevações na topografia, os valores radiométricos são referidos à altura nominal do aerolevante. A atenuação das radiações gama em relação ao afastamento da fonte pode ser expressa por:

$$N_H = N_0 \cdot e^{-\mu \cdot H}, \quad (20)$$

onde N_H representa a radiação à uma distância H da fonte, N_0 é a radiação na superfície do terreno ($H=0$) e μ é o coeficiente da atenuação atmosférica.

Calculando-se o logaritmo da equação acima, tem-se a equação da reta com coeficiente angular $-\mu$ e coeficiente linear $\ln(N_0)$:

$$\ln(N_H) = -\mu \cdot H + \ln(N_0) \quad (21)$$

3.1.2.5 – Conversão para Concentração dos Elementos

Para determinar a sensibilidade dos detectores em relação às janelas dos elementos radiométricos, é considerada a razão entre as medições efetuadas tanto a bordo (N_S) quanto em terra (C), ou seja,

$$C = \frac{N_S}{S}, \quad (22)$$

onde S representa a sensibilidade para cada janela, N_S a média das contagens corrigidas (em cps) para cada canal referente à altura nominal do levantamento e situada no trecho de interesse das estações terrestres utilizadas e C a média das concentrações para cada canal das estações terrestres de interesse.

Para calcular a “taxa de exposição” E (*Exposure Rate*) do canal de contagem total (em $\mu\text{R/h}$), utiliza-se

$$E = 1,505.K + 0,0653.eU + 0,287.eTh, \quad (23)$$

onde K , eU e eTh correspondem às concentrações destes elementos em terra.

3.2 – Magnetometria

Os átomos que compõem a matéria se comportam como dipolos magnéticos devido às órbitas (momentos angular orbital) de seus elétrons ao redor do núcleo e aos spins desses elétrons. Na presença de um campo magnético externo, os spins são

perturbados.

Quando um material é inserido em um campo magnético externo, esse tende a sofrer uma indução magnética dada por:

$$\vec{M}_I = \chi \times \vec{H} \quad (24)$$

onde M_I é a magnetização induzida, χ a susceptibilidade magnética e H o campo magnético externo.

A susceptibilidade magnética é uma grandeza adimensional que indica o grau de magnetização a ser induzida em determinado material inserido em um campo magnético externo.

Os materiais podem ser divididos em três principais grupos:

- ▶ **Materiais diamagnéticos:** caracterizados por elétrons pareados, ou seja, *spins* em direções opostas cancelando seus momentos magnéticos (Kearey et al., 2002). Na presença de um campo magnético externo, esse tipo de material tende a apresentar uma indução magnética contrária ao campo aplicado e de pequena intensidade (Blakely, 1995). Quartzo e calcita são exemplos de minerais diamagnéticos, e apresentam susceptibilidade em torno de -10^{-6} S.I.
- ▶ **Materiais Paramagnéticos:** não apresentam pareamento total dos *spins*, exibindo um momento magnético mesmo na ausência de um campo externo. Quando inseridos na presença de um campo magnético, esse tipo de material tende a apresentar um campo induzido na mesma direção

do campo aplicado, com intensidade maior (mas de intensidade menor do que a observada para materiais diamagnéticos). Minerais argilosos, piroxênio, olivina e anfibólio são minerais paramagnéticos com intervalos de susceptibilidade entre 10^{-5} e 10^{-4} S.I.

- ▶ **Materiais Ferrimagnéticos:** são materiais em que os spins estão orientados na mesma direção, apresentando magnetização espontânea. Ao serem inseridos em um campo magnético externo, esses materiais tem seus momentos alinhados com o campo, o que gera uma magnetização induzida mais forte, que pode perdurar mesmo na ausência do campo aplicado, ao contrário do observado para materiais para- e diamagnéticos. Essa propriedade de retenção da magnetização é denominada de magnetização remanescente (M_R). Exemplos de elementos ferromagnéticos são: o Ferro, o Níquel, o Cobalto e ligas que contenham pelo menos um desses elementos.

Segundo Blakely (1995), para corpos tridimensionais a magnetização total é dada pela somatória dos momentos magnéticos (m_i) do corpo em função de seu volume (V), ou seja,

$$\vec{M} = \frac{1}{V} \sum_i \vec{m}_i . \quad (25)$$

Dessa forma, o dado coletado através da magnetometria será constituído pela soma de duas componentes vetoriais: a Magnetização Induzida (M_I , gerada pela interação da matéria com o Campo Magnético Terrestre - CMT) e a Magnetização

Remanescente (M_R) retida pelo material ferrimagnético, assim:

$$\vec{M}_T = \vec{M}_I + \vec{M}_R \quad (26)$$

onde M_T é a magnetização total do corpo.

A relação entre as intensidades das componentes M_I e M_R é denominada de Razão de Königsberg (Q , Blakely, 1995), e é definida pela relação:

$$Q = \frac{M_R}{M_I} \quad (27)$$

As magnetizações são consideradas matematicamente como vetores tridimensionais, sendo definidas pelas componentes direcionais de inclinação (variando verticalmente de -90° a $+90^\circ$) e de declinação (variando horizontalmente de -180° a $+180^\circ$) e pela intensidade dada pela equação 25.

As direções da magnetização induzida podem ser identificadas como paralelas ao CMT, enquanto que a intensidade será calculada de acordo com o tipo de rocha (susceptibilidade magnética característica) através da equação 24 (Louro, 2013).

O CMT apresenta uma variação para longos períodos de tempo. Seus polos percorreram uma trajetória irregular sobre a superfície do planeta, tendo rotacionado aproximadamente 70° nos últimos 415 anos (Hartmann e Pacca, 2009). Essa variação é prevista por modelos da representação do CMT, conhecida como *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) a partir de previsões quinquenais.

O IGRF é representado pelo gradiente negativo do potencial escalar V expresso pela expansão da série truncada

$$V(r, \theta, \lambda, t) = R \sum_{n=1}^{n_{\max}} \left(\frac{R}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda] P_n^m(\theta), \quad (28)$$

onde r é a distância do centro da Terra, θ é a colatitude e λ é a longitude em coordenadas esféricas, R é o raio de referência magnético (6371.2 km), $g_n^m(t)$ e $h_n^m(t)$ são os coeficientes no tempo t e $P_n^m(\theta)$ são as funções de Legendre associadas à semi-normalização de Schimidt de grau n e ordem m .

Segundo Blakely (1995), para estruturas litológicas crustais, a magnetização remanescente depende do raio atômico, da cristalografia, da composição química, da história termal, da geologia e do histórico tectônico da região onde a intrusão está localizada.

As medidas de magnetometria são influenciadas por três fatores: campo magnético terrestre, magnetização das rochas superficiais e campos magnéticos externos (ex. solar). Se a componente de interesse de estudo da magnetometria está associada a fontes magnéticas crustais, é necessário realizar correções para isolar o sinal magnético referente à componente crustal do campo, sendo elas:

- ▶ **Correção de Paralaxe:** Consiste na eliminação da diferença dos tempos de medição do magnetômetro e do altímetro com o sistema de posicionamento. Esta diferença é medida a partir da comparação de duas linhas de voo, de diferentes sentidos, executadas sobre uma mesma anomalia magnética conhecida.
- ▶ **Remoção da Variação Magnética Diurna:** O campo magnético terrestre está sujeito a oscilações causadas primariamente pela interação de ventos solares na

ionosfera – a magnetopausa. Grandes eventos (como tempestades solares) podem influenciar significativamente o campo magnético terrestre. Para eliminar o efeito deste tipo de interação é realizada a Remoção da Variação Magnética Diurna através da utilização de magnetômetros base, instalados próximos às regiões de levantamentos.

- ▶ **Remoção do IGRF:** A remoção do *IGRF* tem por objetivo eliminar a componente nuclear do campo medido. Este procedimento foi executado a partir das rotinas do programa Geosoft Oasis Montaj considerando uma altitude de 100m (altitude nominal do aerolevante utilizado neste trabalho) para o cálculo da superfície que representa o modelo do IGRF, referido ao valor médio o período do levantamento.

3.2.1 – Técnicas de Processamento

As técnicas de processamento aplicadas aos dados magnetométricos propostas neste trabalho são apresentadas em seguida.

3.2.1.1 – Separação das componentes regional-residual do campo magnético

Neste trabalho a filtragem regional-residual foi realizada a partir da técnica de continuação para cima (“*upward continuation*”). Essa técnica tende a atenuar as anomalias de curto comprimento de onda (campo residual) e manter as de maior comprimento de onda em função da altura z considerada. Considerando que $T_0(x, y, z=0)$ é o campo magnético total observado para uma dada região considerando que $z=0$ é a altura da superfície terrestre no local do levantamento, então a continuação para cima desse campo magnético ($T(x,y,z)$) para uma determinada altura z é dado por:

$$T(x, y, z) = \sum_{n=0}^N \sum_{m=0}^M \tilde{T}_0(k_x, k_y) \exp[i(k_x x + k_y y)] \exp(k_z z) \quad (29),$$

onde \tilde{T}_0 são os coeficientes de Fourier calculados para $T_0(x, y, z=0)$ usando a transformada de Fourier. Os números de onda são calculados a partir de:

$$k_x = \frac{2\pi n \Delta x}{N-1} \quad n=0, 1, \dots, (N-1)/2, \quad (30)$$

$$k_y = \frac{2\pi m \Delta y}{M-1} \quad m=0, 1, \dots, (M-1)/2, \quad (31)$$

$$k_z^2 = k_x^2 + k_y^2. \quad (32)$$

Onde Δx e Δy são os espaçamentos dos pontos da malha de dados ao longo das coordenadas x e y.

3.2.1.2 – Definição dos limites espaciais do corpo intrudido

Visando uma melhor interpretação das anomalias magnéticas locais, foram aplicadas diferentes técnicas de processamento que permitem caracterizar os limites laterais (Derivada Horizontal Aprimorada - *Enhanced Horizontal Derivative*, EHD) e a profundidade do topo (EHD-Depth) da fonte magnética em sub-superfície.

i – Estimativa lateral: Derivada Horizontal Aprimorada

A derivada horizontal aprimorada (EHD) foi proposta por Cordell e Grauch

(1985), automatizada por Blakely e Simpson (1986) e implementada como técnica semi-quantitativa de detecção com alta-resolução de bordas de corpos magnetizados por Fedi e Florio (2001).

O EHD propõe a transformação do mapa de Campo Magnético Residual em uma série de Taylor como forma de permitir ao usuário um controle sobre a interferência causada por sinais magnéticos de alta frequência e ruídos. Esse controle é efetuado através da utilização de pesos nos denominadores de cada termo da função. No presente trabalho, esses pesos foram atribuídos a partir do fatorial do valor da ordem da respectiva derivada vertical (ou seja: 1!, 2!, ... n!). Assim:

$$\varphi(x, y, z) = f(x, y, z) + \frac{f^1(x, y, z)}{1!} + \frac{f^2(x, y, z)}{2!} + \dots + \frac{f^n(x, y, z)}{n!} \quad (33),$$

sendo $\varphi(x, y, z)$ o *grid* reconstruído sob a forma de Série de Taylor, $f(x, y, z)$ o sinal magnético original e $f^n(x, y, z)$ sua derivada vertical de ordem n. No presente trabalho, a série de Taylor foi expandida até o sétimo termo.

O filtro Derivada Horizontal Aprimorada (*EHD*) é então dado por:

$$EHD = \sqrt{\left(\frac{\partial \varphi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial y}\right)^2}. \quad (34)$$

Esta operação de filtragem permite a observação dos limites laterais do corpo-fonte em seus pontos de máximo valor com precisão maior do que a observada para a Amplitude do Sinal Analítico (ASA).

Fedi e Florio (2001) ressaltam que o cálculo de derivadas de ordens elevadas do

campo potencial (magnético ou gravimétrico) é uma operação crítica, uma vez que a razão sinal-ruído pode atingir valores muito baixos. Entretanto, para utilizar a técnica do EHD, as derivadas verticais e horizontais são essenciais.

As derivadas horizontais de dados interpolados podem ser calculadas de uma forma precisa e estável no domínio do espaço através da relação de diferenças finitas (por exemplo, Cordell e Grauch, 1985 *apud* Fedi e Florio, 2001). As derivadas verticais, por sua vez, são mais comumente calculadas a partir de operadores de filtros no domínio da frequência (Gunn, 1975). Entretanto, Fedi e Florio (2001) destacam que essa técnica requer que os dados apresentem um comportamento suave, uma vez que qualquer ruído de alta frequência será drasticamente amplificado em relação ao sinal. Esses autores sugerem então uma estratégia diferente para realizar a derivada vertical, a qual usa transformação tanto no domínio da frequência quanto do espaço, gerando assim resultados mais estáveis do que os obtidos pela Transformada de Fourier.

De acordo com Fedi e Florio (2001), a derivada vertical de primeira ordem do campo gravimétrico ou magnético pode ser calculada em duas etapas: (i) integrar o campo usando um operador no domínio da frequência para obter o escalar do potencial gravitacional ou a anomalia de pseudo-gravidade; (ii) computar a segunda derivada vertical da função integrada através da soma das suas derivadas horizontais de segunda ordem, calculadas através de um algoritmo de diferenças finitas, de acordo com a equação de Laplace

$$\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} = -\left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2}\right). \quad (35)$$

Esse procedimento foi denominado por esses autores como segunda derivada

vertical integrada (*integrated second vertical derivative* – ISVD). Assim, esse procedimento permite uma menor degradação da razão sinal/ruído do que a transformada de Fourier padrão, especialmente com o aumento da ordem da derivada a ser calculada.

Fedi e Florio (2001) ressaltam ainda que, ao usar qualquer operador em um domínio de Fourier, a etapa da transformada no domínio da frequência precisa de uma extrapolação do campo suficientemente grande para evitar efeitos de bordas significativos.

ii – Estimativa de Profundidade: EHD-Depth

A magnetometria não tem a propriedade de indicar a base de estruturas geológicas em sub-superfície, no entanto permite uma boa aproximação das profundidades do topo das fontes magnéticas. Para tal, foi utilizada uma expansão da técnica do EHD baseada no Sinal Analítico Aprimorado (*Enhanced Analytic Signal*) de Hsu et al. (1998).

O EHD-Depth decorre da divisão dos valores absolutos do EHD (Eq. 34) pelos valores absolutos do EHD de segunda ordem, ou seja, do gradiente horizontal de 2ª ordem de φ (Eq. 33) e é dado por:

$$EHD_2 = \sqrt{\left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial z \partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial z \partial y}\right)^2} \quad (36),$$

$$EHD_Depth = \frac{|EHD|}{|EHD_2|} \quad (37).$$

Segundo Louro (2013), para casos de limites verticais entre litologias, o EHD-Depth apresenta resultados bastante precisos para as profundidades de topo desses limites laterais.

3.2.1.3 – Amplitude do Campo Magnético Anômalo (AAMF)

A maioria das técnicas de processamento dos dados magnéticos apresenta instabilidade quando aplicada para corpos com magnetização remanescente intensa. Por essa razão, antes de realizar a inversão 3D, é importante minimizar a influência dessa componente, evitando assim distorções no modelo final (Ribeiro et al., 2013). Para esse propósito, foi utilizada a técnica da Amplitude do Campo Magnético Anômalo (*Amplitude of the Anomalous Magnetic Field - AAMF*).

O cálculo do AAMF descrito por Shearer (2005) apresenta pouca dependência da direção de magnetização total, priorizando a amplitude do sinal magnético gerado pela intrusão.

A fórmula do AAMF é dada por:

$$B_a = \|B_a\| = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (38).$$

onde B_x , B_y e B_z são as três componentes do campo magnético no sistema de coordenadas cartesiano (Shearer, 2005). Li et al. (2010) enfatizam que o AAMF pode ser aplicado a grupos de anomalias com diferentes direções de magnetização, ao contrário do observado para as maiorias de técnicas de processamento de dados magnéticos.

Shearer (2005) indica ainda que esse procedimento começa a perder estabilidade

para baixas latitudes, sugerindo a utilização dessa técnica em dados previamente reduzidos ao polo através de um algoritmo estável para tais coordenadas geográficas. As anomalias estudadas neste trabalho, entretanto, estão localizadas em latitudes entre -14° e -15° , portanto, internas ao “intervalo de estabilidade” da técnica de processamento como redução ao pólo, a qual é atingida para latitudes maiores do que -10° (Li e Oldenburg, 2003).

3.2.1.4 – Redução ao Polo Magnético – Método MinMax

O formato da anomalia magnética reflete diretamente a direção do vetor de magnetização total associado à fonte. Por isso, o conhecimento prévio da influência da componente remanescente na magnetização total é extremamente importante para uma melhor interpretação da fonte em sub-superfície.

Para o mapa do campo magnético reduzido ao polo, o dado magnético associado a qualquer inclinação e declinação tanto do vetor de magnetização induzido quanto remanescente são transformados de tal forma como se a anomalia estivesse situada no polo magnético, ou seja, ambos os vetores apresentariam inclinação vertical. A anomalia magnética situada no polo possui um comportamento específico, caracterizado principalmente (considerando um contraste de susceptibilidade positivo) por uma região de baixo magnético pequeno ao redor de uma área positiva maior e centrada sobre a fonte.

Fedi et al. (1994) propuseram um algoritmo para determinar a direção de magnetização do campo magnético total a partir da análise da distorção das anomalias reduzidas ao polo magnético em relação ao comportamento esperado. Para tal, o algoritmo seleciona trinta pares de valores de inclinação e declinação, e calcula para cada uma delas a redução ao polo magnético (*reduction to the magnetic pole* – RTP), tal

que:

$$RTP(\rho, \theta) = \frac{1}{[\sin(I_H) + i \cdot \cos(I_H) \cdot \cos(D_H - \theta)][\sin(I_T) + i \cdot \cos(I_T) \cdot \cos(D_T - \theta)]} \quad (39),$$

no qual ρ e θ são as representações em coordenadas polares das coordenadas do malha de dados interpolados do campo magnético residual no domínio da frequência após a aplicação da Transformada de Fourier; I_H e D_H são as direções de inclinação e declinação, respectivamente, do campo induzido (CMT) para a área estudada, i é a unidade imaginária; I_T e D_T são o par de inclinação e declinação da magnetização total da fonte anômala.

Após a aplicação do operador de filtro RTP sobre o mapa original utilizando os trinta pares de inclinação/declinação iniciais; os mapas resultantes são avaliados através do método MaxiMin (Fedi et al., 1994), o qual indica os pares que reduziram a anomalia ao polo com maior efetividade, ou seja, minimizando os valores negativos no mapa resultante. Os três mapas que apresentarem maior distorção da resposta esperada são descartados juntamente com seus pares de inclinação/declinação e o processo é reiniciado até que atinja o número de interações máximo definido pelo usuário ou uma convergência dos resultados das últimas 10 interações.

Segundo Louro (2013), é importante ressaltar que, nesse tipo de técnica, é considerado o valor médio de magnetização total médio. De acordo com esse autor, se o alvo da análise for uma estrutura muito grande, seu tempo de resfriamento provavelmente foi longo, o que levará a “gravação” de diversas orientações do campo da Terra até que passasse por sua respectiva temperatura de Curie. Neste caso, o algoritmo proposto por Fedi et al. (1994) estimar o valor da inclinação e declinação da

magnetização total média do corpo magnético.

3.2.1.5 – Tilt

Segundo Fairhead et al. (2010), consiste na generalização da fase local (Verduzco et al., 2004) e é definida por:

$$Tilt = \tan^{-1} \left(\frac{\partial M / \partial z}{\partial M / \partial h} \right) \quad (40),$$

onde $\frac{\partial M}{\partial h} = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}$ e $\frac{\partial M}{\partial x}$, $\frac{\partial M}{\partial y}$ e $\frac{\partial M}{\partial z}$ são as derivadas de primeira ordem do campo magnético M nas direções do plano cartesiano (x , y e z). Segundo Fairhead et al. (2010), uma vez que a derivada Tilt consiste na razão entre as derivadas vertical e horizontais, o Tilt calculado a partir do CMT reduzido ao polo a partir de um algoritmo estável não depende da direção de magnetização total.

3.3 – Interpretação 3D dos Dados Magnéticos

Neste estudo foi aplicado o procedimento de análise de dados magnéticos com a presença de magnetização remanescente proposto por Louro (2013), com o objetivo de obter um modelo do contraste de susceptibilidade aparente em sub-superfície mais factível possível.

Essa análise foi implementada a partir dos seguintes passos: (i) delimitação lateral do(s) alvo(s); (ii) estimativa da profundidade dos limites laterais da fonte magnética;

(iii) modelagem inicial do(s) corpo(s) em sub-superfície com inferência dos valores de susceptibilidade oriundos de estudos geológicos anteriores sobre o alvo e/ou sua região, e com o uso dos valores de profundidade e limites laterais estimados nos passos anteriores; (iv) inversão dos dados magnéticos utilizando o modelo inicial gerado; (v) análise dos resíduos obtidos pela inversão final dos dados.

A seguir é apresentada uma breve descrição das técnicas aplicadas para modelagem direta e inversão tridimensional dos dados magnéticos.

3.3.1 – Modelagem Direta

A modelagem inicial foi realizada com base no algoritmo de Barnett (1976) utilizado pelo programa ModelVision Pro, o qual apresenta uma solução analítica para campos magnéticos provenientes de fontes geométricas arbitrárias. Segundo Barnett (1976), o campo magnético gerado por uma fonte uniforme pode ser expresso em função da integral calculada sobre a superfície desse corpo. Se a fonte geradora for um poliedro, então a expressão do campo pode ser reduzida para a soma das integrais de um número finito de faces triangulares (Figura 3.2-A). Ainda segundo esse autor, como a solução dessas integrais é analítica, as faces do poliedro podem ter qualquer tamanho ou quantidade de vértices desejada, dependendo apenas do número vértices requeridos para definir o contorno do corpo.

Para descrever o comportamento de uma fonte anômala homogênea em sub-superfície, Barnett (1976) sugere que o corpo deve ser modelado a partir da definição de vértices localizados ao longo de “fatias” distribuídas ao longo do corpo (Figura 3.2-A). Essas fatias não precisam ser paralelas ou horizontais, mas todas precisam ter o mesmo número de vértices. O vértice de “topo” e da “base” também deve ser definido para

adicionar uma maior flexibilidade, embora esses possam se tornar redundantes caso o modelo possua base e/ou topo planos. O poliedro é então montado a partir da união desses dois vértices a cada um dos vértices contidos na primeira e última fatia definidas no corpo. Entre as camadas, dois conjuntos de fáceis são formados a partir da união dos vértices j e $j+1$ na fatia i ao vértice j na fatia $i+1$ e dos vértices j e $j+1$ na fatia $i+1$ ao vértice j na fatia i (Figura 3.2-B).

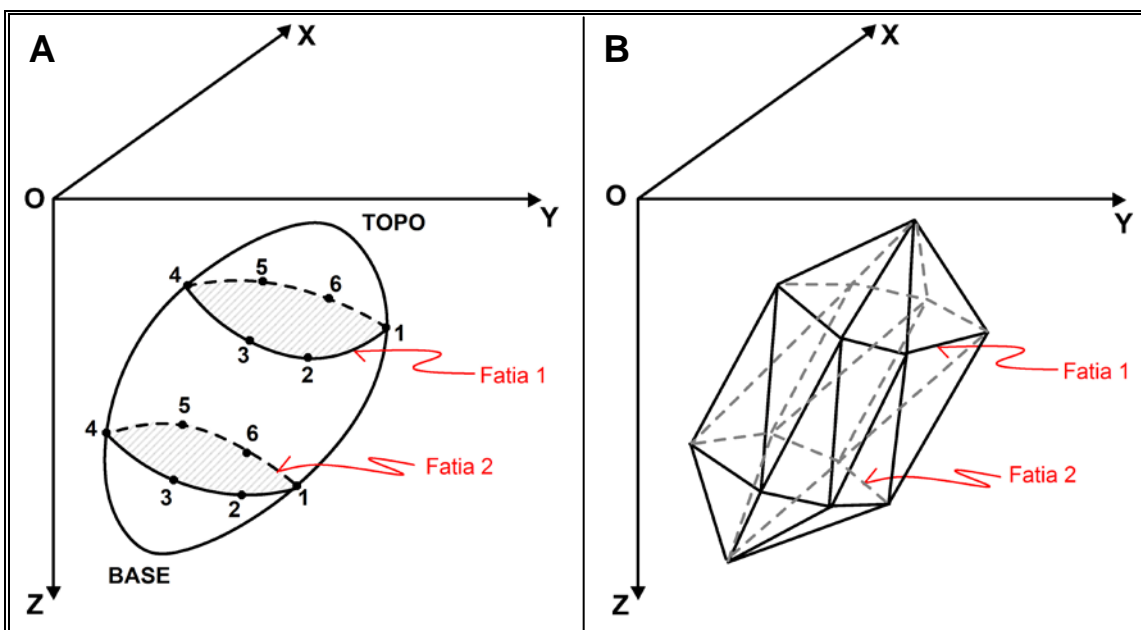


Figura 3.2 – Representação (A) do corpo em sub-superfície dividido em fatias e (B) da composição do poliedro gerado a partir das arestas e fatias definidas em (A).

Dessa forma, essa etapa de modelagem visa construir um modelo matemático a partir das informações conhecidas:

- 1 – delimitação lateral do corpo a partir da técnica do EHD;
- 2 – estimativa de topo dos limites laterais da fonte magnética pela técnica do EHD-Depth;
- 3 – direção do vetor de magnetização induzida: através do IGRF (paralelo ao

mesmo);

4 – atribuição da susceptibilidade magnética estimada com base em estudos geológicos e/ou geoquímicos. Caso não haja informações sobre a susceptibilidade (por exemplo, corpos localizados em sub-superfície sem pontos de afloramento visíveis), Louro (2013) sugere que seja feita uma análise geológica e tectônica das intrusões conhecidas próximas ao alvo para que se tenha um ponto de partida.

Ainda segundo esse autor, não há necessidade de uma alta precisão no ajuste do sinal modelado com o real, isso será obtido na etapa seguinte de inversão.

3.3.2 - Inversão

A inversão 3D dos dados magnéticos foi realizada através do algoritmo AMP3D desenvolvido por Shearer (2005) com objetivo de obter a distribuição tridimensional da susceptibilidade magnética (κ) em sub-superfície. As unidades utilizadas pelo programa são: metros para as distâncias e profundidade, e nT para o campo magnético. A susceptibilidade magnética é adimensional e considerada no S.I.

O algoritmo AMP3D descreve a fonte da anomalia como um conjunto (m) de células retangulares (*mesh*) com susceptibilidade magnética constante (p) para cada célula.

O vetor da anomalia observada $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_n)^T$ é relacionado a fonte a partir da função linear:

$$\mathbf{d} = W_x \mathbf{p}, \quad (41)$$

onde $\mathbf{p} = (p_1, p_2, \dots, p_m)^T$ é o vetor contendo a propriedade física para cada célula do

mesh e W é a matriz $n \times m$ de sensibilidade. No caso de dados magnéticos, \mathbf{p} é o contraste de susceptibilidade entre a fonte anômala e a rocha encaixante.

O problema inverso é formulado como um processo de otimização onde a função objetivo da susceptibilidade é minimizada com um conjunto de restrições para reproduzir o dado com um erro pré-definido. Os detalhes da função objetivo e do problema dependente podem variar de acordo com a informação disponível previamente. Geralmente, a função objetivo deve ter uma flexibilidade para gerar um modelo parecido com o modelo de referência p_0 e suave nas três direções espaciais. A função de regularização usada pelo AMP3D para inverter os dados de amplitude do campo magnético é dada por (Shearer, 2005)

$$\begin{aligned} \varphi_m(p) = & \alpha_s \int_V w_s (\bar{p}(r) - \bar{p}_0)^2 dv + \alpha_x \int_V w_x \left[\frac{\partial(\bar{p}(r) - \bar{p}_0)}{\partial x} \right]^2 dv + \\ & + \alpha_y \int_V w_y \left[\frac{\partial(\bar{p}(r) - \bar{p}_0)}{\partial y} \right]^2 dv + \alpha_z \int_V w_z \left[\frac{\partial(\bar{p}(r) - \bar{p}_0)}{\partial z} \right]^2 dv \quad , \quad (42) \end{aligned}$$

Na equação 42, os coeficientes α_s , α_x , α_y e α_z são ajustáveis e afetam a relevância das componentes da função objetivo. Quanto maior a razão α_x/α_s , α_y/α_s e α_z/α_s mais suave será o modelo recuperado ao longo do respectivo eixo. Para inversão de dados de fontes ferromagnéticas, κ é a susceptibilidade efetiva, κ_0 a susceptibilidade do modelo de referência e a função $w(z)$ representa a função peso da profundidade definida por Li e Oldenburg (2003) como

$$w(z) = (z - z_0)^{\beta} \quad , \quad (43)$$

onde z é a profundidade do centro da célula, β e z_0 são parâmetros ajustáveis da função

peso para reduzir o peso da propriedade física (no caso, o contraste da susceptibilidade) em função da profundidade. A precisão do ajuste (φ_d) é calculada por

$$\varphi_d = \|W_d(d^{\text{mod}} - d^{\text{obs}})\|^2, \quad (44)$$

onde \mathbf{d}^{obs} é o vetor contendo o dado observado e \mathbf{d}^{mod} o vetor contendo os dados do modelo gerado. W_d é a matriz diagonal cujo i -ésimo elemento é definido por

$$w_i = \frac{1}{\sigma_i}, \quad (45)$$

onde σ_i é o desvio padrão do i -ésimo dado.

O ajuste do modelo é obtido pela minimização da função de regularização (φ_m) dada na equação 42, assim

$$\varphi = \varphi_d + \mu \cdot \varphi_m, \quad (46)$$

sendo a susceptibilidade $\kappa \geq 0$. Na equação 42, φ representa a função objetivo (equação 39), e μ é o “parâmetro de regularização”. A positividade é implementada usando o método de barreira logarítmica primária (Wright, 1997 *apud* Li et al., 2010, Li e Oldenburg, 2003).

A solução da minimização de φ , bem como a descrição de outras restrições impostas pelo algoritmo de inversão, tal como a utilização de um limite positivo, estão descritos em Shearer (2005).

4 – DADOS GEOFÍSICOS

Neste trabalho foram utilizados os dados de aeromagnetometria e aerogamaespectrometria fornecidos pela CPRM para o levantamento referente ao projeto “Área 2” (código 1080 – Figura 4.1), e compreende aproximadamente 74,365 km².

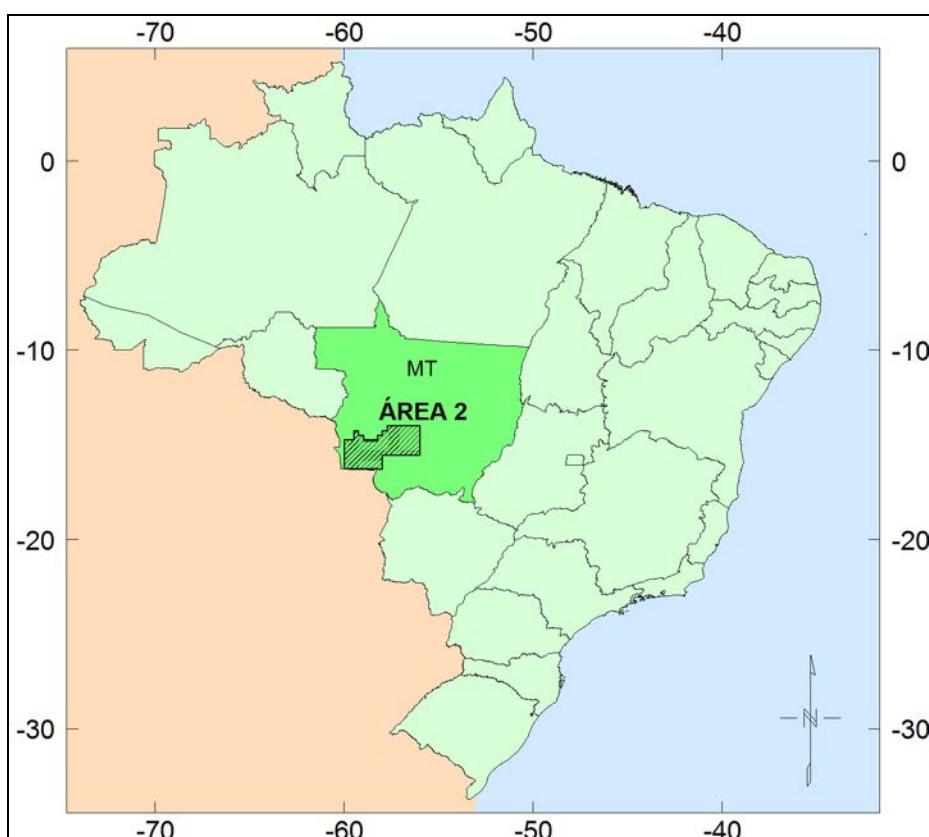


Figura 4.1 – Mapa de localização da “Área 2” (polígono preto) sobrevoada pela CPRM.

A “Área 2” está completamente inserida no estado do Mato Grosso sendo delimitada pelas coordenadas (-60°00' e 56°00') a (-16°15' e -14°00')¹.

¹ – As coordenadas dos vértices da Área 2 sobrevoada pela CPRM são: -56°00'/-14°00'; -56°00'/-15°30'; -58°00'/-15°30'; -58°00'/-16°15'; -58°15'/-16°15'; -58°15'/-16°12'30"; -58°30'/-16°12'30"; -58°30'/-16°15'; -60°00'/-16°12'30"; -60°00'/-14°45'; -59°30'/-14°45'; -59°30'/-14°15'; -59°15'/-14°15'; -59°15'/-14°30'; -59°00'/-14°30'; -59°00'/-14°45'; -58°15'/-14°45'; -58°15'/-14°30'; -58°00'/-14°30'; -58°00'/-14°15'; -57°45'/-14°15'; -57°45'/-14°00'.

O aerolevantamento foi realizado entre 12/01/2008 e 23/08/2008. A aquisição dos dados aero magnetométricos e aero gamaespectrométricos de alta resolução foram adquiridos ao longo de perfis com direção N-S e espaçamento de 500 m, enquanto que as linhas de controle foram sobrevoadas com direção E-W e espaçamento de 10 km. A altura de voo foi mantida a aproximadamente 100 m sobre o terreno.

As leituras do magnetômetro foram realizadas a cada 0,1 segundos. Considerando a velocidade média da aeronave em 273 km/h, isso equivale a um espaçamento de aproximadamente 7,6 m entre os pontos de medida em superfície. A amostragem aerogamaespectrométrica, por sua vez, foi realizada a cada segundo representando um espaçamento de 75,8 m entre cada ponto de medida no terreno.

Os mapas gerados a partir dos dados amostrados de magnetometria e gamaespectrometria são apresentados nas Figuras 4.2 e 4.3.

A partir da análise dos dados geofísicos aerotransportados da “Área 2” (sobrevoada pela CPRM) foram identificadas diversas anomalias magnéticas próximas às zonas de cisalhamento Indiavaí-Lucialva e Pitas (polígono tracejado na Figura 4.4), dentre as quais foram selecionadas trinta e quatro (distribuídas ao longo de quatorze áreas – Figura 4.4) para análise.

Essas anomalias estão distribuídas ao longo de diferentes litologias encaixantes e nem todas apresentam uma clara ligação com a zona de fraqueza gerada pelas zonas de cisalhamento Indiavaí-Lucialva e Pitas. Sendo assim, as áreas selecionadas (1 a 14 na Figura 4.4) foram subdivididas em quatro grupos:

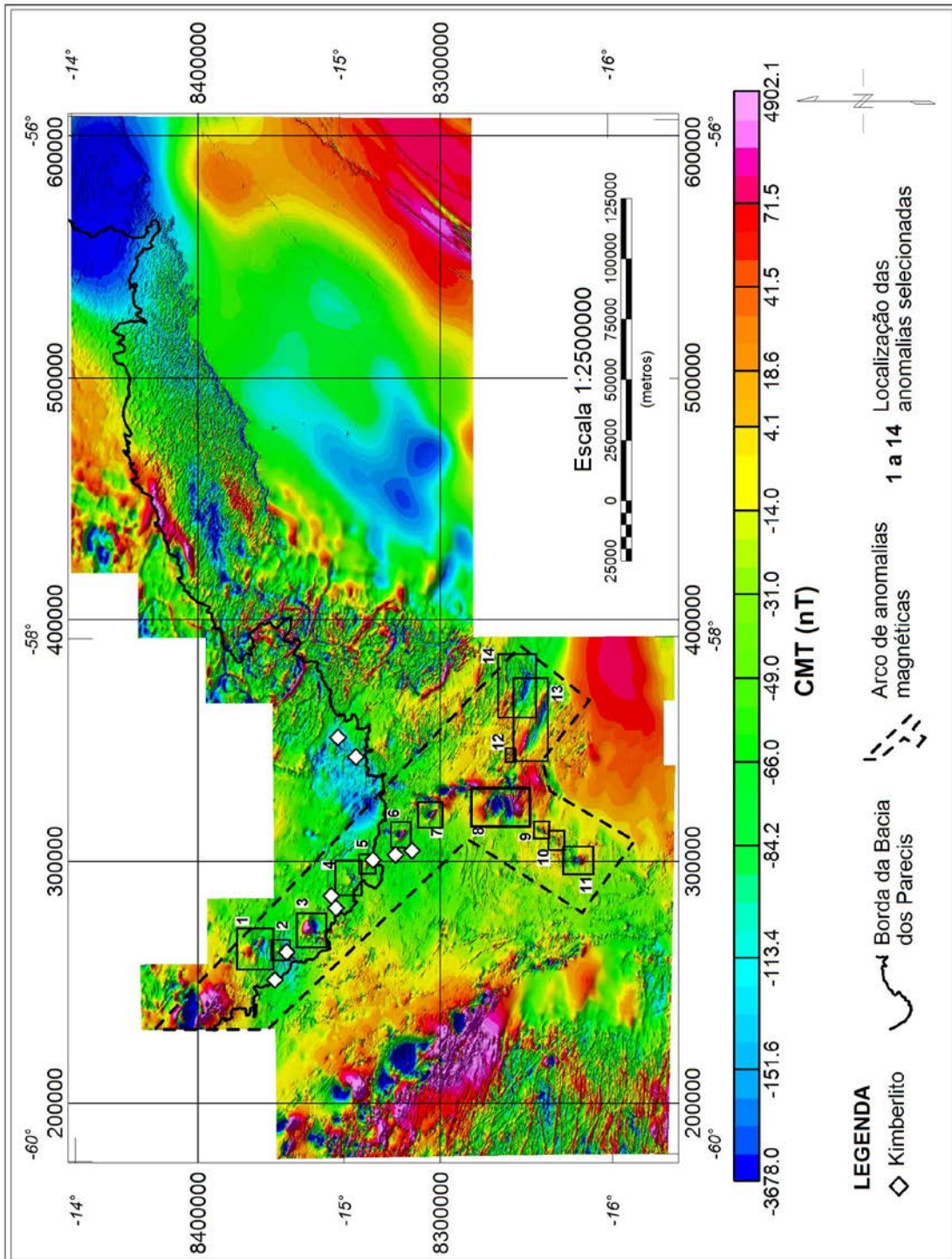


Figura 4.2 – Mapa do campo magnético total obtido a partir dos dados aeromagnéticos disponibilizados pela CPRM para a “Área 2”. A linha preta destaca o contorno da Bacia dos Parecis na região do aerolevante. O polígono tracejado localiza o lineamento de anomalias magnéticas (indicadas pelos quadrados numerados de 1 a 14).

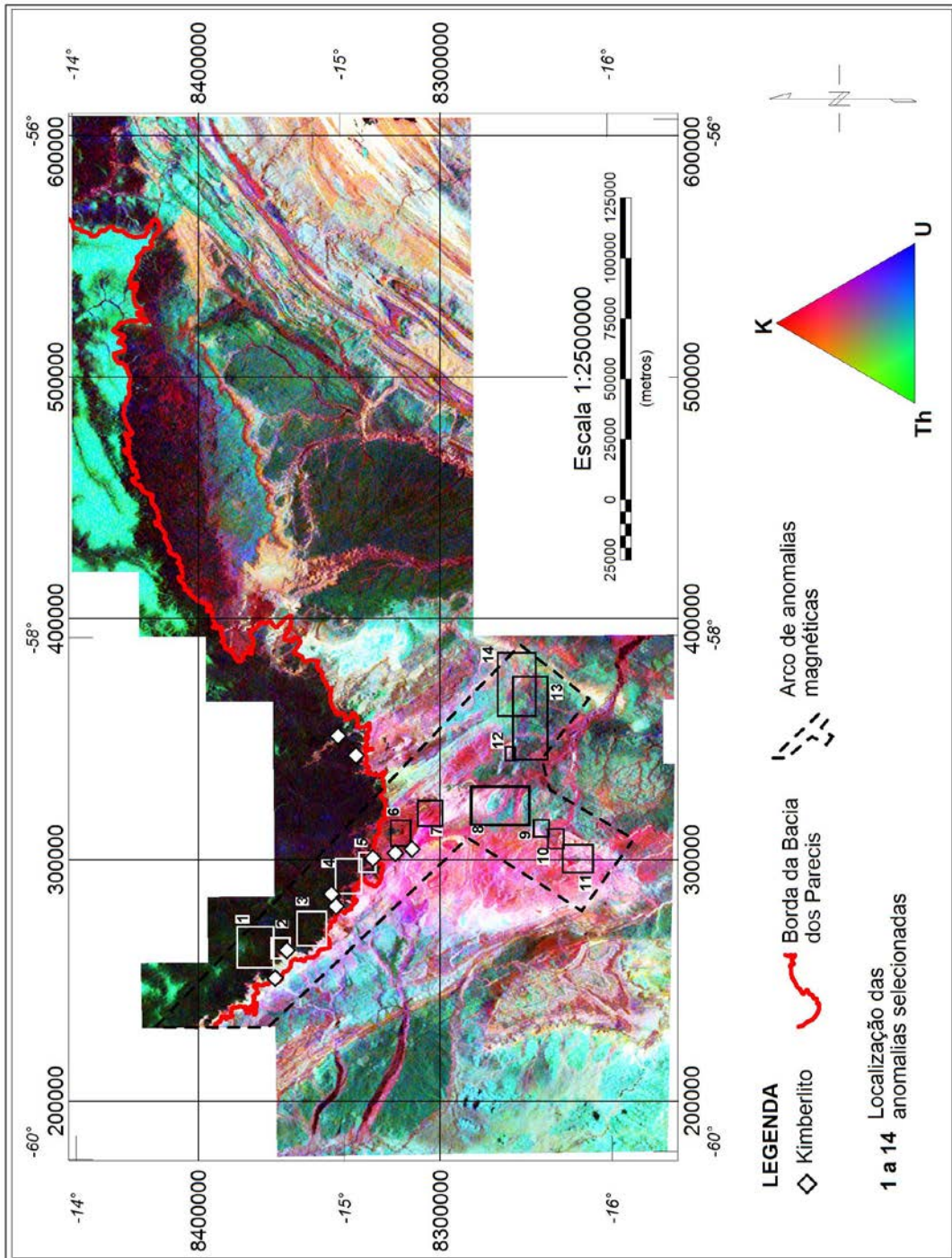


Figura 4.3 – Mapa da distribuição ternária com padrão (R, G, B) = (K, Th, U) dos dados radiométricos disponibilizados pela CPRM para a “Área 2”. A linha irregular vermelha destaca o contorno da Bacia dos Parecis na região do aerolevantamento, enquanto que o polígono preto tracejado localiza o lineamento de anomalias magnéticas estudadas (indicadas pelos quadrados numerados de 1 a 14).

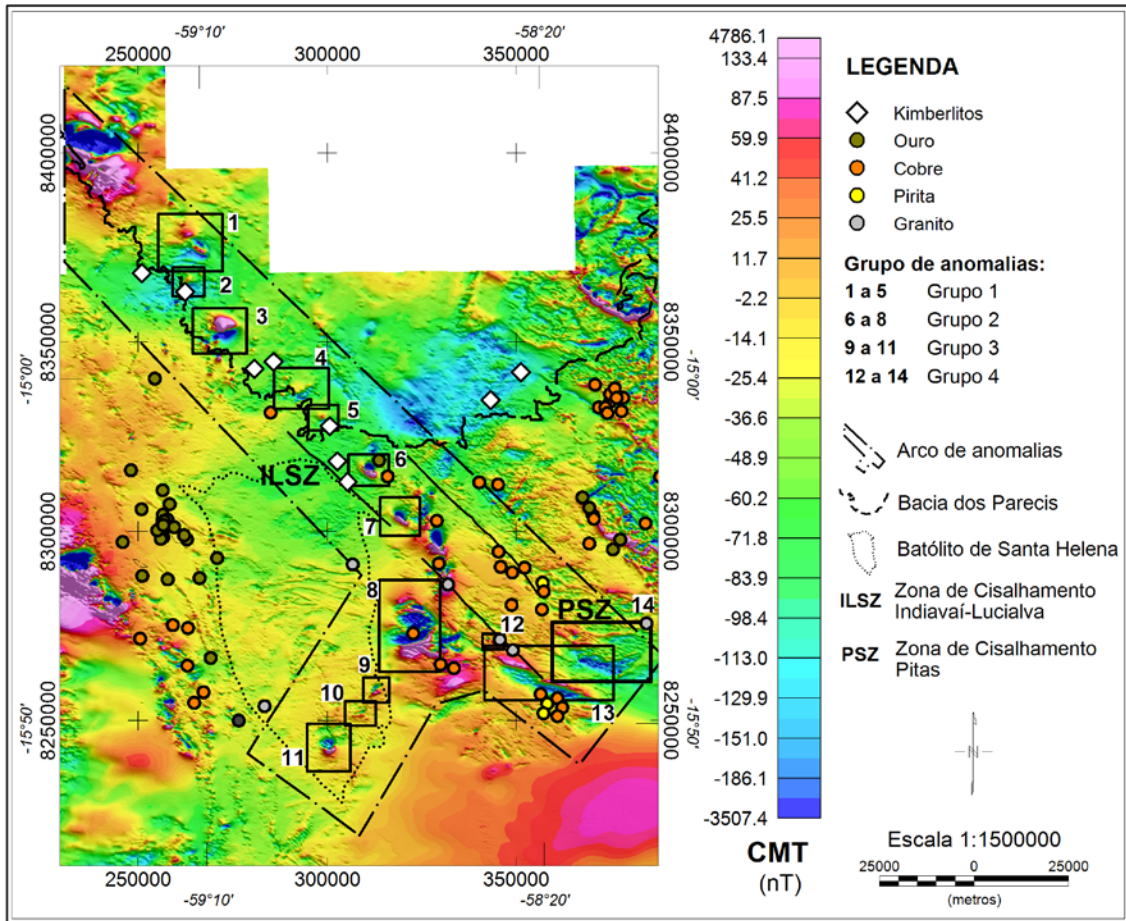


Figura 4.4 – Mapa de detalhe do campo magnético total (CMT) observado para a porção sudoeste da Bacia dos Parecis (linha tracejada em preto). O polígono com linha traço-ponto localiza o lineamento de anomalias estudado enquanto que a linha pontilhada apresenta os limites do Batólito de Santa Helena. As anomalias identificadas foram divididas em 14 áreas, indicadas pelos quadrados em preto. O mapa mostra ainda as principais ocorrências minerais na região e a localização das zonas de cisalhamento Indiavaí-Lucialva e Pitas (ILSZ e PSZ, respectivamente).

► Grupo 1: composto pelas fontes magnéticas observadas internas aos limites da Bacia dos Parecis. Este grupo é composto pelas cinco primeiras áreas no lineamento magmático (Figura 4.4), sendo elas:

- área 1 – anomalia de Rio Juruena,
- área 2 – anomalias de Córrego do Bugre 1 e 2,
- área 3 – anomalias de São José 1 a 5,
- área 4 – anomalias de Palmital 1 a 5 e
- área 5 – anomalia de Lucialva.

► Grupo 2: composto pelas áreas 6 a 8 (Figura 4.4) referente às anomalias localizadas no Grupo Alto Jauru e Suíte Intrusiva Figueira Branca. As anomalias associadas a esse grupos são:

- área 6 – anomalia de Rio Jauru,
- área 7 – anomalia de Figueira Branca e
- área 8 – anomalia de Bela Vista 1 a 9.

► Grupo 3: compreende as anomalias internas aos limites do Batólito de Santa Helena (Figura 4.4):

- área 9 – Sertãozinho,
- área 10 – Rio Aguapeí 1 e 2,
- área 11 – Nova.

► Grupo 4: engloba pelas anomalias mais ao sul da zona de cisalhamento Indiavaí-Lucialva (ILSZ na Figura 4.4), situadas sob a cobertura sedimentar observada a sul da Bacia dos Parecis (linha pontilhada na Figura 2.2). São essas anomalias:

- área 12 – Aparecida,
- área 13 – Glória do Oeste e
- área 14 – Caeté 1 a 3.

Considerando a grande variação nas características das anomalias identificadas ao longo do lineamento (intensidade e direção de magnetização, indícios de afloramento, rocha encaixante, etc.), os dados aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos foram inicialmente interpretados para cada anomalia individualmente. Os resultados obtidos por essas análises são apresentadas no Capítulo 5 a 8. Posteriormente, no Capítulo 9 será apresentada uma interpretação dessas intrusões em relação ao contexto geotectônico da região.

5 - ESTUDO DAS ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO GRUPO 1

O Grupo 1 compreende ao todo quatorze anomalias magnéticas divididas entre as áreas 1 a 5 do lineamento identificado (Figura 4.2). Esses corpos encontram-se distribuídos ao longo de um lineamento com direção N44W, totalmente internos aos limites da Bacia dos Parecis (Figura 5.1).

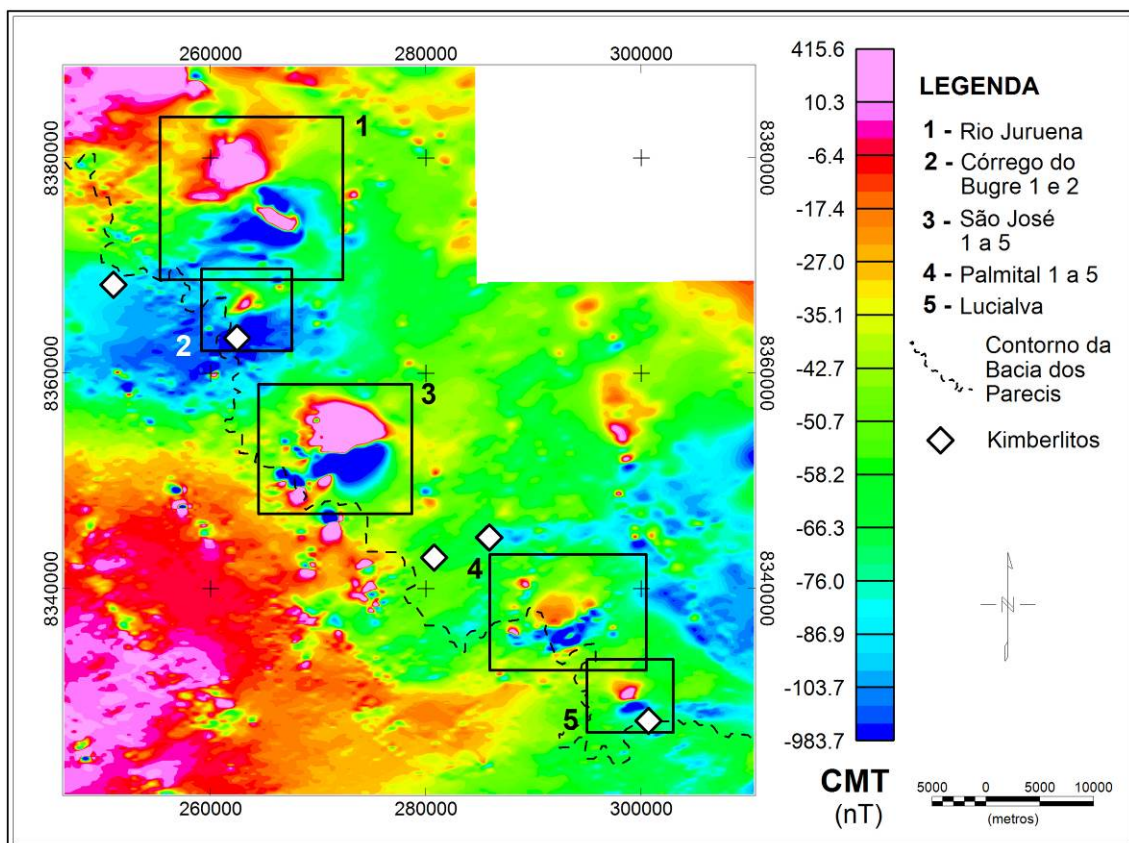


Figura 5.1 – Mapa da anomalia magnética do campo magnético total (CMT) da porção sudoeste da Bacia dos Parecis (limitada pela linha tracejada). Os polígonos pretos indicam a localização das áreas das anomalias estudadas pertencentes ao Grupo 1.

A partir da análise dos dados gamaespectrométricos da região onde o Grupo 1 está inserido (Figura 5.2) é possível observar uma resposta radiométrica caracterizada por baixas contagens dos três elementos (K, Th e U). A sobreposição do contorno geológico da Bacia dos Parecis sobre esse mapa (linha contínua em vermelho – Figura 5.2) comprova a clara relação dessa assinatura com a distribuição dos sedimentos da bacia.

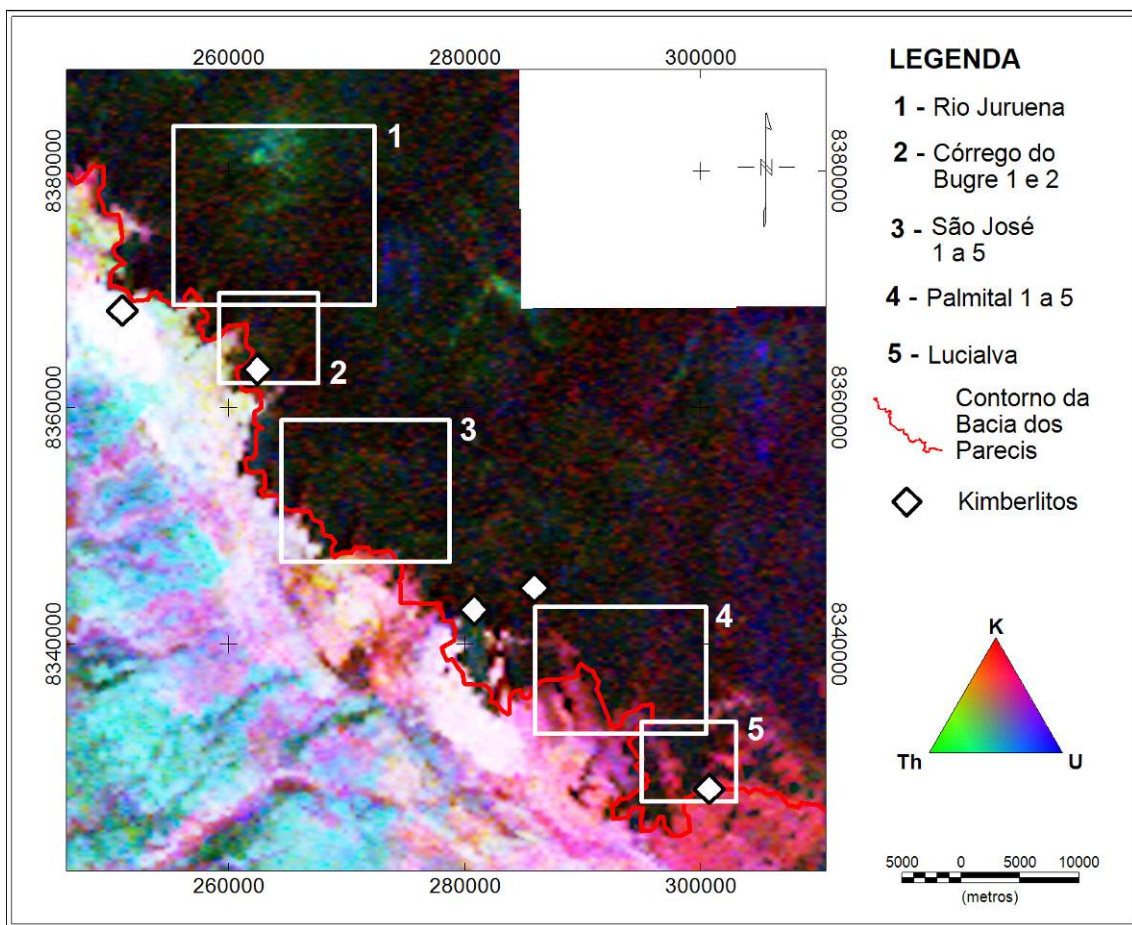


Figura 5.2 – Mapa da distribuição ternária dos radioelementos (K, Th e U) da porção sudoeste da Bacia dos Parecis (limitada pela linha tracejada). Os polígonos em branco indicam a localização das áreas das anomalias estudadas.

Abaixo é apresentada uma descrição dos resultados gerados pela interpretação

dos dados geofísicos para cada uma das áreas contidas nesse grupo, assim como uma tabela com as principais características obtidas no processamento e nas inversões dos dados magnéticos.

Tabela 5.1 – Tabela com os principais resultados obtidos para as anomalias magnéticas estudadas: polarização, profundidade estimada pela técnica do EHD (D_{EHD}) e pela inversão 3D (D_{3D}), susceptibilidade da rocha encaixante (χ_{ENC}) obtida pela literatura (Telford et al., 1990) e pela inversão (χ_{3D}) em S.I. e o volume da fonte anômala em subsuperfície gerada pela inversão.

Área	Anomalia	Polarização	D_{EHD} (m)	D_{3D} (m)	χ_{ENC} (S.I.)	χ_{3D} (S.I.)	Volume (km^3)
1	RJU	Normal	$273 \pm 60,73$	400 ± 100	0,004	0,040 a 0,170	27,87
2	CBG-1	Normal	$250 \pm 71,36$	200 ± 100	0,004	0,040 a 0,050	0,76
	CBG -2	Reversa	$275 \pm 29,04$	300 ± 100	0,004	0,040 a 0,060	0,24
3	SJ-1	Normal	358 ± 172	200 a 400 ± 100	0,004	0,063 a 0,254	14,45
	SJ-2	Reversa	280 ± 79	200 ± 100	0,004	0,063 a 0,132	1,95
	SJ-3	Reversa	206 ± 68	200 ± 100	0,004	0,063 a 0,120	0,63
	SJ-4	Reversa	213 ± 66	200 ± 100	0,004	0,063 a 0,120	0,26
	SJ-5	Reversa	168 ± 16	200 ± 100	0,004	0,063 a 0,089	0,82
4	PAL-1	Normal	191 ± 50	200 a 400 ± 100	0,004	0,017 a 0,055	8,48
	PAL-2	Normal			0,004	0,017 a 0,037	1,42
	PAL-3	Normal	129 ± 21	200 ± 100	0,004	0,017 a 0,037	0,56
	PAL-4	Normal	136 ± 25	200 ± 100	0,004	0,017 a 0,037	0,04
	PAL-5	Normal	188 ± 35	200 ± 100	0,004	0,017 a 0,037	0,50
	PAL-6	Normal	140 ± 25	200 ± 100	0,004	0,017 a 0,030	0,06
5	LUC	Normal	249 ± 64	300 ± 50	0,004	0,027 a 0,040	0,85

5.1 – Área 1: Anomalia de Rio Juruena (RJU)

A anomalia de Rio Juruena (RJU – área 1 na Figuras 5.1) é caracterizada por uma resposta magnética complexa centrada nas coordenadas 264052E/8376305N (-59,27E/-14,63N – Figuras 5.3), com aproximadamente 10 km de extensão no eixo maior. Ela apresenta uma alternância entre um polo positivo ao norte, seguido por um negativo, outro positivo e negativo ao sul, com valores de intensidade máxima e mínima de 214 e -182 nT, respectivamente.

A interpretação desta anomalia foi inicialmente apresentada no congresso *AGU - Meeting of the Americas 2013* (Ribeiro et al., 2013b).

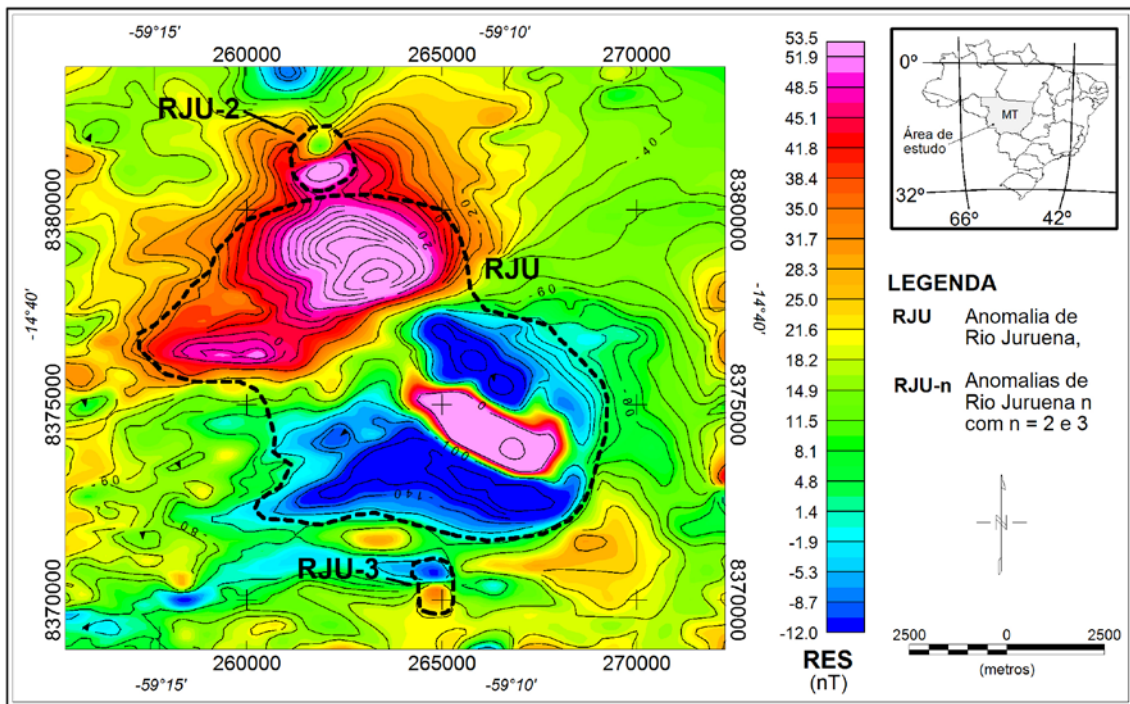


Figura 5.3 – Mapa da anomalia do campo magnético total (CMT) da anomalia de Rio Juruena 1 a 3 (RJU-1 a 3, respectivamente) com linhas de contorno espaçadas de 5 nT.

Tanto ao norte (coordenadas 261990E/8381184N) quanto ao sul (coordenadas 265000E/8370479N) desta anomalia são observados dipolos magnéticos menores (~ 1 km de extensão) denominados Rio Juruena 2 e 3 (RJU-2 e 3 na Figuras 5.3), respectivamente. Essas anomalias possuem polarização invertida e valores de intensidade máxima e mínima entre 86 e -45 nT. Considerando que o espaçamento entre as linhas de aquisição do aerolevanteamento é de 500 m, a extensão dessas anomalias menores não permitiu uma amostragem de dados com detalhamento suficiente para uma interpretação confiável das mesmas e por isso foram desconsideradas nas análises seguintes.

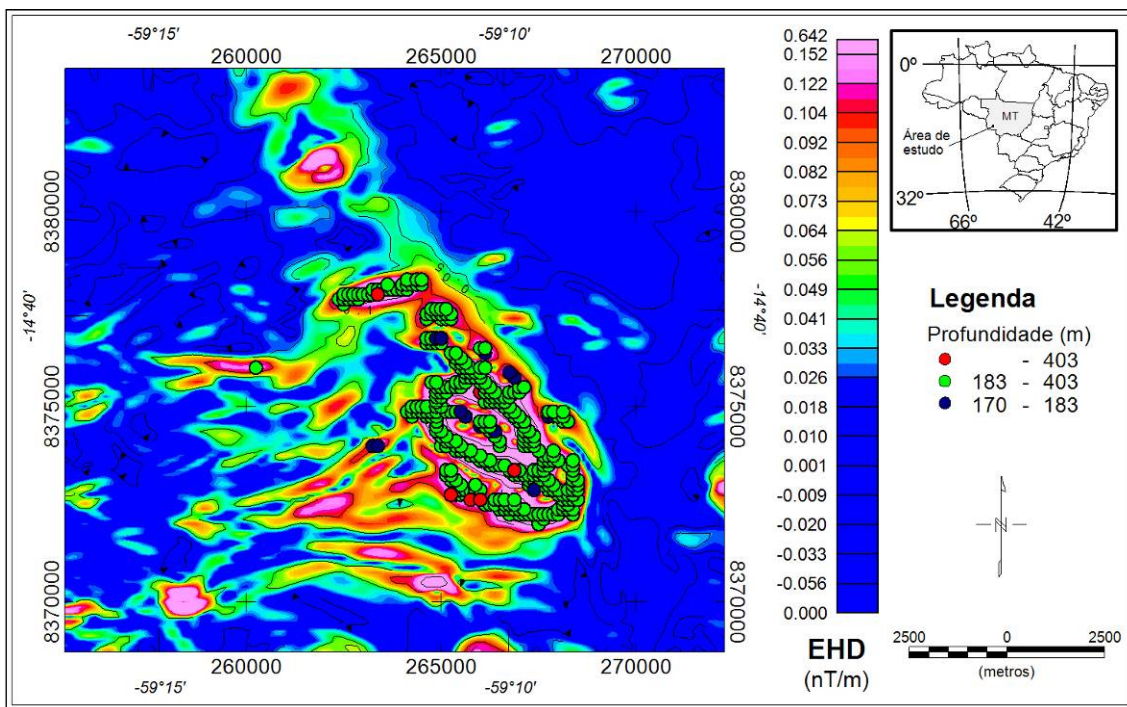


Figura 5.4 – Mapa do EHD calculado para a região da anomalia de Rio Juruena. Os círculos indicam os pontos utilizados na estimativa da profundidade do topo das bordas da fonte anômala feita a partir da técnica EHD-Depth. As curvas de nível estão espaçadas em 0,05 nT/m.

A Figura 5.4 apresenta o mapa gerado a partir do cálculo da técnica do EHD para a região da anomalia de Rio Juruena. Este mapa indica que a fonte magnética possui aproximadamente 8 km no eixo maior direcionado aproximadamente N40W. O mapa do EHD indicou ainda a presença de lineamentos com direções de aproximadamente N75E a oeste da anomalia de Rio Juruena.

A extrapolação dessa técnica (EHD-Depth) foi calculada a partir dos picos dessa função (indicados pelos círculos na Figura 5.4) e forneceu uma profundidade média de $273,41 \pm 60,73$ m para o topo dos limites laterais dessa fonte.

O mapa da Figura 5.5, por sua vez, apresenta o resultado do cálculo do AAMF para a região, evidenciando uma anomalia com intensidade máxima de 355,8 nT e direção de N40W condizente com o obtido pelo EHD (Figura 5.4).

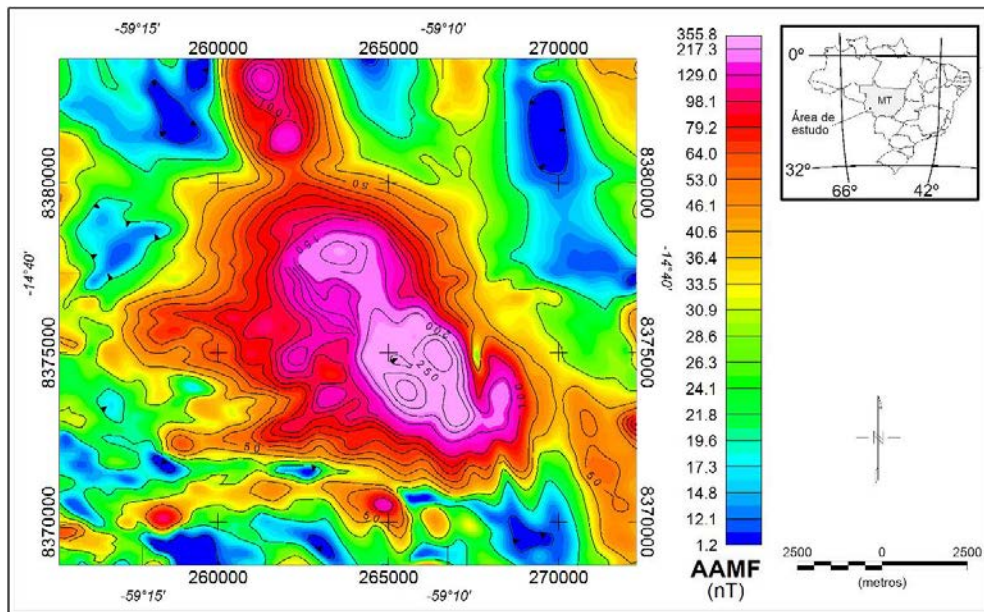


Figure 5.5 – Mapa de AAMF calculado para a região da anomalia de Rio Juruena. As linhas de contorno estão espaçadas em 10 nT.

A inversão dos dados de AAMF da anomalia de RJU (Figura 5.6) foi realizada

considerando um *mesh* regular com células cúbicas de 200 m. O modelo obtido apresenta uma direção de aproximadamente N35W, condizente com o esperado pela delimitação das bordas da fonte magnética a partir do EHD (Figura 5.4). A profundidade do modelo é de 400 ± 100 m (sendo o desvio padrão considerado igual à metade do comprimento da célula utilizada), compatível com a profundidade média obtida pelo EHD-Depth ($273,41 \pm 60,73$ m – Tabela 5.1).

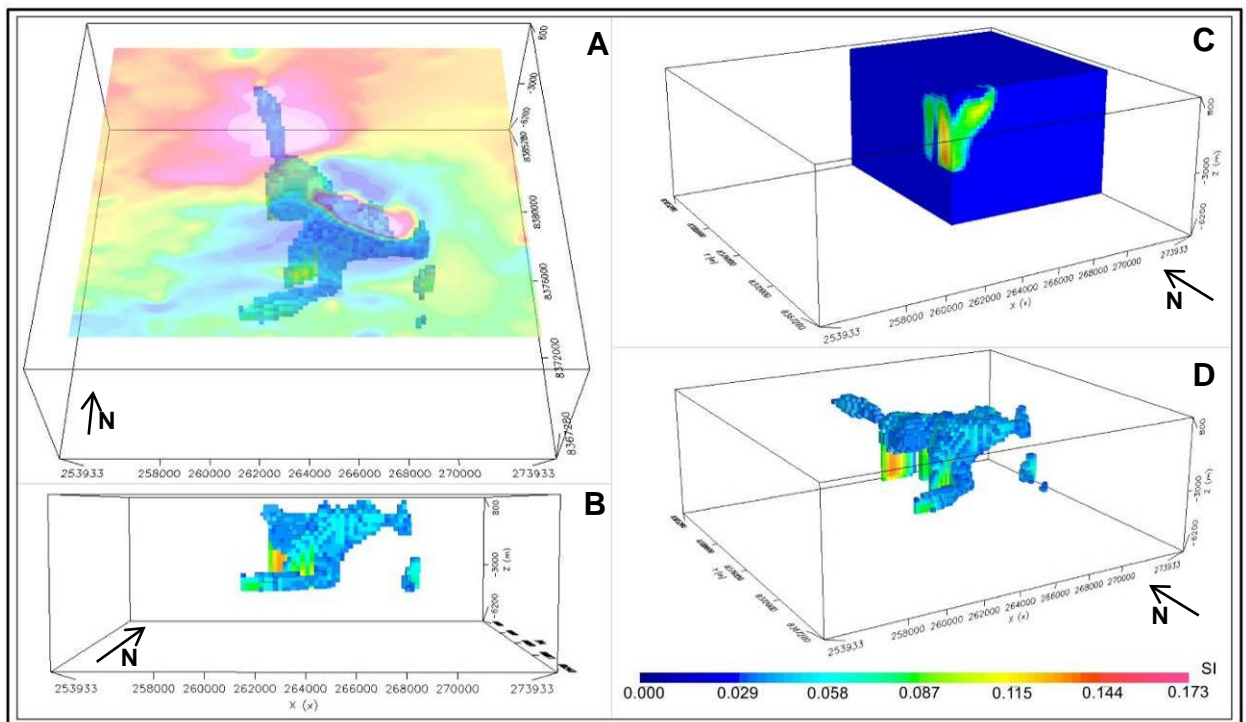


Figura 5.6 – Resultado da inversão dos dados magnéticos de Rio Juruena nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético total, (B) sul com corte de susceptibilidade entre 0,04 e 0,17 SI, (C) e (D) vista em perspectiva com o mesmo ângulo sendo que em (C) a malha foi cortada a oeste e sul e em (D) manteve-se o corte de contraste de susceptibilidades entre 0,04 a 0,17 SI.

A Figura 5.7 apresenta o mapa do AAMF interpolado a partir (A) dos dados

magnéticos amostrados, (B) do modelo 3D recuperado de Rio Juruena, enquanto que (C) e (D) apresentam o mapa de resíduos e a distribuição em histograma desses, respectivamente.

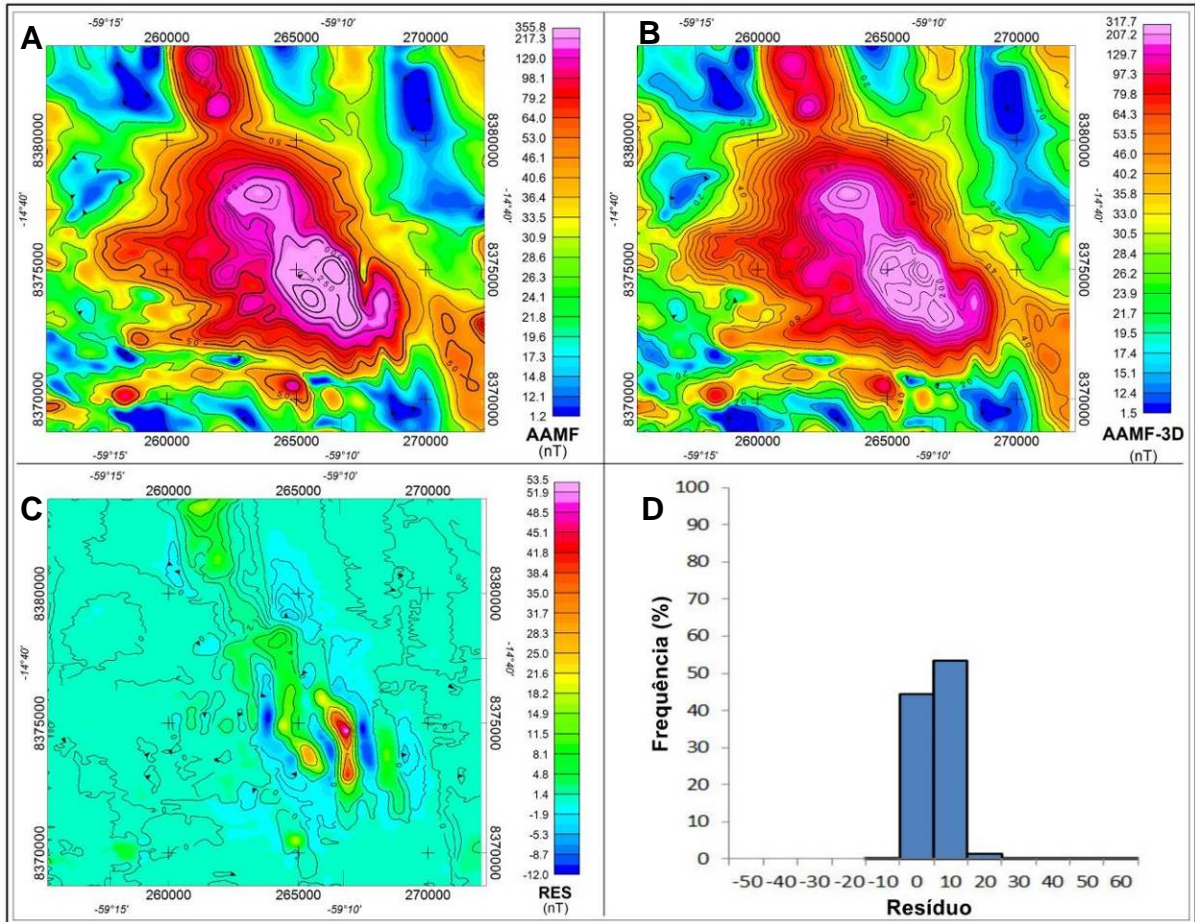


Figura 5.7 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região de Rio Juruena, (B) do corpo 3D recuperado pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).

Ao confrontar os mapas de AAMF obtidos pelos dados reais e pelo modelo 3D (Figuras 5.7-A e B) observa-se uma boa correlação entre eles, com uma diferença máxima de 53,5 nT para a parte central do corpo (Figura 5.7-C). Considerando que esse valor é pontual e refere-se a uma parte muito pequena do corpo invertido, pode-se

concluir que o modelo é uma solução matemática que ajusta satisfatoriamente a anomalia estudada.

O gráfico com a distribuição em histograma dos resíduos (Figura 5.7-D) apresentou uma maior concentração dos valores entre 0 e 10 nT o que, comparado ao valor da amplitude máxima do mapa de AAMF (355,8 nT – Figura 5.7-A), pode ser considerada desprezível.

5.2 - Área 2: Anomalia de Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2)

A Área 2 do lineamento de anomalias estudado (Figura 5.1) engloba as anomalias de Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2, respectivamente). A filtragem do campo magnético regional dessa área foi realizada através da técnica continuação para cima (*upward continuation*) considerando a altura de 3 km, sendo o resultado apresentado na Figura 5.8.

A anomalia magnética de CBG-1 (Figura 5.8) apresenta extensão lateral de aproximadamente 4 km, com polarização normal para o hemisfério sul e intensidade mínima e máxima de -86,1 e 105,6 nT, respectivamente. A anomalia de CBG-2, por sua vez, apresenta polarização reversa e intensidade magnética superior à apresentada por CBG-1, variando entre -224,6 e 145,4 nT.

Ao plotar as coordenadas do kimberlito Sapé-2 sobre o mapa do campo magnético da região dessas anomalias (Figura 5.8), observa-se que este está localizado sobre a parte sul da anomalia de CBG-1.

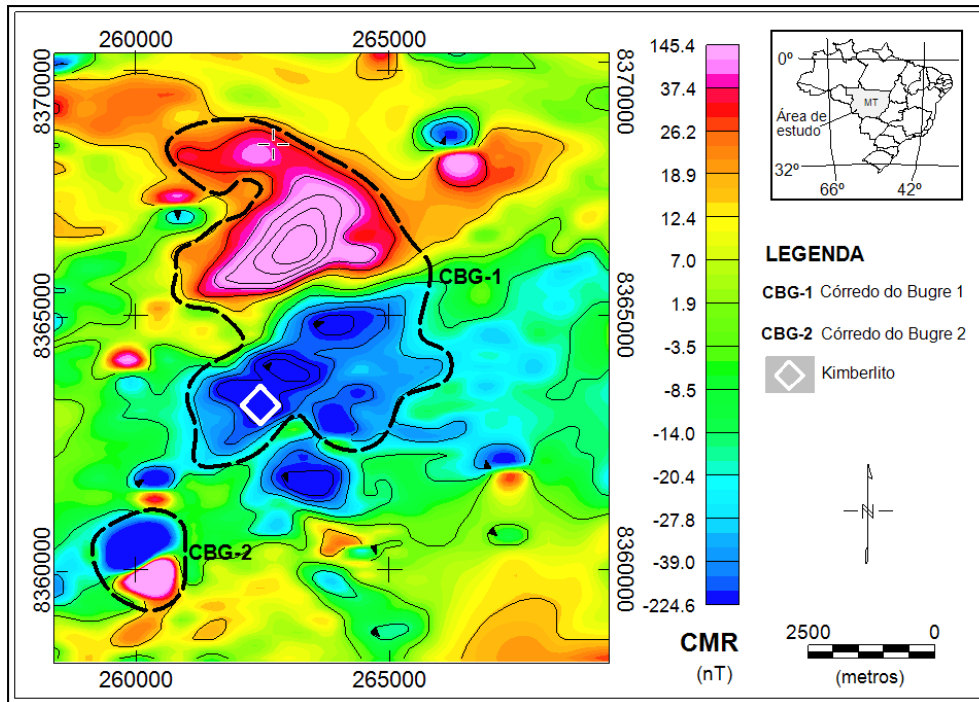


Figura 5.8 – Mapa do campo magnético residual (CMR) da região da anomalia de Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2, respectivamente). As curvas de nível estão espaçadas em 15 nT.

Corpos kimberlíticos apresentam dimensões relativamente pequenas, geralmente de poucas centenas de metros, diferindo assim consideravelmente do observado para as anomalias de CBG-1 e 2 (com extensões de 4,8 e 1,8 km, respectivamente – Figura 5.9). Uma possível interpretação dessa divergência é que as coordenadas da localização geográfica do kimberlito Sapé-2 disponíveis em literatura estão deslocadas da posição real desta intrusão.

Ao redor da anomalia de CBG-1 (Figura 5.8) são observadas diversas anomalias menores com extensão máxima de 700 m. Esses dipolos magnéticos podem ser associados a prováveis corpos ígneos menores como, por exemplo, intrusões kimberlíticas. Entretanto, devido às pequenas dimensões dessas fontes, esses dipolos são sobrevoados por apenas uma linha de aquisição, o que torna muito difícil uma

caracterização confiável desses corpos ou mesmo a correlação de um deles com o kimberlito Sapé-2.

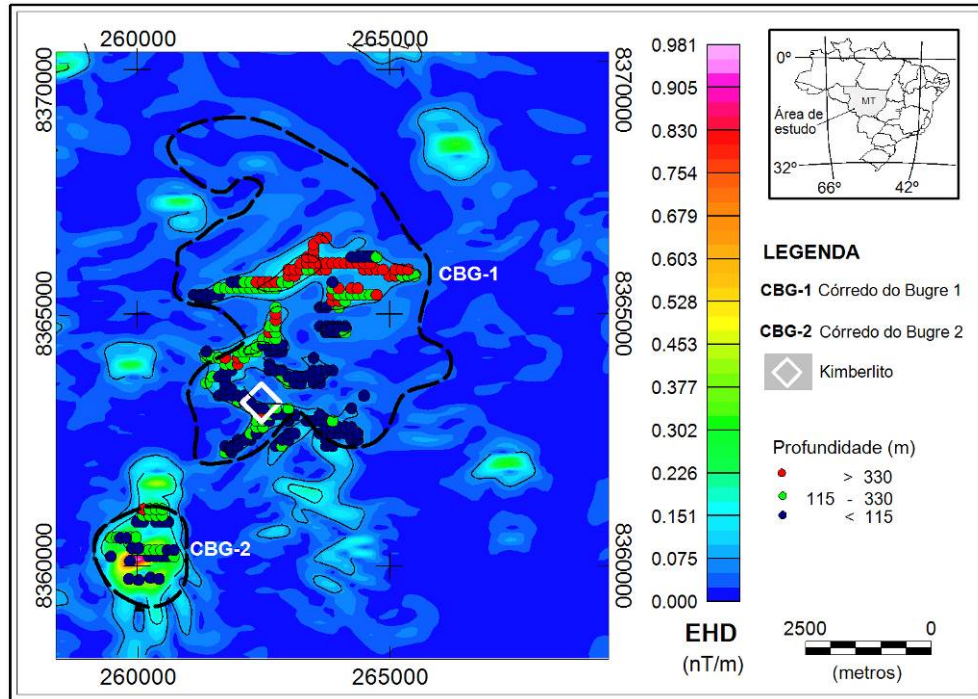


Figura 5.9 – Mapa do EHD calculado para a região das anomalias de Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2, respectivamente). Os círculos indicam os pontos utilizados nas estimativas de profundidade do topo dos limites laterais das fontes anômalas calculadas a partir da extrapolação da técnica (EHD-Depth). O contorno tracejado indica os limites dos dipolos magnéticos observados para o CMT (Figura 5.8).

O mapa gerado a partir do cálculo do EHD para a anomalia de CBG-1 (Figura 5.9) indicou um comportamento levemente mais alongado da fonte, com direção de aproximadamente N35E. CBG-2, por sua vez, apresenta um comportamento mais homogêneo, com formato aproximadamente elipsoidal.

A extrapolação da técnica do EHD permitiu estimar a profundidade média do topo das bordas laterais desses corpos em: $215,00 \pm 77$ m para CBG-1 e 187 ± 53 m

para CBG-2 (Tabela 5.1). A distribuição dos picos da função do EHD calculado para CBG-1, sinalizados pelos círculos na Figura 5.9, indica que o topo das bordas dessa fonte magnética esta em relativo desnível em sub-superfície, sendo a parte norte do corpo mais profunda do que a parte sul.

O mapa obtido a partir do calculo do AAMF para essa região (Figura 5.10) evidenciou um corpo mais alongado para CBG-1, com direção de aproximadamente N35E, condizendo com o comportamento observado para o mapa de EHD.

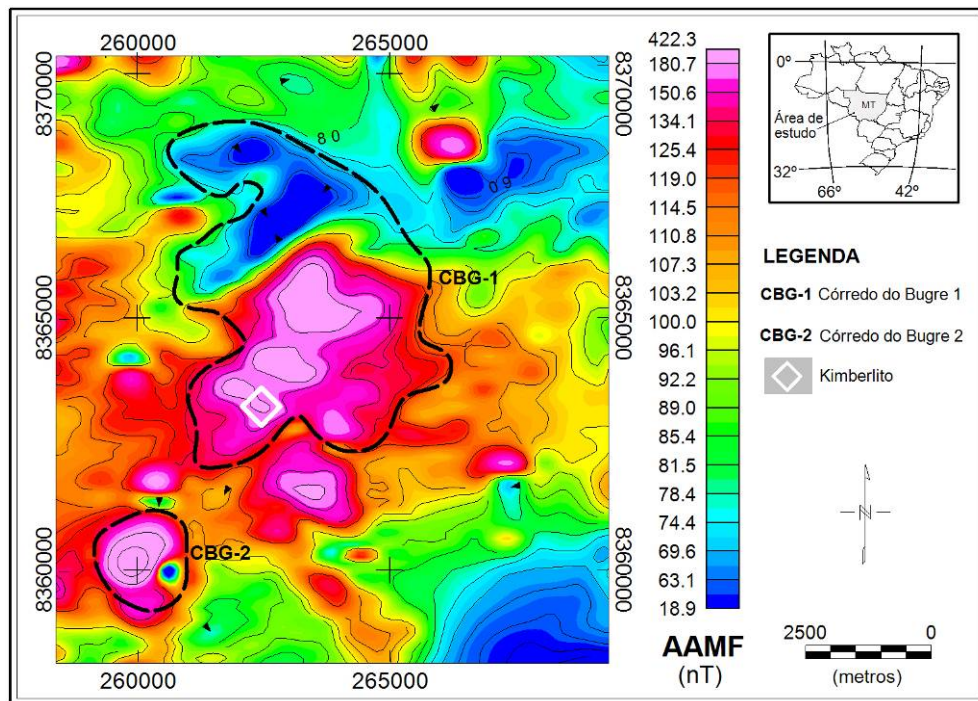


Figura 5.10 – Mapa do AAMF para a anomalia de Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2, respectivamente). As curvas de nível magnéticas estão espaçadas em 5 nT. O contorno preto indica os limites dos dipolos magnéticos observados no CMT (Figura 5.8).

A anomalia de CBG-2 possui diâmetro de aproximadamente 1,5 km (Figura 5.10) e foi sobrevoada por três linhas de voo, possuindo assim uma amostragem relativamente baixa para uma caracterização precisa desse corpo. Entretanto, devido à

alta intensidade magnética dessa anomalia (com amplitude mínima e máxima de -224 e 145 nT – Figura 5.8) e a proximidade desta com o kimberlito Sapé-2, optou-se por fazer uma modelagem individual deste corpo (Figura 5.11-D).

A inversão dos dados de AAMF das anomalias de CBG-1 e 2 (Figura 5.11) foi realizada individualmente a partir de malhas regulares com células cúbicas de 200 m.

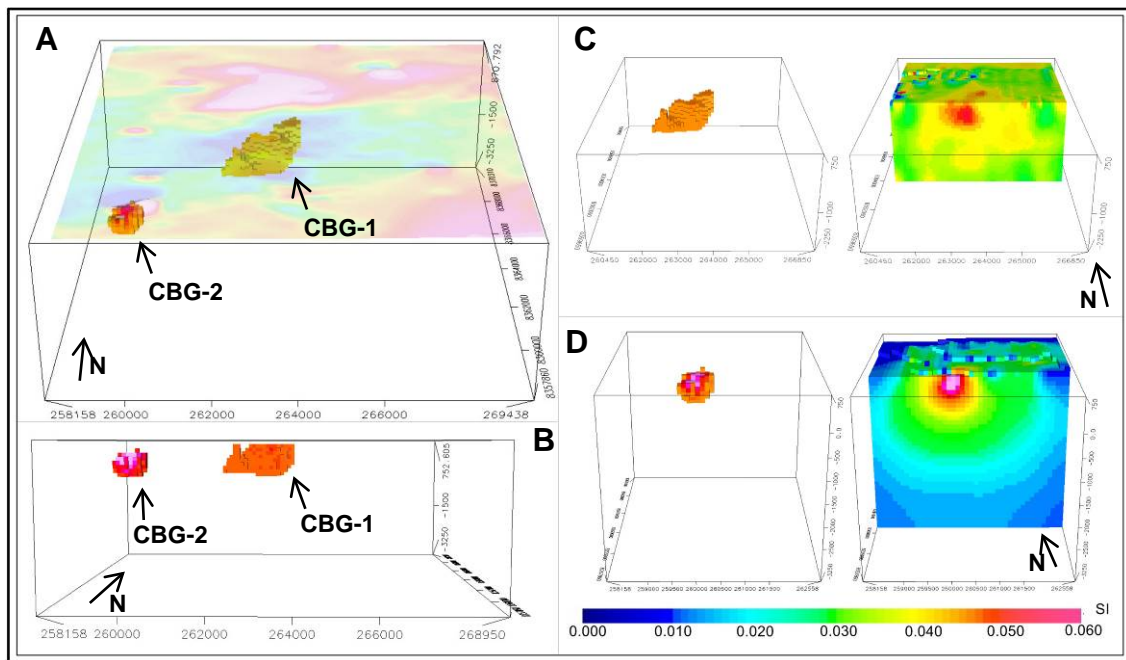


Figura 5.11 – Modelos 3D obtido para Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2, respectivamente) nas vistas (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) sul com corte de susceptibilidade entre 0,04 e 0,06 SI. (C) e (D) apresentam os modelos obtidos para as inversões individuais de CBG-1 e 2, respectivamente, sendo que no lado esquerdo o contraste de susceptibilidades foi cortado entre 0,04 a 0,06 S.I.

As profundidades recuperadas pelos modelos tridimensionais são de 200 ± 100 m para CBG-1 e de 300 ± 100 m para CBG-2 (Figura 5.11-B, Tabela 5.1). Esses valores

são compatíveis com as médias obtidas pela técnica do EHD-Depth: $250,25 \pm 71,36$ m (CBG-1) e $275,75 \pm 29,04$ m (CBG-2 – Tabela 5.1).

Os mapas gerados para análise dos resíduos obtidos para as inversões de CBG-1 e 2 são apresentados nas Figuras 5.12 e 5.13, respectivamente.

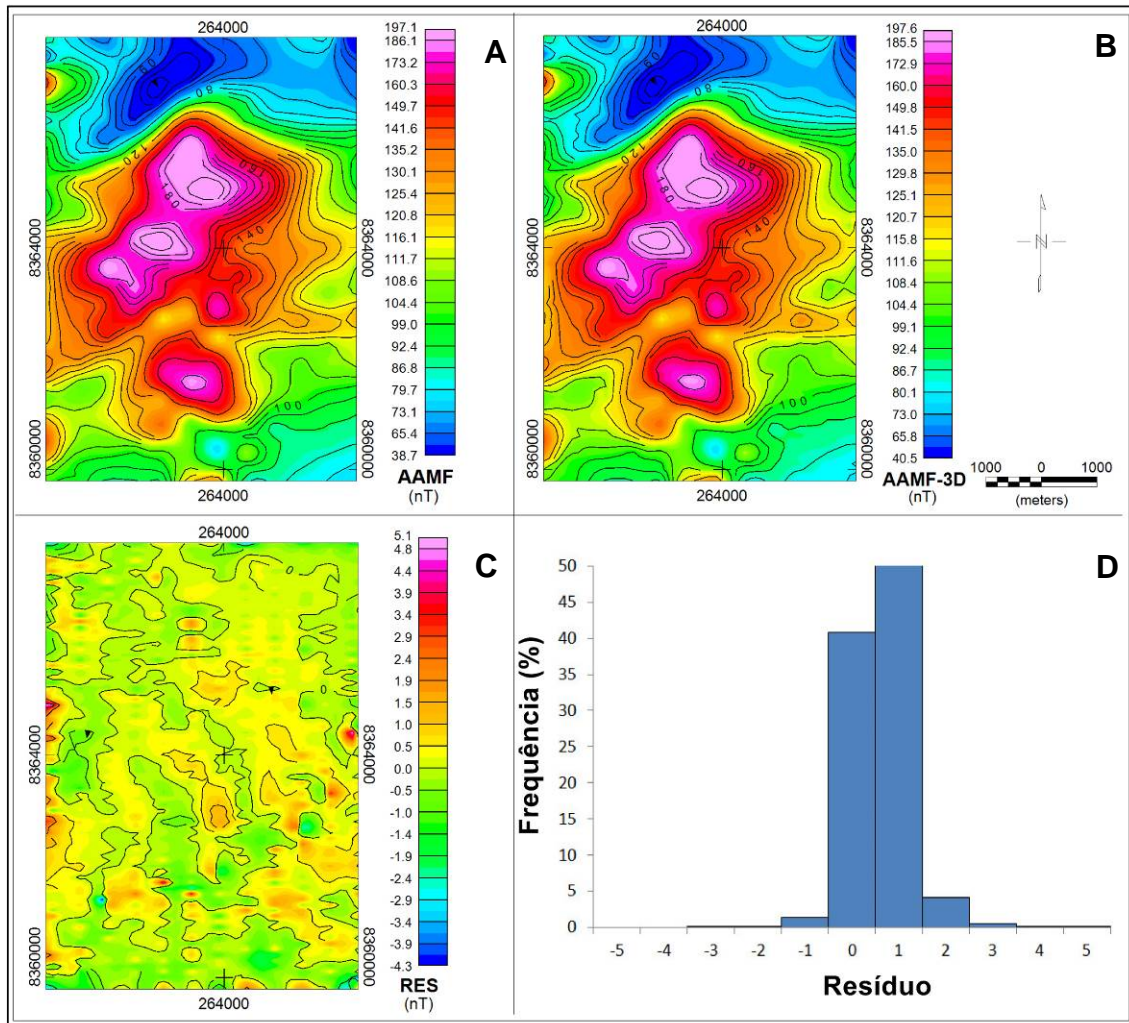


Figura 5.12 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região de CBG-1 e (B) do corpo 3D recuperado pela inversão dessa anomalia (AAMF-3D), enquanto que (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).

Os valores de resíduos mais elevados obtidos para a inversão da anomalia de

CBG-1 (Figura 5.12-C) estão concentrados nas bordas laterais do mapa, indicando pouca divergência entre o mapa de AAMF obtido pelos dados reais e pelo modelo 3D em relação à anomalia magnética (Figuras 5.12-A e B). Esse comportamento é comprovado pela distribuição dos resíduos em histograma (Figura 5.12-D).

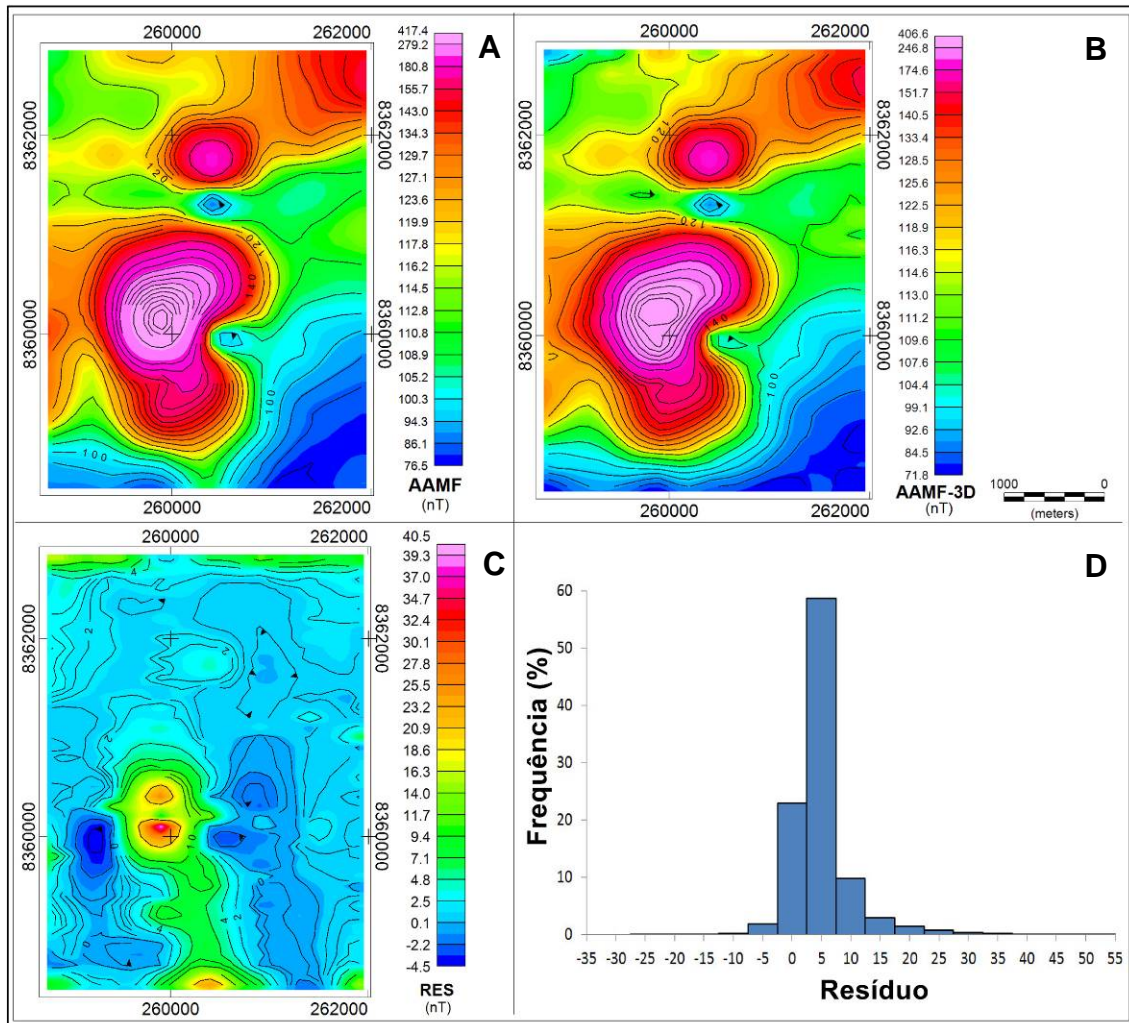


Figura 5.13 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região de CBG- 2, (B) do corpo 3D recuperado pela inversão dessa anomalia (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).

O mapa de erros obtido para a anomalia de CBG-2 (Figura 5.13-C) apresenta os

resíduos concentrados sobre a anomalia. Considerando que pouco mais de 80% dos resíduos estão concentrados entre 0 a 5 nT (Figura 5.13-D), o que representa menos de 1,19% da amplitude máxima da anomalia (417,4 nT – Figura 5.13-A), a diferença entre os mapas de AAMF obtidos (Figuras 5.13-A e B) pode ser considerada aceitável.

Os modelos recuperados pelas inversões dos dados de AAMF de CBG-1 e 2 obtiveram contraste de susceptibilidade de 0,04 a 0,05 S.I. e 0,04 a 0,06 S.I., respectivamente (Figura 5.11 e Tabela 5.1). Apesar da proximidade dessas fontes magnéticas com o kimberlito de Sapé 2 (Figura 5.8), o modelo recuperado apresentou um contraste um pouco mais baixo em comparação com os resultados obtidos para as anomalias mais próximas (RJU – Figura 5.6, e SJ-1 a 5, apresentadas abaixo). Esse comportamento pode ser explicado por dois cenários diferentes: (a) as intrusões de CBG-1 e 2 tiveram um processo mais intenso de metamorfismo e/ou hidrotermalismo, o que alterou o contraste de susceptibilidade aparente, ou (b) estas rochas possuem uma composição litológica diferente apresentando, por exemplo, uma afinidade porfirítica (0,003 a 0,200 SI – Telford et al., 1990) e, portanto, um possível contraste de susceptibilidade menor. Entretanto, para uma conclusão confiável sobre a litologia dessas fontes anômalas seria necessário realizar uma análise por furo de sondagem nesses corpos.

5.3 – Área 3: Anomalias de São José 1 a 5 (SJ-1 A 5)

A Área 3 do arco de anomalias magnéticas estudado (Figura 5.1) apresenta cinco anomalias com diferentes características magnéticas, denominadas São José-1 a 5 (SJ-1 a 5).

A anomalia de SJ-1 (Figura 5.14) tem uma polarização normal, enquanto que as demais anomalias apresentam polarização reversa, o que pode indicar a presença de uma magnetização remanescente significativa associada ao menos a essas fontes menores. O estudo dessas intrusões foi publicado na *Journal of Applied Geophysics* (Ribeiro et al., 2013).

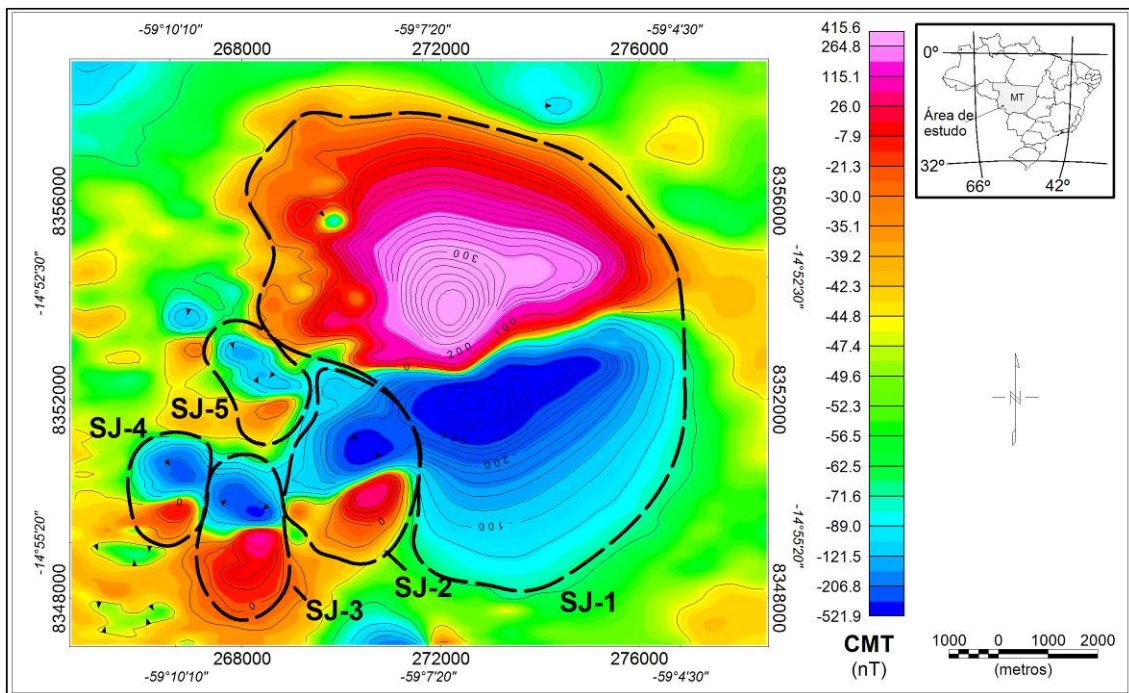


Figura 5.14 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região das anomalias de São José 1 a 5 (SJ-1 a 5). As curvas de nível estão espaçadas em 20 nT.

O mapa obtido pelo cálculo do EHD para a região das anomalias de SJ-1 a 5 é apresentado na Figura 5.15. A partir da análise desse mapa, nota-se que os limites estimados para a anomalia de SJ-1 indicam um formato mais alongado para a fonte, com uma direção de aproximadamente N58W. É possível observar também uma continuidade entre as anomalias de SJ-3 e 4 (Figura 5.15), o que sugere uma possível conexão desses corpos em sub-superfície.

Tanto o mapa de campo magnético total (Figura 5.14) quanto o mapa de EHD (Figura 5.15) apresentam uma anomalia menor localizada a noroeste de SJ-5. Entretanto, esta anomalia é muito pequena (extensão de 850 m) em relação ao espaçamento das linhas de aquisição (500 m), sendo sobrevoada por apenas uma linha de voo. A falta de dados sobre essa anomalia torna difícil uma caracterização confiável da fonte magnética, principalmente dos seus limites laterais, e por esse motivo ela foi desconsiderada na análise da Área 3.

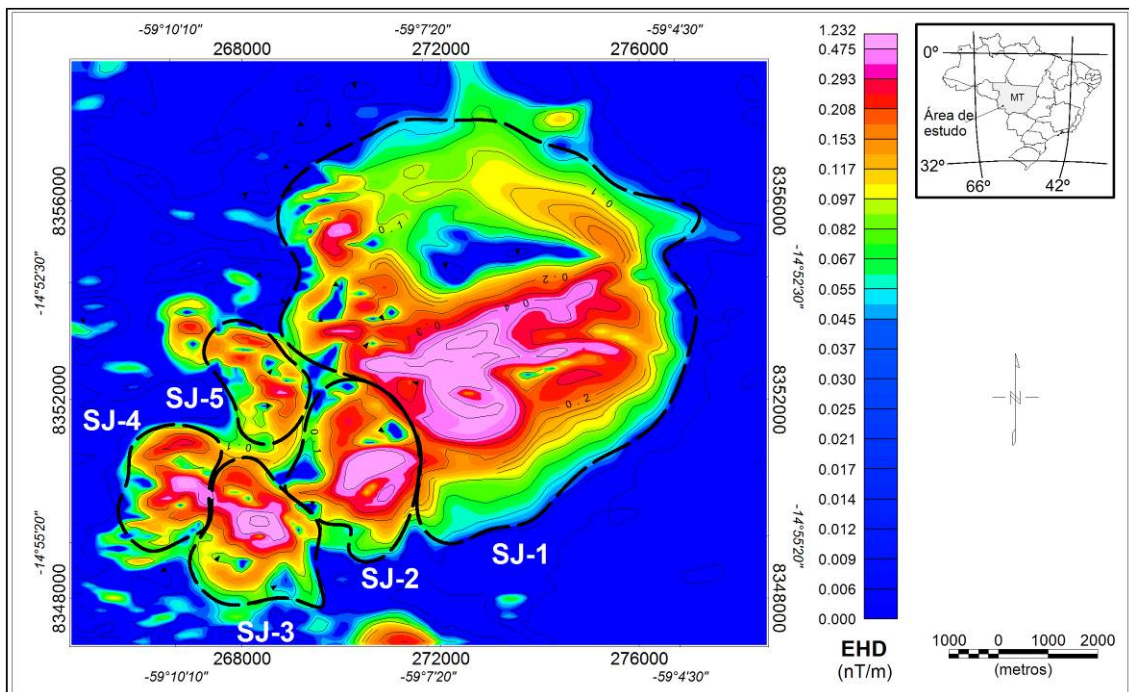


Figura 5.15 – Mapa do EHD obtido para a região de estudo. Os polígonos tracejados indicam a localização das anomalias de São José 1 a 5 (SJ-1 a 5). As curvas de nível estão espaçadas em 0,1 nT/m.

A Figura 5.16 apresenta os picos da função do EHD utilizados para estimar a profundidade do topo dos limites laterais das fontes das anomalias de SJ-1 a 5. A partir das profundidades obtidas para essas anomalias nota-se que a fonte magnética de SJ-1

(localizada a uma profundidade de 358 ± 172 m) esta mais profunda do que os demais corpos (localizados entre 168 ± 16 e 280 ± 79 m – Tabela 5.1)

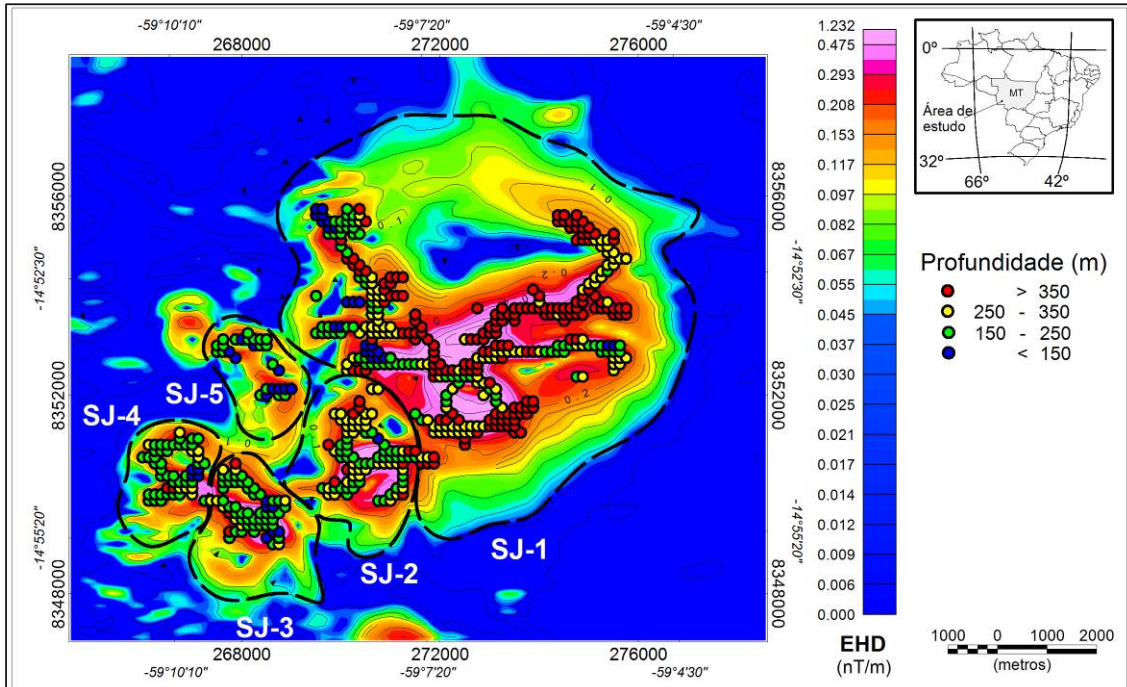


Figura 5.16 – Mapa do EHD obtido para a região de estudo com a distribuição dos picos da função utilizados para estimar a profundidade das fontes (símbolos circulares). Os polígonos tracejados indicam a localização das anomalias de São José 1 a 5 (SJ-1 a 5).

As curvas de nível estão espaçadas de 0,1 nT/m.

Assim como no mapa de EHD (Figura 5.16), o mapa de AAMF aponta a presença da anomalia magnética a noroeste de SJ-5 com aproximadamente 125 nT de intensidade (Figura 5.17). Entretanto, como dito anteriormente, essa anomalia não foi considerada durante a inversão 3D devido à baixa densidade de dados amostrados sobre ela.

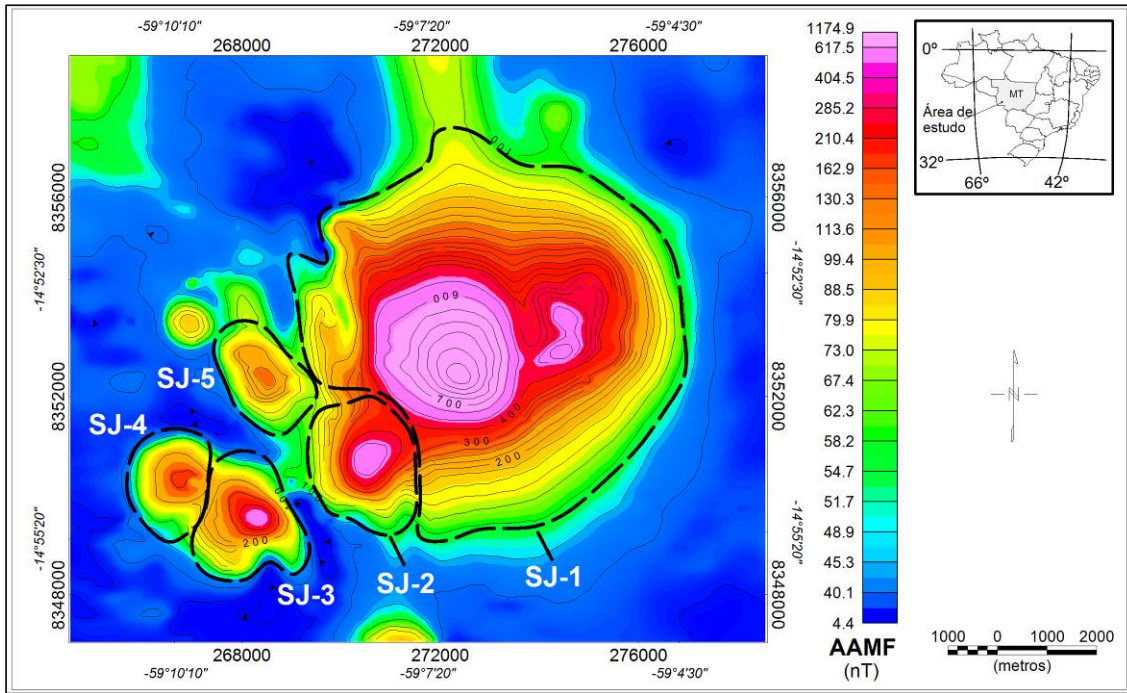


Figura 5.17 – Mapa do AAMF calculado para a região de estudo. Os polígonos tracejados indicam o contorno das anomalias de São José 1 a 5 (SJ-1 a 5). As curvas de nível estão distribuídas com espaçamento de 20 nT.

O modelo tridimensional obtido pela inversão dos dados de AAMF (Figura 5.18) sugere um contraste de susceptibilidade aparente de 0,063 a 0,132 S.I. para as fontes anômalas de SJ-2, 0,063 a 0,120 para SJ-3 e 4, 0,063 a 0,089 para SJ-5. O corpo resultante para a anomalia de SJ-1, por sua vez, apresentou os valores mais altos de susceptibilidade, variando de 0,063 a 0,254 S.I. (Tabela 5.1).

Considerando o contraste de susceptibilidade aparente entre a rocha encaixante (embasamento da Bacia dos Parecis – valor médio de 0,042 S.I.) e intrusões ígneas básicas (susceptibilidade média de 0,025 S.I., sendo a susceptibilidade do piroxenito de 0,125 S.I. e do peridotito entre 0,09 a 0,20 S.I.; Telford et al., 1990), pode-se concluir que os valores obtidos pela inversão 3D dos dados são consistentes com os esperados pela literatura para rochas máficas com afinidade piroxeníticas e peridotíticas.

Os modelos 3D obtidos (Figura 5.18) forneceram profundidades de 200 ± 100 m e 400 ± 100 m para as porções mais nordeste e sudoeste de SJ-1, respectivamente, e 200 ± 100 m para SJ-2 a 5 (Tabela 5.1). A precisão das estimativas de profundidade obtidas pelos modelos 3D corresponde à metade do valor da célula utilizada no *mesh* (no caso, 200 m); portanto, essas profundidades constituem uma estimativa grosseira.

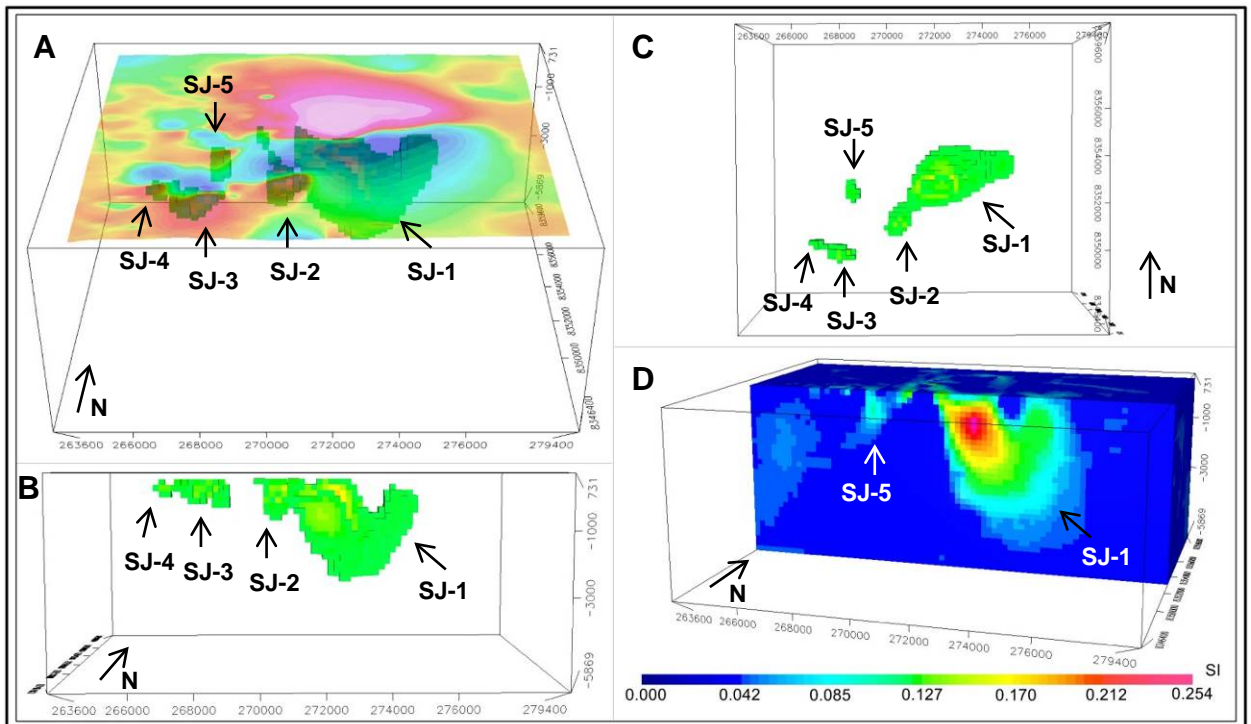


Figura 5.18 – Inversão dos dados de amplitude magnética da região de São José 1 a 5 nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético total, (B) sul e (C) topo com corte de susceptibilidade entre 0,063 e 0,254 SI, e (D) corte vertical do *mesh* invertido sob a coordenada 8352400 N.

Comparando os mapas de AAMF obtidos para os dados reais com o gerado pelos modelos recuperados na inversão (Figuras 5.19-A e B) é possível notar uma boa correspondência entre eles. A distribuição no histograma dos resíduos apresentou uma concentração significativa (acima de 90% dos dados) entre os valores de 0 e 10 nT

(Figura 5.19-C), o que comparado com a amplitude máxima observada para o campo anômalo (Figura 5.19-A) de 1174nT, representa menos de 2% de diferença.

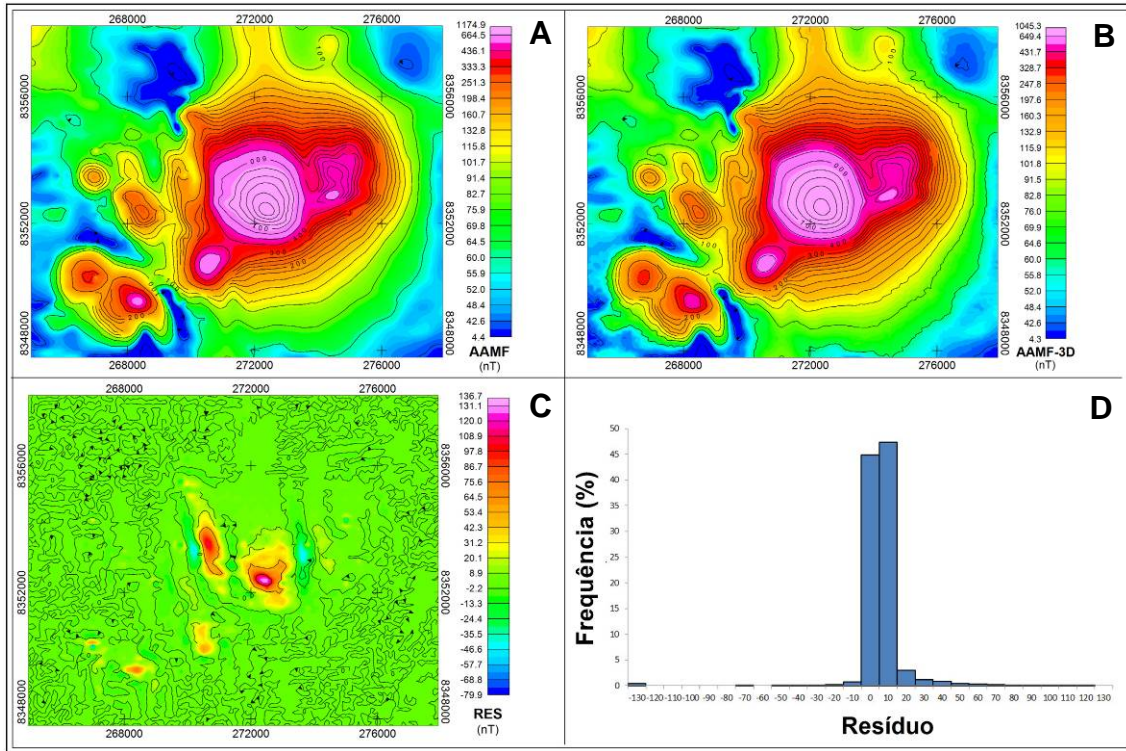


Figura 5.19 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região das anomalias de São José 1 a 5, (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).

O modelo tridimensional de SJ-1 apresenta os maiores valores de susceptibilidade quando comparado com as demais fontes (Figura 5.18). Este corpo apresenta uma boa correlação com o formato indicado pelo mapa da técnica do EHD (Figura 5.17), possuindo uma direção NEE em subsuperfície. Entretanto, ele apresenta uma ausência de contraste de susceptibilidade entre as partes leste e oeste (Figura 5.18) com uma extensão vertical de aproximadamente 1000 m. Essa ausência de contraste de susceptibilidade pode ser explicada por dois cenários diferentes:

- (1) Esse “vale” formado ao centro de SJ-1 estaria associado a um espessamento da rocha encaixante local, a qual teria condicionado a disposição do magma em profundidade.
- (2) A fonte magnética de SJ-1 passou por episódio de diferenciação fracionada do magma, onde parte da rocha gerada apresenta um contraste de susceptibilidade aparente menos significativo em relação à encaixante (exemplo: complexos carbonatíticos, como observados para Tapira e Catalão I – Ribeiro, 2011 e Marangoni e Mantovani, 2013, respectivamente). Entretanto, para uma conclusão mais confiável, seria fundamental fazer a análise de amostras retiradas de furo de sondagem para estabelecer a litologia dessa intrusão.

O modelo 3D obtido (Figura 5.18) indicou que as fontes magnéticas de SJ-1 e 2 estão conectadas em subsuperfície a uma profundidade de aproximadamente 600 m. Entretanto, os dipolos magnéticos associados a essas fontes (Figura 5.14) possuem polarizações magnéticas opostas.

O modelo tridimensional obtido para as fontes magnéticas de SJ-3 e 4 também apresenta uma conexão em sub-superfície (Figura 5.18). Os mapas de campo magnético (Figura 5.14) e AAMF (Figura 5.17) obtidos para essas anomalias não apresentam uma evidência clara dessa conexão, entretanto o mapa de EHD (Figura 5.16) sugere que estas intrusões constituem um único corpo em profundidade com uma direção NNW. Comparando o mapa do EHD (Figura 5.16) com o modelo tridimensional obtido para estas anomalias (Figura 5.18) observa-se uma boa correlação entre o modelo e os limites laterais estimados por essa técnica.

O corpo recuperado pela inversão da anomalia de SJ-5 (Figura 5.18) apresenta uma distribuição vertical bem compacta, com susceptibilidade de 0,063 a 0,089 S.I. (Tabela 5.1).

Analisando o comportamento em profundidade recuperado pela inversão 3D das anomalias de SJ-1 a 5 (Figura 5.18), assim como a assinatura magnética dessas fontes (polarizações divergentes observadas para os dipolos magnéticos– Figura 5.14), estas intrusões podem ser associadas a três cenários tectônicos diferentes:

- (1) a primeira hipótese correlaciona esses corpos à intrusões magmáticas ocorridas em épocas diferentes pertencendo a um mesmo evento tectônico, apresentando (ou não) uma diferenciação na composição litológica dos corpos. Ou ainda a intrusões ocorridas ao mesmo tempo, mas com tempo de resfriamento muito desigual. A diferença de polarização pode então estar associada com a variação do CMT durante o resfriamento desses corpos até a Temperatura de Curie (aprox. 600°C). Assumindo que as fontes magnéticas possuam a mesma composição e formato esférico, o tempo de decaimento da temperatura até o centro do corpo de SJ-1 alcançar a temperatura de Curie (desconsiderando o efeito gerado por uma cristalização fracionada) seria de cerca de 272,000 anos, aproximadamente sete vezes maior do que o tempo de resfriamento calculado para SJ-2 (c.a. 37,000 anos – valor obtido com base no cálculo proposto por Carslaw e Jaeger, 1959). Essa divergência temporal é gerada pela diferença nos volumes dos corpos, uma vez que a fonte de SJ-1 possui um volume de cerca de 25,720 km³ (representando 90,75% do volume total dos corpos recuperados na inversão), enquanto que as demais fontes possuem volumes de 0,92 km³ a 1,32 km³ (Figura 5.18 e

Tabela 5.1). Dependendo do padrão de reversão de polaridade do CMT durante o resfriamento desses corpos, eles podem gravar diferentes direções de magnetização. Exemplo desse cenário: intrusões ígneas ao longo da Província Ígnea do Alto Paranaíba (Minas Gerais), as quais apresentam uma grande variedade de polarização, como observado para o complexo alcalino-carbonatítico de Tapira (com polarização reversa – Ribeiro, 2011), de Barreiro (polarização normal – Pereira e Matovani, 2012) e o complexo alcalino de Catalão 1 (polarização normal – Marangoni e Mantovani, 2013).

- (2) considerando que a intrusão de SJ-1 é mais profunda que as demais, esta poderia ter atuado como uma câmara magmática propiciando a ascensão dos demais corpos. Neste cenário, a cristalização fracionada do magma da fonte da anomalia de SJ-1 faria com que os elementos mais densos se depositassem no fundo da câmara. Este processo, associado com o alívio de pressão provocado pelas falhas geradas na rocha encaixante, permitiria a formação de intrusões menores e mais superficiais (como as fontes de SJ-2 a 5). Considerando que esses corpos intrudem nas bordas da bacia sedimentar, as falhas na encaixante geradas pela evolução dessa bacia teriam possibilitado a percolação de líquidos hidrotermais provenientes dessa bacia. A ação desses líquidos poderia então ter alterado a susceptibilidade das fontes magnéticas de SJ-2 a 5 e propiciado a precipitação de minerais de interesse exploratório (como por exemplo: cobre e ouro).
- (3) um terceiro cenário tectônico que pode apresentar uma assinatura magnética caracterizada por anomalias com polarização reversa ao esperado, é composto por intrusões com contraste de susceptibilidade aparente negativo em relação à rocha encaixante. Entretanto, as anomalias de SJ-1 a 5 estão

intrudidas no embasamento cristalino da bacia o qual, na porção oeste da bacia, é composto principalmente por rochas metamórficas de alto e baixo grau (Bahia, 2007). Considerando que a susceptibilidade média esperada pela literatura para rochas metamórficas é de 0,004 S.I. e para intrusões ígneas básicas é de 0,025 S.I. (Telford et al., 1990), pode-se concluir que o contraste de susceptibilidade das fontes magnéticas invertidas em relação a encaixante é positivo, descartando assim essa hipótese.

Para estabelecer qual a litologia associada às fontes magnéticas de SJ-1 a 5, se esta é homogênea para todas as intrusões, e qual cenário tectônico explica a configuração desses corpos em profundidade, é necessário realizar análises de testemunhos de furos de sondagem nesses corpos.

5.4 – Área 4: Anomalias de Palmital 1 a 6 (PAL-1 a 6)

A Área 4 na Figura 5.1 apresenta seis dipolos magnéticos com diferentes direções e intensidades de magnetização total, denominados de Palmital 1 a 6 (PAL-1 a 6 – Figura 5.20). A interpretação dessas intrusões foi apresentada no *AGU Fall Meeting 2012* (Ribeiro et al., 2012).

A componente regional do campo magnético observada para essa região foi retirada a partir da técnica da continuação para cima, calculada para uma altura de 5 km, obtendo-se assim o campo residual apresentado na Figura 5.20.

A resposta magnética observada para as anomalias de PAL-1 a 6 (Figura 5.20) é complexa, indicando uma forte interferência principalmente entre os sinais magnéticos

de PAL-1 e 2.

Além das seis anomalias identificadas no mapa de campo magnético residual (Figura 5.20), observa-se a presença de alguns dipolos magnéticos menores principalmente a leste de PAL-1 e 2. Entretanto, o maior deles apresenta extensão lateral de 680 m e, portanto, pouco maior do que o espaçamento entre as linhas de voo (500 m). A ausência de mais informação sobre o campo magnético associado a essas anomalias impede uma caracterização confiável delas.

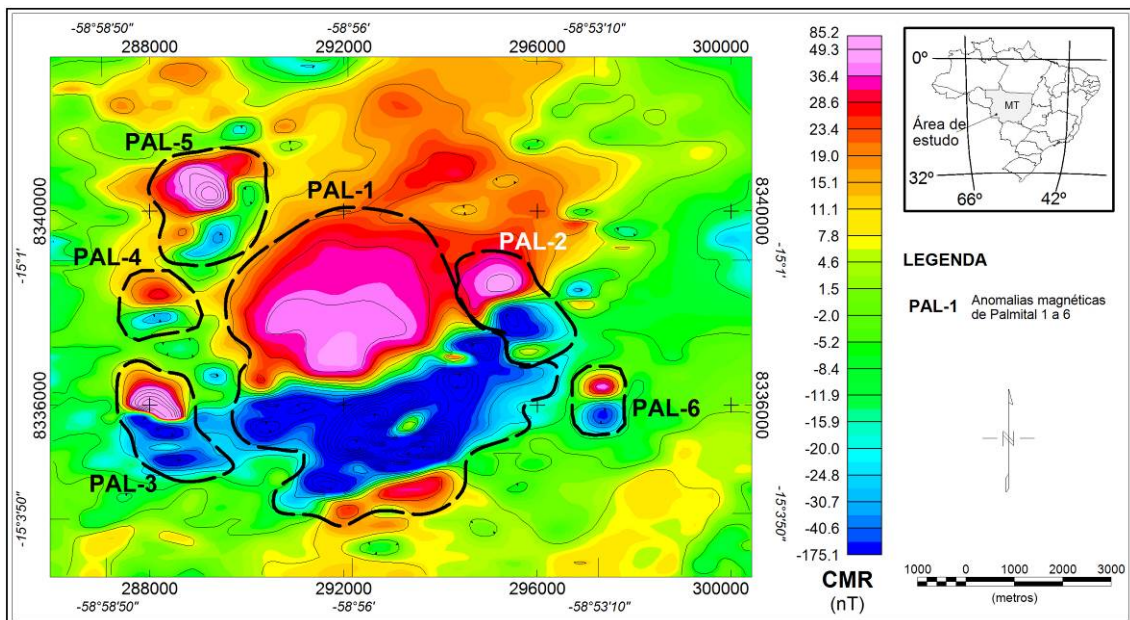


Figura 5.20 – Mapa do campo magnético residual (CMR) da região das anomalias de Palmital 1 a 5 (PAL-1 a 5). As curvas de nível estão espaçadas em 10 nT.

O mapa obtido a partir do cálculo do EHD para as anomalias de PAL-1 a 6 é apresentado na Figura 5.21. A partir da análise desse mapa, pode-se observar que a fonte anômala de PAL-1 apresenta um comportamento mais alongado, com uma direção de N63E. Ao contrário do esperado pelo mapa do campo magnético residual (Figura 5.20), essa técnica não apontou para uma divisão clara entre as fontes das anomalias de

PAL-1 e 2. De fato, a resposta obtida pelo EHD para essas fontes (Figura 5.21) é muito parecida com a observada para as anomalias de SJ-3 e 4 (Figura 5.15), apontando uma possível conexão entre essas intrusões em profundidade. Para facilitar a comparação entre as bordas laterais delimitadas pelo EHD (Figura 5.21) e a divisão inicial das anomalias feita a partir do mapa magnético residual (Figura 5.20), os contornos dos dipolos magnéticos foram mantidos em ambos os mapas.

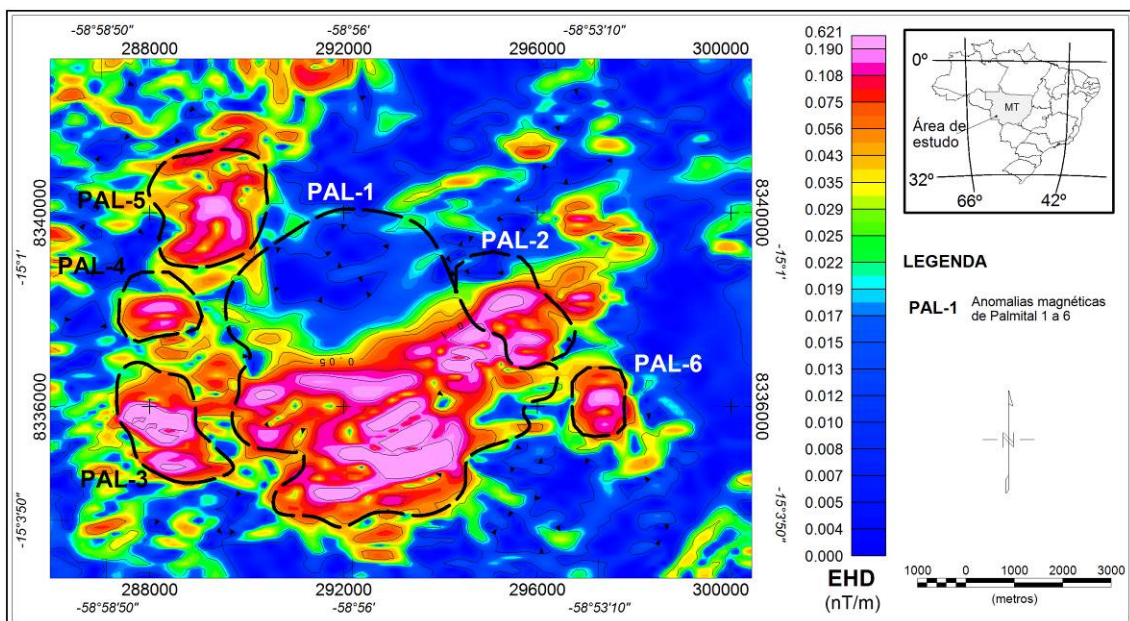


Figura 5.21 – Mapa do EHD obtido para a Área 4. Os polígonos tracejados indicam a localização das anomalias de PAL-1 a 6. As curvas de nível estão espaçadas em 0,025 nT/m.

A partir da avaliação dos picos da função do EHD utilizados (Figura 5.22) é possível notar que as bordas das fontes magnéticas mais rasas (e, portanto, mais acessíveis para uma possível exploração mineral) são das anomalias de PAL-3, 4 e 6, com profundidades menores do que 140 m (Tabela 5.1). Considerando que essa técnica não evidenciou uma divisão clara entre as fontes magnéticas de PAL-1 e 2, a

profundidade do topo dos limites laterais foi estimada para ambos os dipolos em 191 ± 50 m.

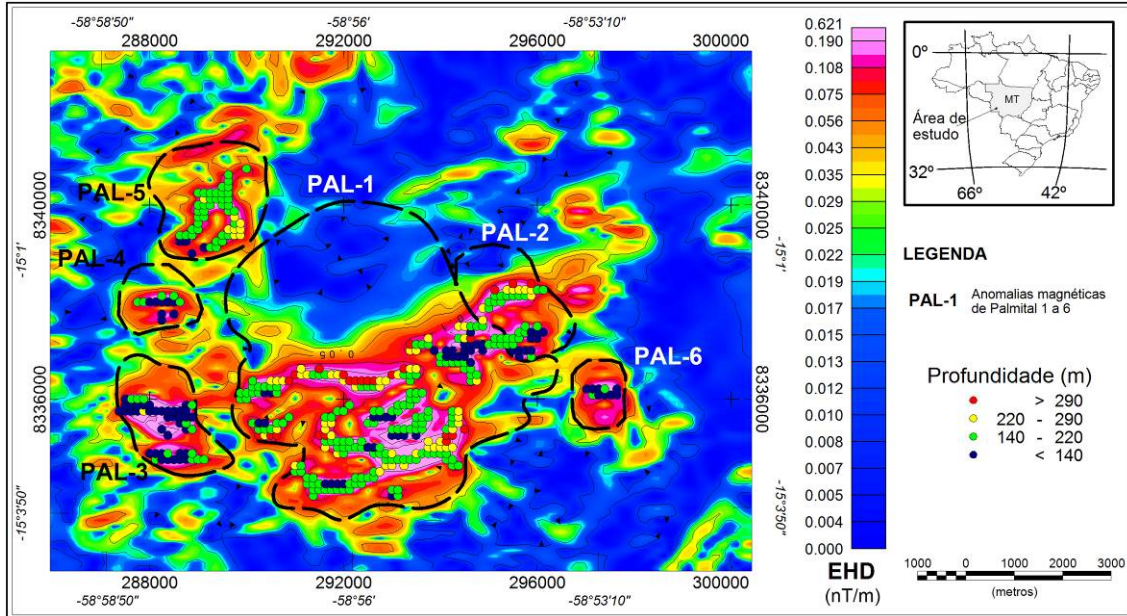


Figura 5.22 – Mapa do EHD obtido para a região de estudo com a distribuição dos picos da função utilizados para estimar a profundidade das fontes (símbolos circulares). Os polígonos tracejados indicam a localização das anomalias de Palmital 1 a 6 (PAL-1 a 6).

As curvas de nível estão espaçadas em 0,025 nT/m.

A partir do estudo do mapa do AAMF obtido para a região de PAL-1 a 6 (Figura 5.23) é possível observar uma região com baixa amplitude magnética próxima ao centro da anomalia de PAL-1, o que pode indicar uma região com resposta ferromagnética mais baixa ou com uma profundidade maior localizada na porção interna do corpo.

O modelo tridimensional obtido pela inversão dos dados do AAMF de PAL-1 apresenta um leve alinhamento na direção NW-SE, possuindo assim uma boa correspondência com os limites laterais estimados através do EHD (Figura 5.21).

Apesar da sua pequena dimensão lateral, a anomalia de PAL-6 é identificada nos

mapas de EHD e AAMF (Figuras 5.21 e 5.23) e apresentou contraste de susceptibilidade significativo suficiente para ter uma resposta no modelo de inversão (Figura 5.24).

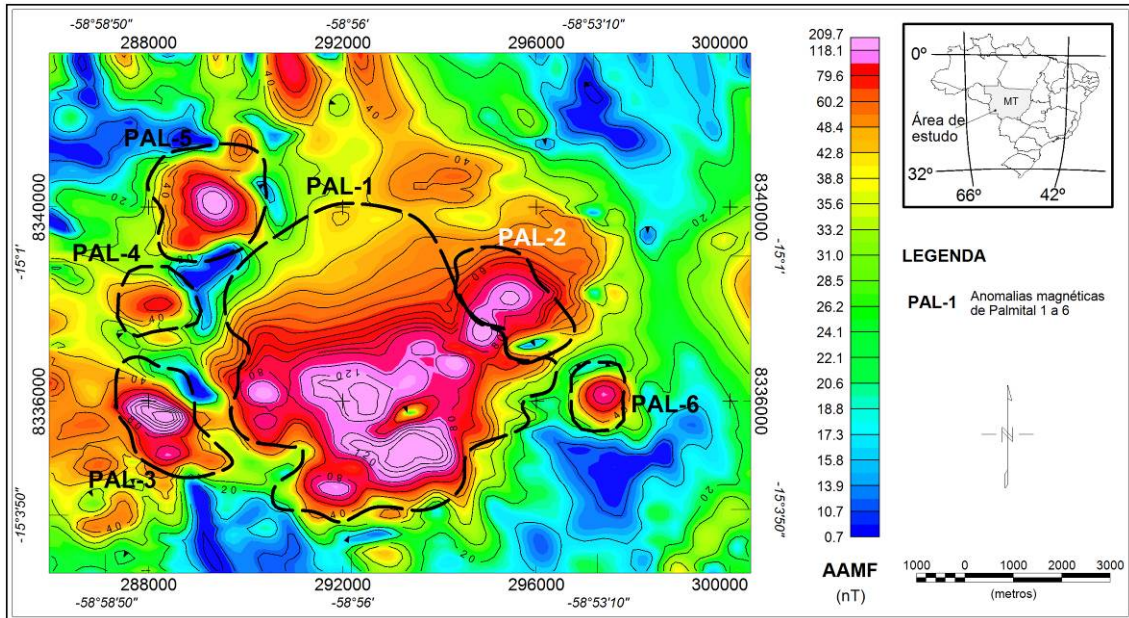


Figura 5.23 – Mapa do AAMF calculado para a região das anomalias de Palmital 1 a 6 (PAL-1 a 6 – polígonos tracejados). As curvas de nível estão espaçadas de 20 nT.

Os modelos tridimensionais (Figura 5.24) recuperaram uma profundidade de 200 a 400 ± 100 m para os corpos de PAL-1 e 2, e de 200 ± 100 m para as anomalias de PAL-3 a 6 (Tabela 5.1). Esses valores são condizentes com os estimados pelo EHD-Depth (Figura 5.22 e Tabela 5.1).

Os modelos 3D invertidos apresentaram um contraste de susceptibilidade aparente de 0,017 a 0,055 S.I. em relação à encaixante (Figura 5.24, Tabela 5.1). Este intervalo de susceptibilidade é mais baixo do que o observado para as demais anomalias estudadas, também internas à Bacia dos Parecis (Rio Juruena – Figura 5.3, Córrego do Bugre 1 e 2 – Figura 5.8, e São José 1 a 5 – Figura 5.14). Essa característica pode ser

interpretada como indicio de que a atuação de fluídos hidrotermais foi mais intensa nas anomalias de PAL-1 a 6 do que nas anomalias mais ao norte (Áreas 1 a 3 na Figura 5.1).

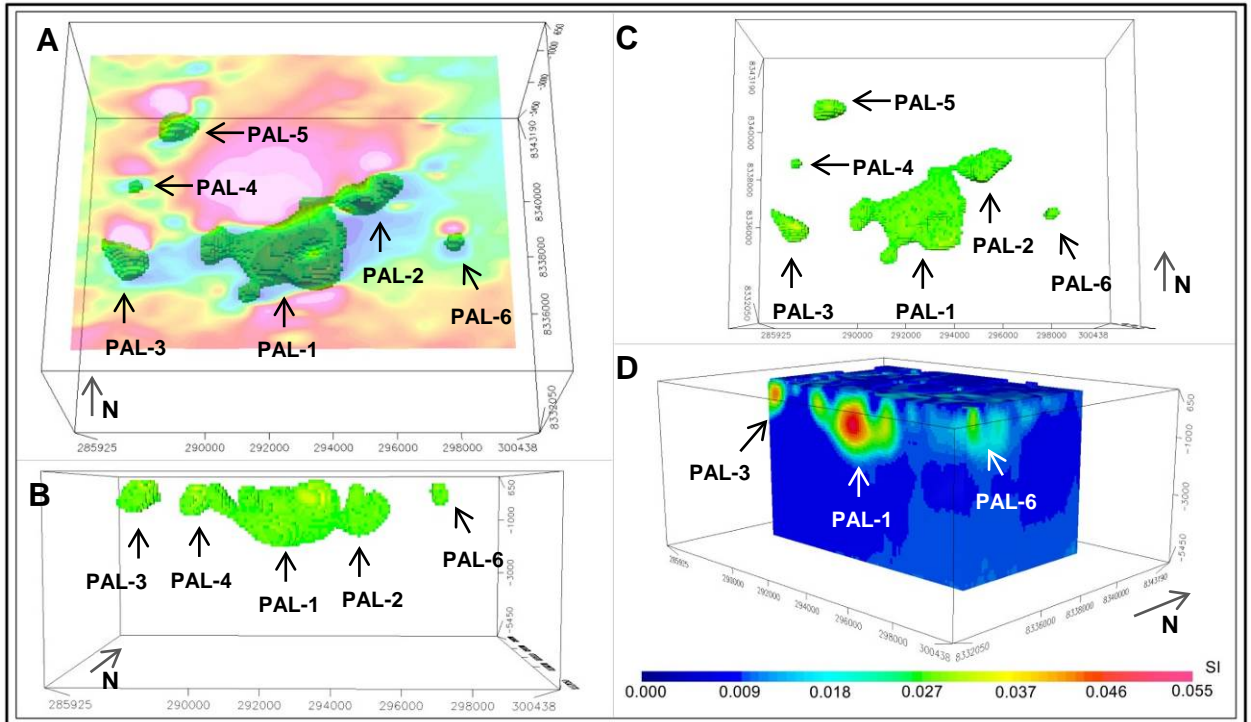


Figura 5.24 – Inversão dos dados de amplitude magnética para a região das anomalias de Palmital 1 a 6 nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético total, (B) sul e (C) topo com corte de susceptibilidade entre 0,017 e 0,055 SI, e (D) corte vertical do *mesh* invertido.

O mapa de AAMF (Figura 5.23) indicou a presença de uma área com baixa susceptibilidade interna a fonte magnética de PAL-1. De fato, o modelo invertido apresentou uma depressão interna a esse corpo, com extensão vertical de aproximadamente 700 m (Figura 5.24-D), semelhante ao observado para o modelo 3D obtido para a anomalia de SJ-1 (Figura 5.18).

A noroeste de PAL-1 estão localizados os kimberlitos de Jacaré-01 e 02 a

aproximadamente 11 e 13 km, respectivamente, enquanto que a sudeste observa-se o kimberlito Jauru-01, a 12 km de distancia. Além dessas intrusões, a anomalia de PAL-1 se encontra a 8 km de distancia de uma ocorrência de cobre (código 25398 – Pontes e Lacerda), a qual consta como não explorada no registro da CPRM (Figura 4.4).

Ao considerar o contraste de susceptibilidade aparente recuperado pela inversão (Figura 5.24, Tabela 5.1), a presença de uma ocorrência cuprífera conhecida e a provável atuação de fluídos hidrotermais (conato e/ou meteórico); podemos concluir que as anomalias de PAL-1 a 6 compõe um cenário com um possível potencial exploratório. Entretanto, é importante verificar se as características do ambiente tectônico no qual essas anomalias estão localizadas realmente configuram um ambiente propício para a precipitação de minerais com interesse econômico.

Visando validar matematicamente o modelo tridimensional obtido, o mapa de AAMF dos dados amostrados é comparado com o gerado pelos corpos invertidos na Figura 5.25-A e B. Esses mapas foram então subtraídos, sendo o mapa com a distribuição do erro e o histograma dos resíduos apresentados nas Figuras 5.25-C e D.

A partir do mapa de ruído na Figura 5.25-D é possível notar que a inversão das anomalias de PAL-1 a 6 apresentou um bom ajuste em relação ao mapa de AAMF (Figura 5.25-A), sendo que mais de 90% dos resíduos se concentram no intervalo de 0 a 10% de erro (Figura 5.25-D).

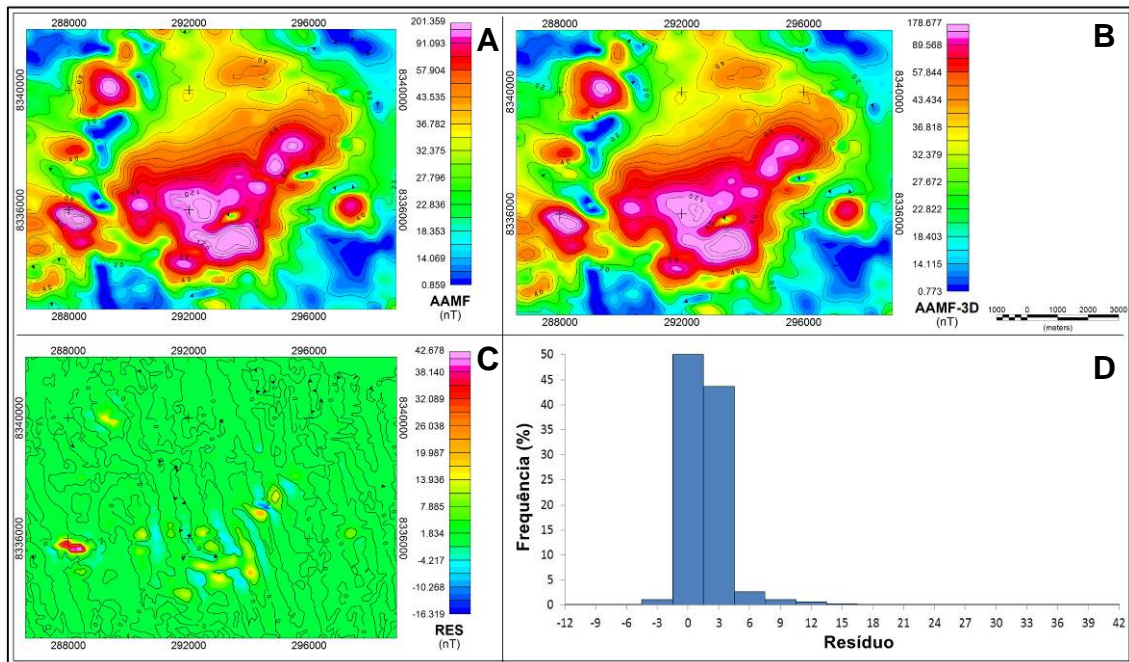


Figura 5.25 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região das anomalias de São José 1 a 5, (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D) enquanto que (C) e (D) são o mapa e o histograma da distribuição dos resíduos (RES).

5.5 – Área 5: Anomalia de Lucialva (LUC)

A anomalia de Lucialva (LUC – área 5 na Figura 4.2) é a última fonte estudada que está totalmente inserida dentro dos limites da Bacia dos Parecis. Essa anomalia possui polarização normal com amplitude máxima e mínima de 97,4 e -127,9 nT, respectivamente (Figura 5.26). A filtragem regional-residual do campo magnético foi realizada através da técnica de continuação para cima calculada para uma altura de 2 km.

Conego Junior et al. (2013) afirmam que, apesar dessa anomalia apresentar uma polarização normal (Figura 5.26), ela possui uma componente remanescente significativa com uma direção semelhante à do campo magnético terrestre atual. Ainda

segundo esses autores, a presença dessa componente é evidenciada principalmente pela resposta apresentada pela anomalia ao ser calculada a redução ao polo proposta por Baranov (1957) para esse dipolo.

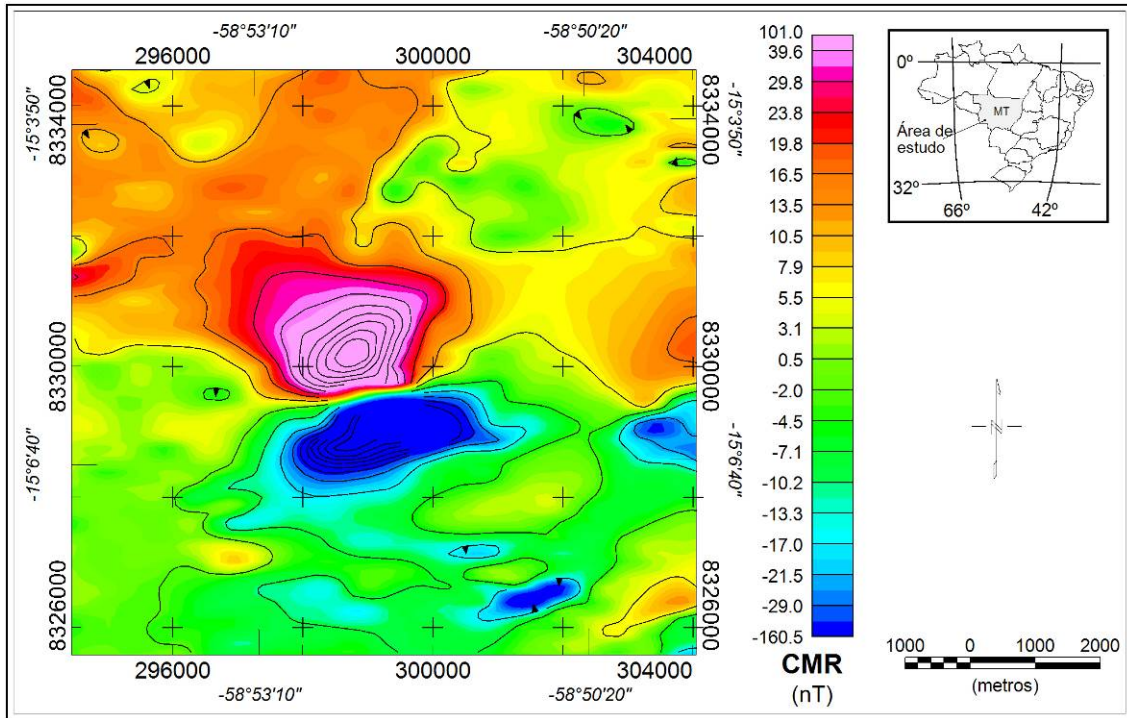


Figura 5.26 – Mapa do campo magnético residual (CMR) da região da anomalia de Lucialva. As curvas de nível estão espaçadas de 10 nT.

A partir da aplicação da redução ao polo interativa proposta por Fedi et al. (1994), Conego Junior et al. (2013) estimaram a direção de magnetização total dessa anomalia em $-27,0^\circ$ para a inclinação e $-40,7^\circ$ para a declinação. Considerando que a inclinação e declinação do campo magnético terrestre para a região de estudo é de $-11,82^\circ$ e $-14,05^\circ$, respectivamente, fica evidente a influência da remanescente na composição do vetor de magnetização total.

O mapa obtido através da aplicação da técnica do EHD para a anomalia é

apresentado na Figura 5.27.

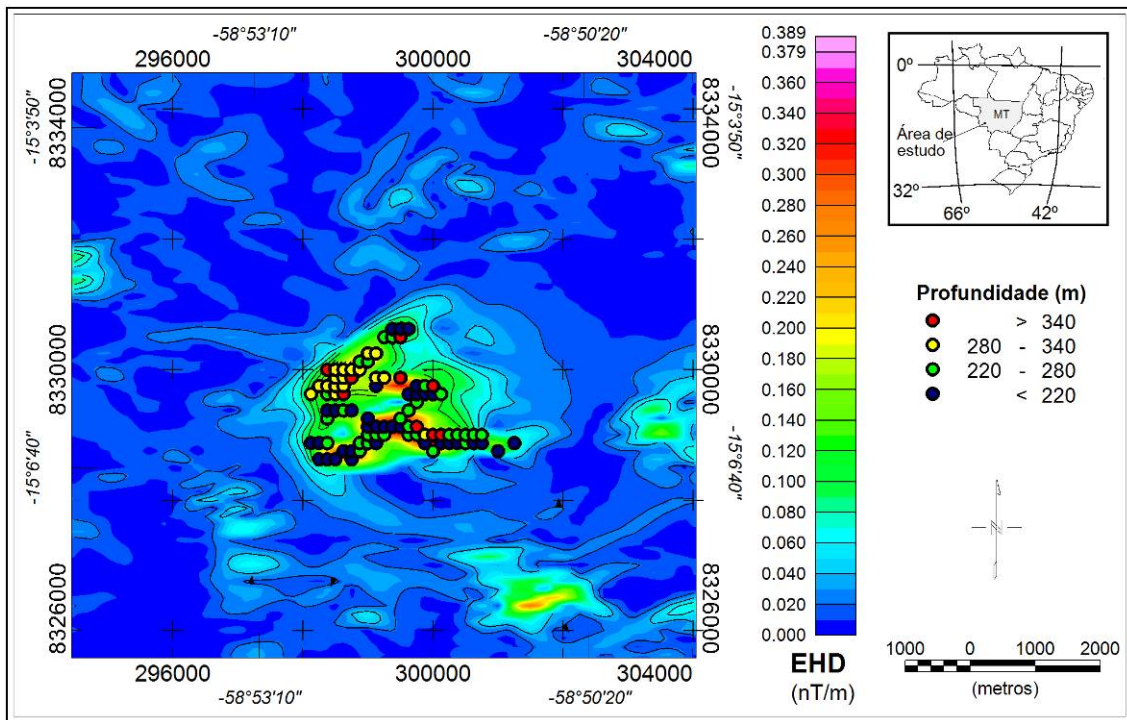


Figura 5.27 – Mapa do EHD obtido para a região da anomalia de Lucialva com a distribuição dos picos da função utilizados para estimar a profundidade da fonte anômala (símbolos circulares). As curvas de nível estão espaçadas de 0,02 nT/m.

Conduzindo a avaliação dos picos positivos da função do EHD e relacionando estes com a estimativa da profundidade da fonte anômala (indicados pelos círculos na Figura 5.27) obteve-se a profundidade de 249 ± 64 m para este corpo (Tabela 5.1). A análise desses picos indicou que os limites da parte sul dessa intrusão são mais rasos (profundidades entre 158 e 220 m) do que os da parte norte do corpo (entre 280 e 340 m).

O mapa de AAMF da Área 5 (Figura 5.28) apresenta uma anomalia magnética centrada nas coordenadas (299180, 8330000) associada a fonte magnética de Lucialva,

com uma intensidade máxima de 218,3 nT.

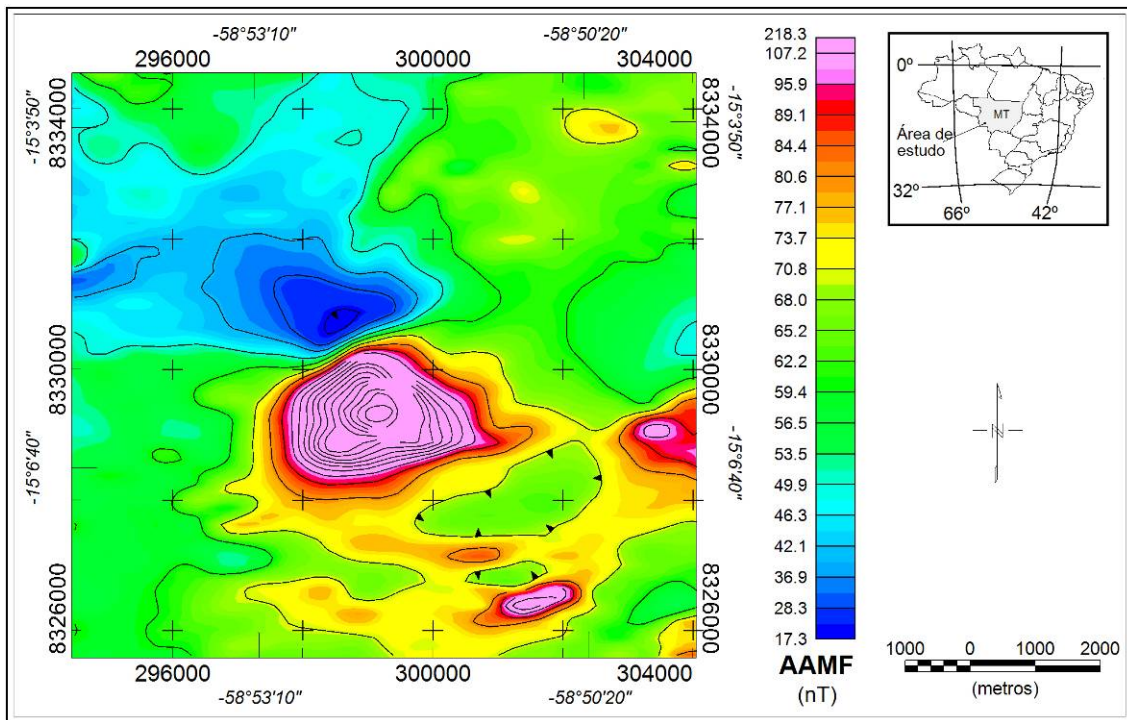


Figura 5.28 – Mapa do AAMF calculado para a região da anomalia de Lucialva. As curvas de nível estão espaçadas em 20 nT.

A inversão 3D dos dados de AAMF (Figura 5.28) resultou num corpo com limites laterais verticais, extensão vertical de aproximadamente 1500 m e contraste de susceptibilidade aparente entre 0,027 a 0,040 S.I. em relação à rocha encaixante (Figura 5.29).

O contraste de susceptibilidade aparente obtido pela inversão tridimensional da anomalia de Lucialva é consistente com o esperado em literatura para uma intrusão ígnea básica (contraste de susceptibilidade média de 0,025 S.I. – Telford et al., 1990).

A profundidade do topo do modelo 3D (Figura 5.29) foi de 350 ± 50 m. Como dito anteriormente, essa estimativa está diretamente ligada ao tamanho da célula

utilizada no *mesh*, a qual foi de 100 m para o modelo em questão e constitui uma estimativa grosseira.

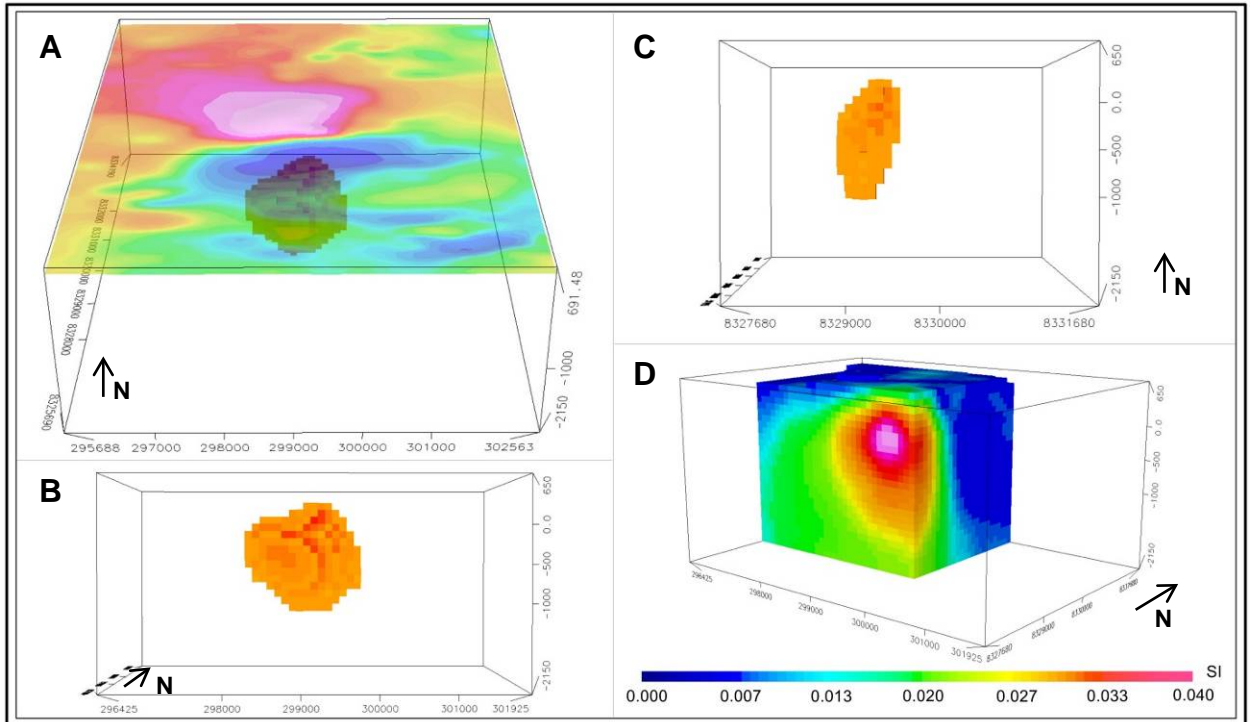


Figura 5.29 – Inversão dos dados magnéticos de Lucialva nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético anômalo total, (B) sul e (C) topo com corte de susceptibilidade entre 0,026 e 0,040 SI, e (D) corte vertical do *mesh* invertido.

O mapa de resíduos obtido para a inversão da anomalia de Lucialva (Figura 5.30-C) apresenta uma amplitude máxima de 1,4 nT. Considerando que a amplitude máxima de AAMF é de 218,3 nT para os dados amostrados e 217,4 nT para os valores obtidos a partir do modelo sintético recuperado (Figuras 5.30-A e B, respectivamente), pode-se considerar o resíduo desprezível.

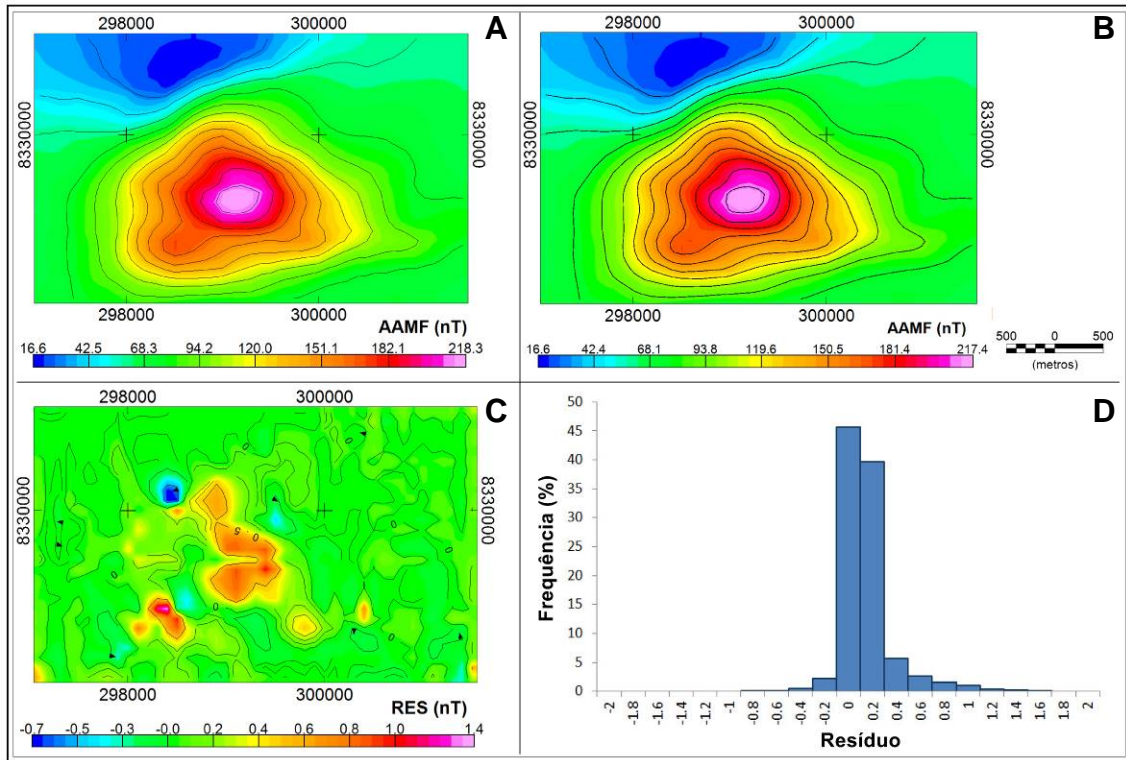


Figura 5.30 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados para a Área 5, e (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) apresentam o mapa e o histograma com a distribuição dos resíduo (RES) obtidos.

5.6 – Interpretação Geral das Anomalias Magnéticas do Grupo 1

O Grupo 1 analisado neste capítulo é composto por 14 anomalias distribuídas ao longo de 5 áreas (Figura 5.1) totalmente internas aos limites geológicos da Bacia dos Parecis.

A aplicação da técnica do EHD permitiu não apenas delimitar as bordas laterais dos corpos em subsuperfície, como estimar a profundidade do topo dessas bordas. A partir da análise desses valores, observou-se que as fontes magnéticas estão localizadas

a uma profundidade média de 224 m (Tabela 5.1).

Barros e Assumpção (2011) estimaram a profundidade do embasamento nas bordas da bacia dos Parecis em aproximadamente 100 m de profundidade. Ao confrontar essa informação com as profundidades obtidas pelo cálculo do EHD-Depth e pelas inversões 3D realizadas (Tabela 5.1), pode-se concluir que todas as intrusões magmáticas associadas ao Grupo 1 intrudem no embasamento da bacia, estando totalmente encobertas pelos sedimentos dessa. Esta interpretação condiz, por sua vez, com o esperado a partir do mapa ternário gerado para a região (Figura 4.3).

Segundo Bahia et al. (2006), o embasamento da bacia dos Parecis engloba rochas metamórficas de alto e baixo graus e rochas metassedimentares. Ainda segundo esses autores, a parte o embasamento da bacia localizada no estado do Mato Grosso compreende gnaisses, migmatitos e granitóides do Complexo Xingu (porção sul da bacia) e rochas metassedimentares aflorantes na porção sudeste desta. Sendo assim, a susceptibilidade média desse embasamento pode ser assumida como 0,0042 S.I. (susceptibilidade média para rochas metamórficas – Telford et al., 1990).

As anomalias magnéticas do Grupo 1 (Figura 5.1) apresentam uma grande divergência entre si em relação à direção de magnetização total. Para o caso das anomalias de SJ-1 a 5 e PAL-1 a 5 (Áreas 3 e 4, respectivamente – Figura 5.1), as fontes estão localizadas extremamente próximas umas das outras, tornando difícil isolar a componente magnética associada a cada um dos corpos. Apesar de essas características tornarem a interpretação dessas áreas complexa, a técnica do AAMF permitiu não apenas isolar a contribuição magnética dos corpos intrusivos como ainda estimar o comportamento em profundidade dessas fontes.

O contraste de susceptibilidade aparente obtido através da inversão 3D dos dados de amplitude obteve valores entre 0,017 (para PAL-1) a 0,254 S.I. (para SJ-1 –

Tabela 5.1). Estes valores são condizentes com o esperado pela literatura para intrusões ígneas básicas e/ou ácidas (intervalos de susceptibilidade de $0,5 \times 10^{-3}$ a 0,097 e 0 a 0,080 S.I., respectivamente – Telford et al., 1990) intrudidos em rochas metamórficas.

A distribuição das anomalias magnéticas e a proximidade dessas com os kimberlitos conhecidos na região, associadas à alta susceptibilidade recuperada pela inversão 3D principalmente para as anomalias de SJ-1 a 5, indicam dois possíveis cenários: no primeiro essas fontes magnéticas estariam associadas ao mesmo evento tectônico que permitiu a intrusão dos corpos kimberlíticos, enquanto que no segundo essas intrusões estariam ligadas a eventos magmáticos distintos (possivelmente em épocas diferentes), mas que ocorreram a partir da mesma zona de fraqueza. Contudo, para uma resposta mais conclusiva seriam necessários furos de sondagem e análises geoquímicas e geocronológicas dessas formações, para determinar a(s) fonte(s) dos vários corpos analisados e a possível contemporaneidade desses com os kimberlitos.

Tanto a anomalia de SJ-1 (Figura 5.14) quanto PAL-1 (Figura 5.20) estão situadas no embasamento da Bacia dos Parecis, e apesar de apresentar um comportamento em subsuperfície muito parecido, o contraste de susceptibilidade obtido para essas fontes magnéticas é bem diferentes, sendo a susceptibilidade de SJ-1 aproximadamente 4.5 vezes maior do que PAL-1 (Tabela 5.1).

Essa diferença no contraste de susceptibilidade aparente recuperado pela inversão podem ser indícios de uma possível atuação de fluídos hidrotermais que teriam percolado pelas fraturas observadas na região (possivelmente associadas ao processo de rifteamento da bacia – Bahia et al., 2007). Esses líquidos poderiam ser responsáveis pela precipitação de minerais como ouro e cobre associados a esses corpos. Essa hipótese posiciona essas intrusões como ocorridas posteriormente à fase de rifteamento da bacia ocorrido do Ordoviciano ao Permiano (488 a 251 Ma – Bahia et al., 2007),

podendo assim indicar uma idade máxima para as intrusões. Entretanto, é imprescindível confirmar essa teoria a partir de análises geoquímicas e datações isotópicas visando definir a composição desses corpos, estimar a idade deles e, a partir dessas informações, avaliar a relação desses com as intrusões kimberlíticas reconhecidas na região (datadas de 900 Ma – Bahia et al., 2007).

Louro et al. (2013) estudaram a resposta geofísica do depósito de cobre de Buraco da Velha, localizado na parte norte da bacia dos Parecis, no estado de Rondônia. Segundo esses autores, a intrusão associada a esse depósito está localizada a uma profundidade média de 350 m com um contraste de susceptibilidade recuperado pela inversão 3D dos dados magnéticos de 0,070 SI. Considerando a localização dessas anomalias, o contraste de susceptibilidade e a assinatura magnética destes, é possível fazer um paralelo entre essa intrusão e CBG-1 e 2. Entretanto, como dito anteriormente, é fundamental a realização de furos de sondagem para verificar não apenas se CBG-1 e 2 apresentam uma composição gabrítica como sugerido por Louro et al. (2013) para Buraco da Velha ou mesmo porfírica, mas também se há ocorrências de cobre associadas a alteração hidrotermal ligada a esses corpos.

A partir dos resultados obtidos nesse trabalho pode-se concluir que as fontes mais superficiais, com alto potencial exploratório, situadas no Grupo 1 são: SJ-3, 4 e 5 (profundidades de aproximadamente 200 m e susceptibilidade de 0,063 a 0,120 S.I.) e PAL-1 a 5 (profundidades de aproximadamente 200 m e susceptibilidade de 0,017 a 0,037 S.I.), sendo essas últimas as mais próximas da ocorrência de cobre observada na região (~ 5.0 km – Figura 4.4).

6 – ESTUDO DAS ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO GRUPO 2

O Grupo 2 do lineamento de anomalias magnéticas identificado na Figura 4.4 é formado pelas áreas 6 (anomalia de Rio Jauru), 7 (Figueira Branca) e 8 (Bela Vista 1 a 9 – Figura 6.1).

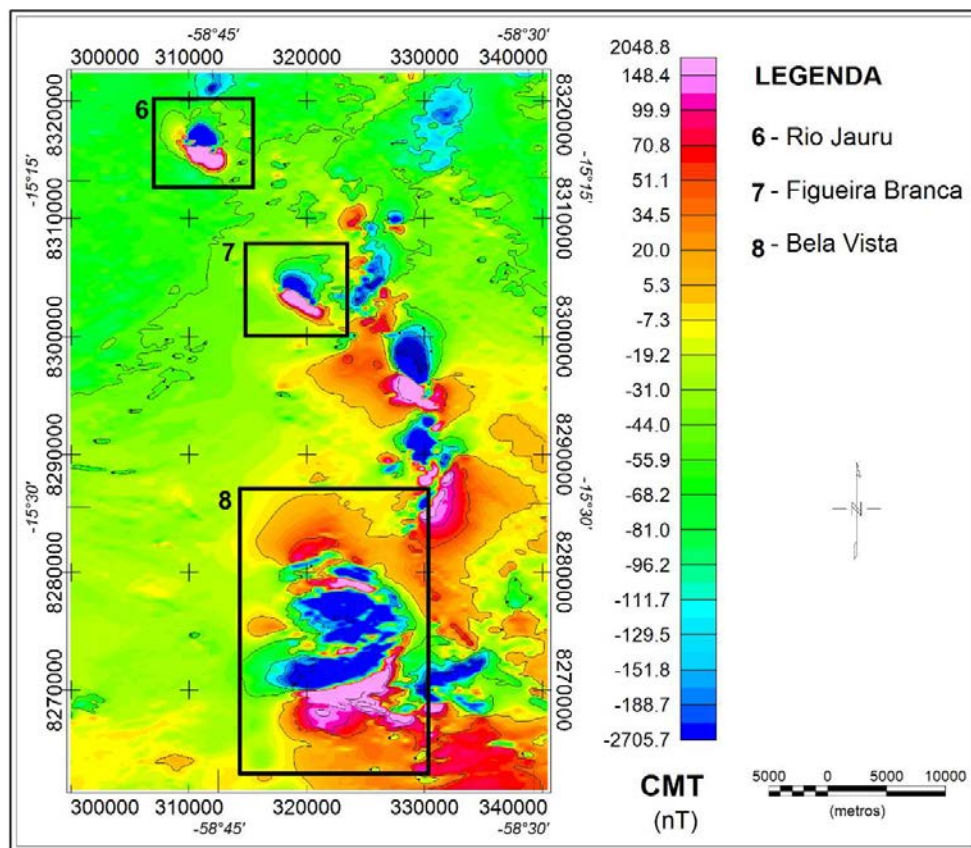


Figura 6.1 – Mapa do campo magnético total (CMT) do Grupo 3. Os polígonos pretos indicam a localização das áreas das anomalias estudadas: área 6 – Anomalia de Rio Jauru, área 7 – Figueira Branca e área 8 – Bela Vista.

Abaixo são apresentados os resultados obtidos pelo processamento e

interpretação dos dados aéreos magnéticos e gama espectrométricos da região onde essas anomalias estão localizadas. A Tabela 6.1, por sua vez, sumariza os valores obtidos pelas técnicas de processamento e inversão aplicados para essas anomalias.

Tabela 6.1 – Tabela com os principais resultados obtidos para as anomalias magnéticas estudadas: polarização, profundidade estimada pela técnica do EHD (D_{EHD}) e pela inversão 3D (D_{3D}), susceptibilidade da rocha encaixante (χ_{ENC}) obtida pela literatura e pela inversão (χ_{3D}) em S.I. e o volume do corpo gerado pela inversão.

Área	Anomalia	Polarização	D_{EHD} (m)	D_{3D} (m)	Encaixante	χ_{ENC} (S.I.)	χ_{3D} (S.I.)	Vol. (km^3)
6	RJA	Reversa	164 ± 44	200 ± 100	G. Alto Jauru	0,004	0,143 a 0,345	5,57
7	FGB	Reversa	171 ± 33	200 ± 100	S. I. Figueira Branca	0,025	0,080 a 0,200	4,71
8	BV-1	Normal	154 ± 23	-	G. Alto Jauru/Fm. Jauru	-	-	-
	BV-2	Normal	132 ± 09	-	G. Alto Jauru/Fm. Jauru	-	-	-
	BV-3	Reversa	170 ± 34	300 ± 150	G. Alto Jauru/Fm. Jauru	0,004	0,128 a 0,192	6,75
	BV-4	Reversa	176 ± 40	300 ± 150	G. Alto Jauru/Fm. Jauru	0,004	0,128 a 0,192	44,86
	BV-5	Reversa	117 ± 25	-	G. Alto Jauru/Fm. Jauru	-	-	-
	BV-6	Reversa	144 ± 40	-	G. Alto Jauru/Fm. Jauru	-	-	-
	BV-7	Reversa	139 ± 15	-	G. Alto Jauru/Fm. Jauru	-	-	-
	BV-8	Reversa	149 ± 33	300 ± 150	G. Alto Jauru/Fm. Jauru	0,004	0,128 a 0,192	1,13
	BV-9	Normal	152 ± 20	-	G. Alto Jauru/Fm. Jauru	-	-	-

6.1 – Área 6: Anomalia de Rio Jauru (RJA)

A anomalia magnética de Rio Jauru (RJA – Figura 6.2) é a primeira anomalia identificada localizada fora dos limites geológicos da bacia dos Parecis (Figura 4.4). Essa anomalia possui uma polarização reversa para o hemisfério sul, com amplitude máxima e mínima de 2048,8 nT e -2705,7 nT, respectivamente. Ao analisar o mapa do campo magnético total da região (Figura 6.2) observou-se que a componente regional do campo apresenta pouca variação não sendo, portanto, necessário realizar a filtragem dela.

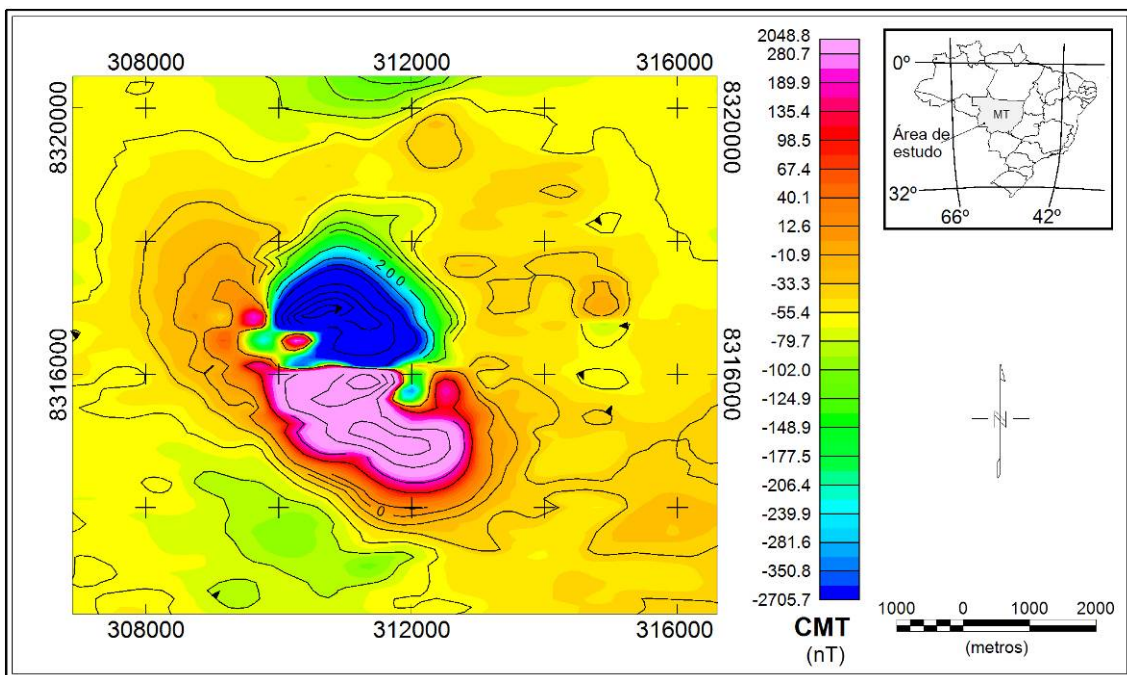


Figura 6.2 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região da anomalia de Rio Jauru. As curvas de nível estão espaçadas em 100 nT.

Tanto o mapa de campo magnético total (Figura 6.2) quanto o EHD calculado para essa região (Figura 6.3) indicaram que a fonte magnética apresenta uma direção de aproximadamente N47W. Esse alinhamento é aproximadamente paralelo ao observado para as zonas de cisalhamento Indiavaí-Licialva (ILSZ – Figura 4.4) e pode indicar um controle estrutural na intrusão desse corpo.

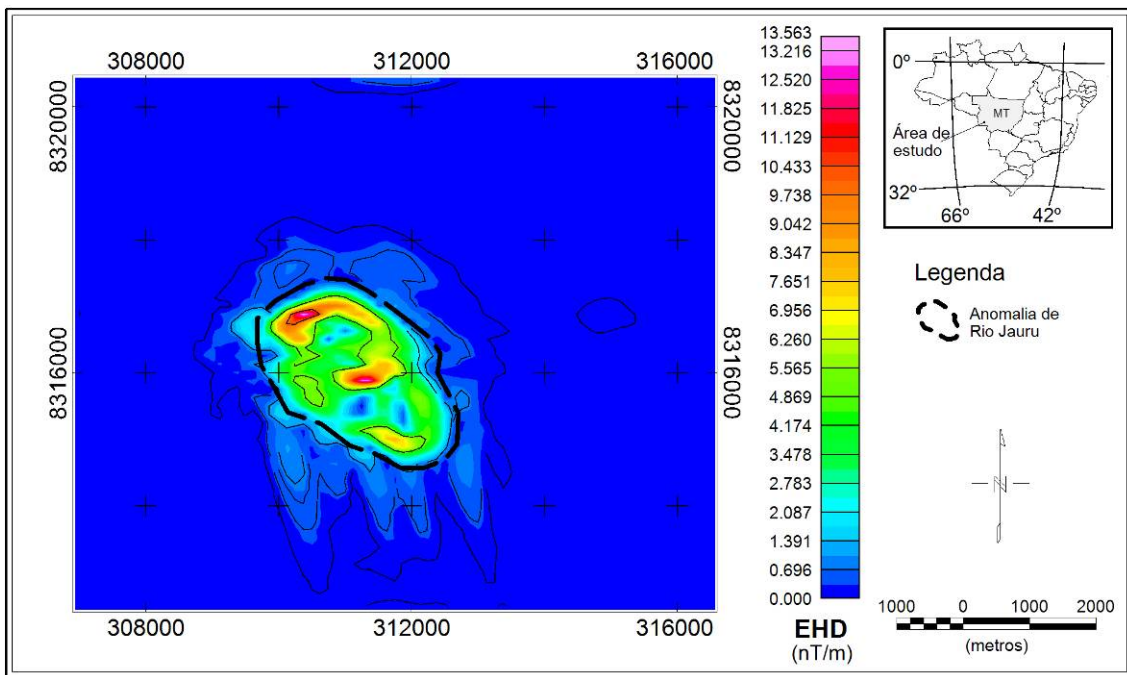


Figura 6.3 – Mapa do EHD obtido para a região da anomalia de Rio Jauru. As curvas de nível estão espaçadas em 0,02 nT/m.

No mapa do EHD (Figura 6.3), é possível notar que a anomalia de RJ apresenta dois picos de amplitude situados um na parte norte e outro na porção central do corpo. Essa resposta pode estar associada a uma distribuição heterogênea dos minerais mais ferromagnéticos ao longo da fonte ou a uma região com contraste brusco de profundidade. O contorno das bordas do corpo traçadas a partir dessa técnica foi então sobreposto ao mapa geológico da região (Figura 6.4).

O mapa geológico (Figura 6.4) indica que a fonte magnética da RJÁ está situada dentro dos limites do grupo Alto Jauru (também denominado como Greenstone Belt Alto Jauru – Monteiro et al., 1986, Geraldés et al., 2000), sendo parcialmente sobreposta ao norte pelos limites da formação Utiariti e ao sul da suíte intrusiva Pindaituba.

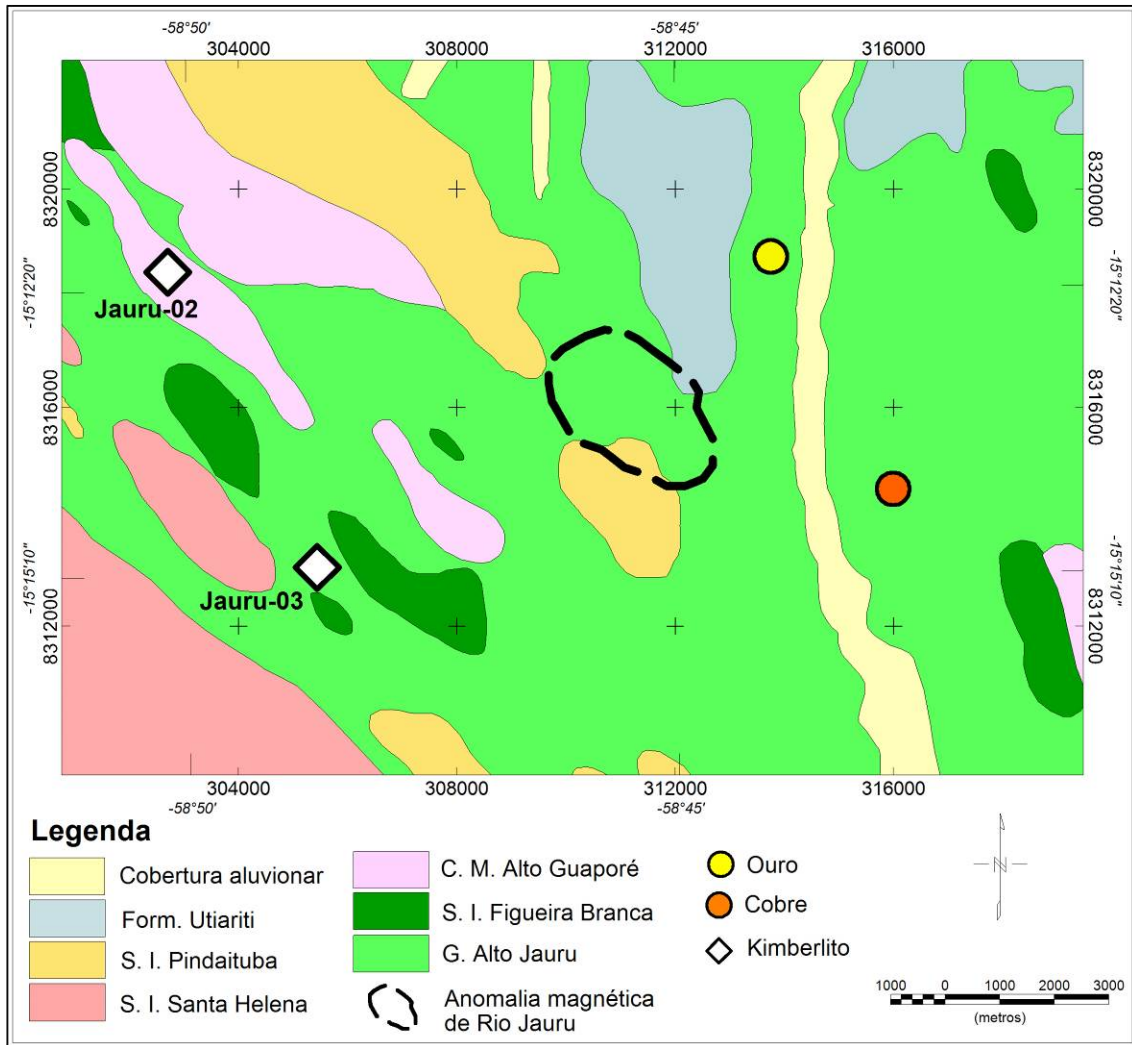


Figura 6.4 – Mapa geológico simplificado da região da anomalia de Rio Jauru (polígono tracejado), modificado da carta geológica SD.21-Y-C-III Jauru (Programa Geologia do Brasil, Carta Geológica – Escala 1:100,000). O símbolo amarelo e laranja representam as ocorrências de ouro e cobre conhecidas na região, enquanto que os losangos brancos indicam as localizações dos kimberlitos.

Considerando que a composição geral do grupo Alto Jauru representa uma associação metavulcanossedimentar formada por metabasaltos toleíticos, formações ferríferas bandadas e *cherts*, afetados por intrusões de peridotitos e gabros (Pinho et al., 1997), a susceptibilidade da rocha encaixante pode ser aproximada por 0,004 S.I. (susceptibilidade média para rochas metassedimentares – Telford et al., 1991). Uma descrição mais detalhada dessa formação pode ser encontrada no Capítulo 2.

O mapa geológico (Figura 6.4) evidencia ainda a proximidade da anomalia de RJA com as ocorrências dos kimberlitos de Jauru-02 e Jauru-03 (distantes 9,1 e 6.5 km, respectivamente) e com ocorrências de ouro (a 3,7 km) e de cobre (a 4,9 km). A presença dessas estruturas e ocorrências mineralógicas associadas à assinatura geofísica da anomalia é muito importante, pois indica um possível potencial exploratório para essa intrusão.

O cálculo da extrapolação da técnica do EHD (EHD-Depth – Figura 6.5) para essa região indicou uma profundidade de 164 ± 44 m para a fonte magnética (Tabela 6.1).

Assim como o observado para o mapa gerado pelo EHD (Figura 6.3), o mapa de AAMF obtido para RJA (Figura 6.6) apresenta dois picos de amplitude situados na porção norte e central da anomalia. Esse mapa apresenta ainda um leve alinhamento da fonte magnética com a direção de aproximadamente N40W, condizendo com o comportamento observado para os mapas de campo magnético total e EHD (Figuras 6.2 e 6.3).

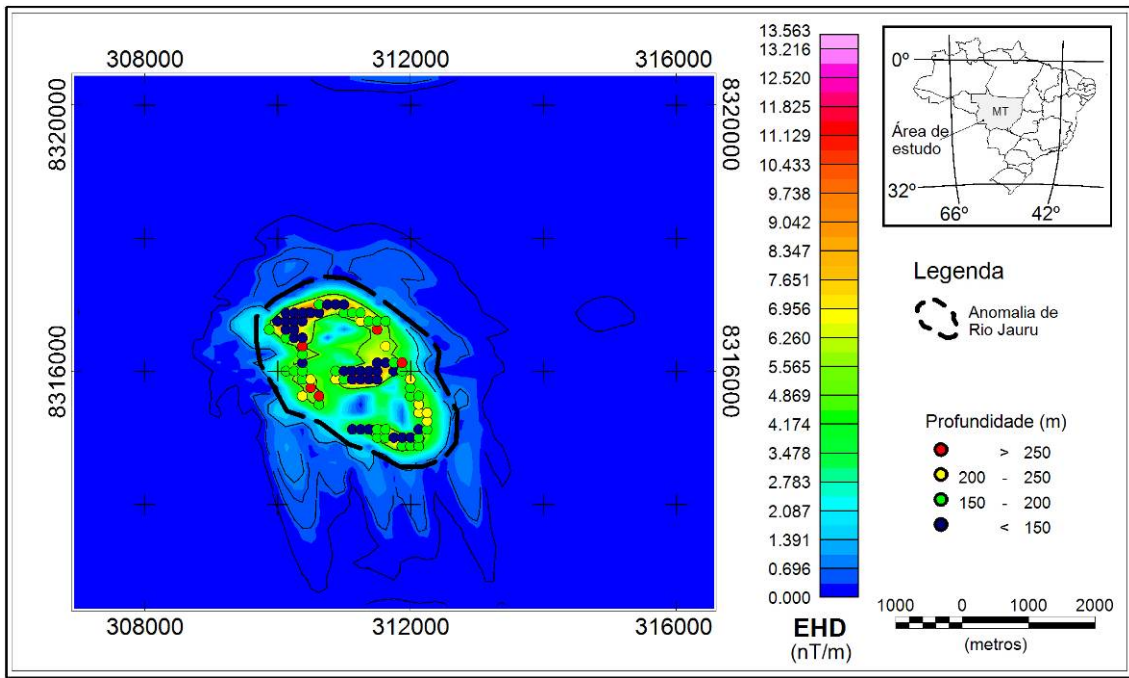


Figura 6.5 – Mapa do EHD obtido para a região da anomalia de Rio Jauru com a distribuição dos picos da função utilizados para estimar a profundidade da fonte anômala (círculos na figura). As curvas de nível estão espaçadas em 0,02 nT/m.

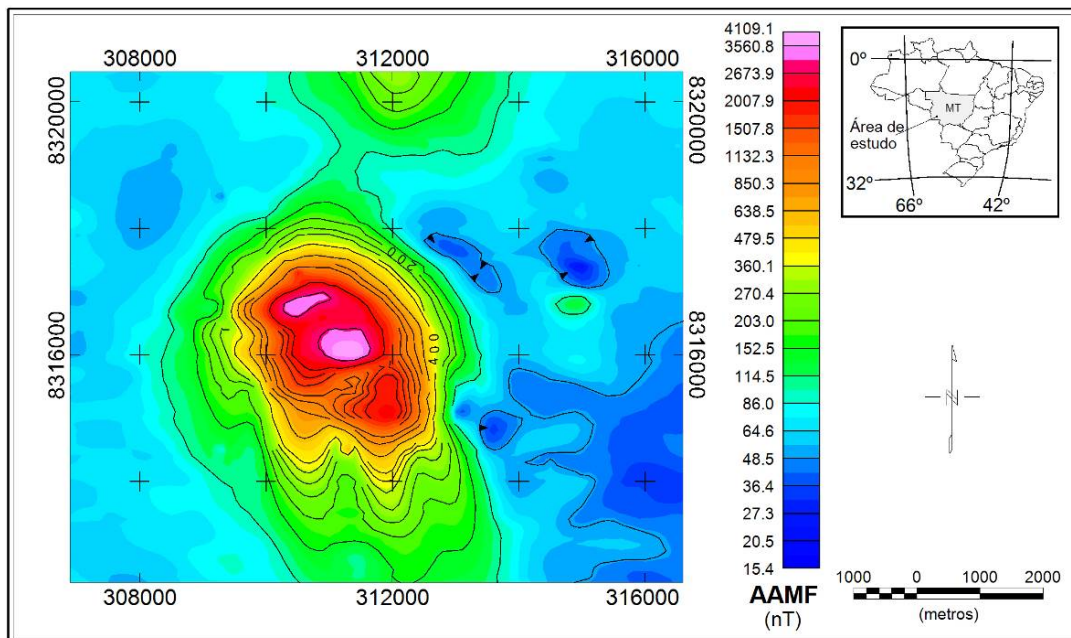


Figura 6.6 – Mapa do AAMF calculado para a região da anomalia de Rio Jauru. As curvas de nível estão espaçadas em 50 nT.

O modelo recuperado pela inversão dos dados de AAMF de RJ (Figura 6.7) apresentou um contraste de susceptibilidade magnética aparente entre 0,14 e 0,34 S.I. Considerando a proximidade de RJ com dois kimberlitos e de ocorrências de ouro e cobre identificados pela CPRM (Figura 6.4), esse contraste de susceptibilidade permite indicar como possíveis litologias para a fonte magnética de RJ rochas do tipo peridotitos (0,090 a 0,200 S.I.) e piroxênitos (0,125 S.I. – Telford et al., 1991). Entretanto, uma resposta conclusiva sobre a litologia do corpo em profundidade e o potencial exploratório desse só pode ser obtida a partir da análise de furos de sondagem.

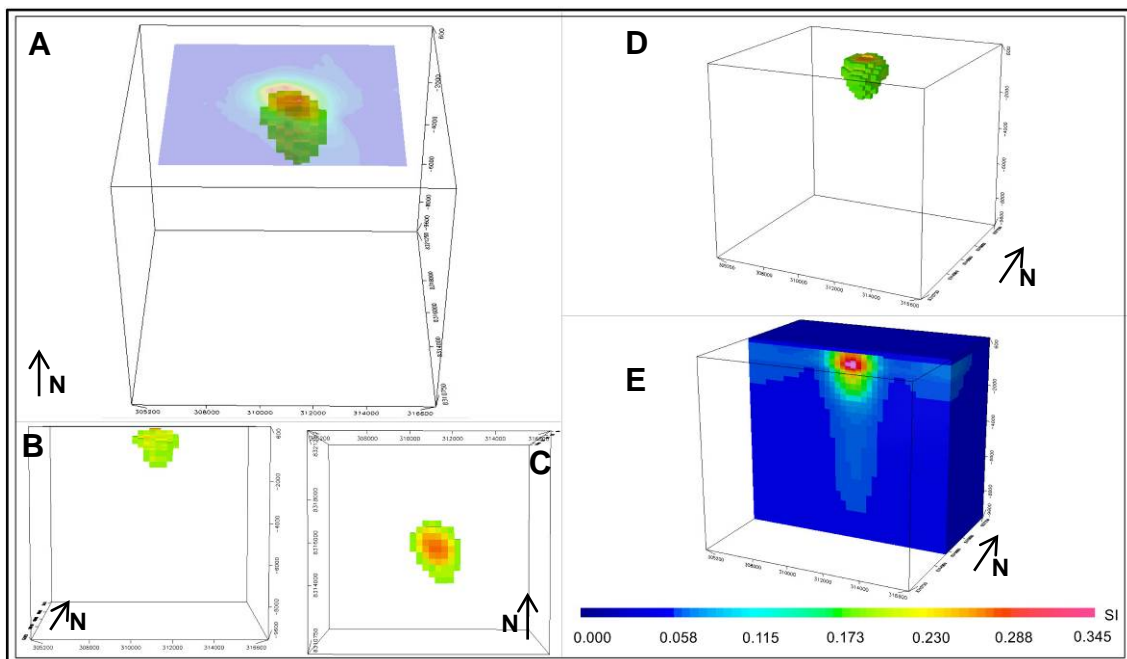


Figura 6.7 – Inversão dos dados magnéticos de Rio Jauru nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético total com escala de cor linear, (B) sul e (C) topo com corte de susceptibilidade entre 0,085 e 0,230 SI, enquanto (D) e (E) apresentam o corte vertical do corpo invertido com corte de susceptibilidade entre 0,085 e 0,230 SI e do *mesh* invertido, respectivamente.

O comportamento em subsuperfície (limites laterais e profundidade de topo da fonte magnética) recuperado pelo modelo 3D (Figura 6.7) apresentou uma forte correlação com os resultados obtidos pelas técnicas de processamento do EHD (Figura 6.3) e EHD-Depth (Figura 6.5), sendo as profundidades obtidas pelo modelo e pela técnica do EHD-depth de 200 ± 100 e 164 ± 44 m, respectivamente (Tabela 6.1).

Como dito anteriormente, as rochas supracrustais do Grupo Alto Jauru encontram-se estruturadas em calhas sinformais e direção $N20^{\circ}$ - 40° W, mergulhando 40° - 75° para SW (Lacerda Filho, 2004). Ainda segundo esses autores, a zona de cisalhamento Indiavaí-Lucialva (Figura 2.2) é definida por falhas tangenciais às faixas vulcano-sedimentares. O modelo tridimensional recuperado, por sua vez, apresentou um formato elipsoidal no topo (Figura 6.7-C) semelhante às bordas laterais estimadas pela técnica do EHD (Figura 6.3), e com uma direção de aproximadamente $N30^{\circ}$ W, condizendo assim com a estrutura observada para as rochas supracrustais da encaixante.

Ao comparar o mapa de AAMF com o gerado a partir do modelo invertido (Figura 6.8-A e B, respectivamente) nota-se uma pequena diferença na porção norte das anomalias observadas nesses mapas.

A amplitude máxima e mínima obtida para o mapa de resíduos gerado foi de 564,1 nT e -14,9 nT, respectivamente (Figura 6.8-C), o que representa 14,6% e 0,4% da amplitude máxima observada para o mapa de AAMF calculado para a anomalia de RJÁ (Figura 6.8-A). A distribuição em histograma dos resíduos (Figura 6.8-D), por sua vez, indicou que mais de 80% dos dados apresentam menos de 50 nT de erro (ou seja, uma diferença de menos de 1,3% da amplitude máxima), o que nos permite concluir que o modelo gerado pela inversão é uma solução matemática aceitável.

Os limites laterais da fonte magnética de RJÁ estimados a partir da técnica EHD

(Figura 6.3) foi sobreposto também aos mapas de contagens individuais dos elementos radiométricos (K, Th e U) e do mapa de distribuição ternária destes com padrão RGB (Figura 6.9).

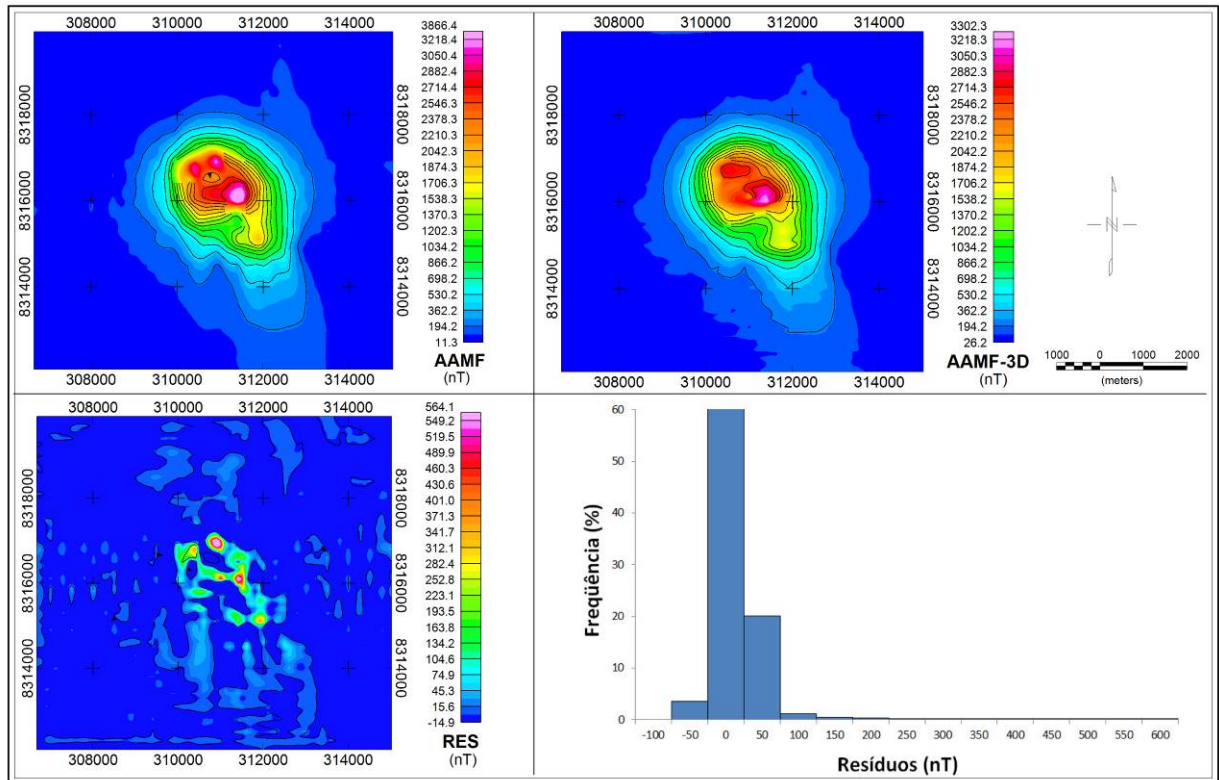


Figura 6.8 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia de Rio Jauru, (B) do corpo 3D recuperado pela inversão (AAMF-3D); enquanto que (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES), respectivamente.

No mapa de contagens individuais dos radioelementos (Figuras 6.9-A a C) observa-se uma área com baixa contagem dos três elementos, evidente principalmente nos mapas de tório e urânio, localizada na porção sul do contorno dos limites da fonte magnética. Esse contraste pode ser interpretado como um possível indício de afloramento do corpo superfície.

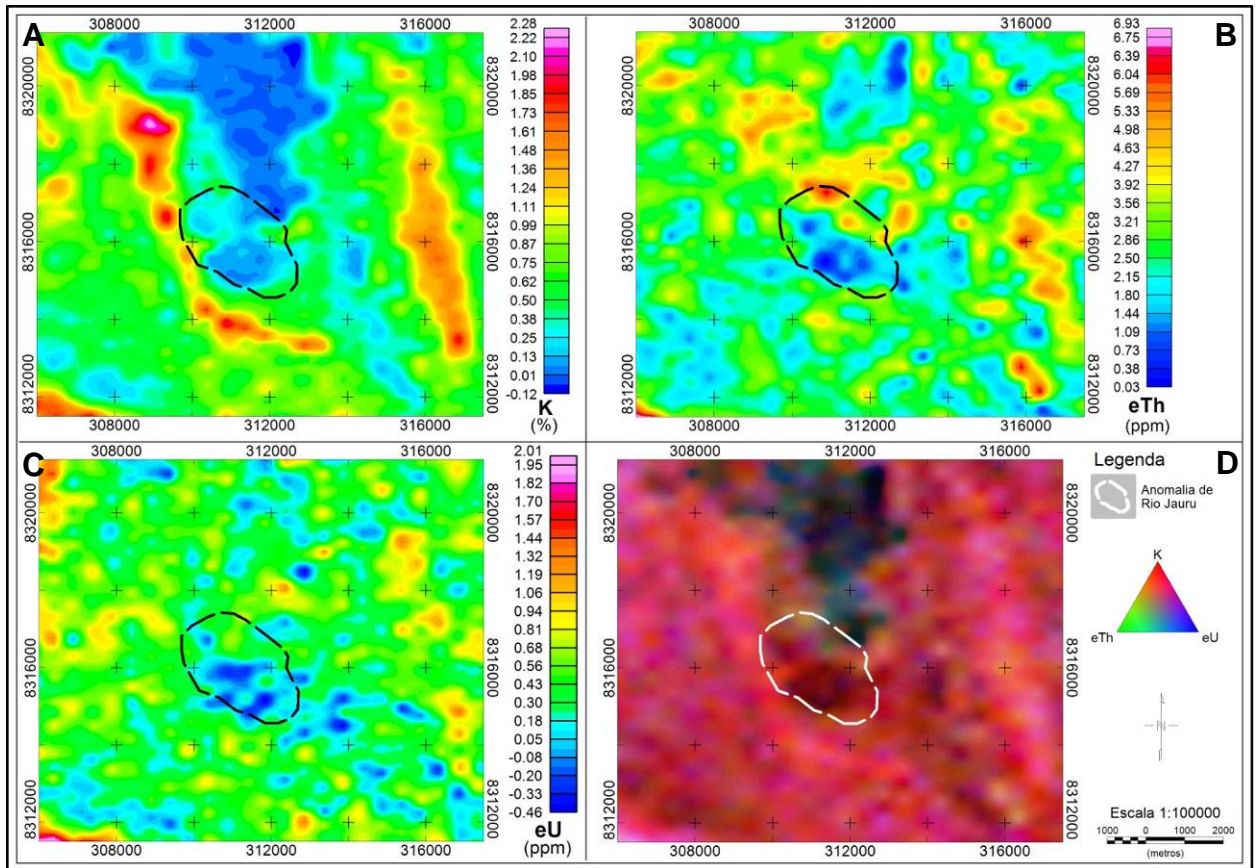


Figura 6.9 – Mapa das contagens individuais do (A) potássio em %, (B) equivalente em tório (eTh) e (C) equivalente em urânio (eU) ambos em ppm, e (D) distribuição ternária com padrão RGB desses elementos. Os polígonos tracejados referem-se aos limites da fonte magnética de Rio Jauru delimitada a partir do mapa de EHD (Figura 5.30).

Segundo Cotis et al. (2013), a região de baixas contagens dos três elementos (K, Th e U) observada a nordeste da fonte de RJJA está associada aos sedimentos da formação Utuariti nessa região (Figura 6.4). De fato, ao avaliar os mapas de contagens individuais (Figuras 6.9-A a C) nota-se que a assinatura radiométrica associada à Formação Utuariti apresenta contagens de potássio inferiores às observadas para a região interna ao contorno da anomalia, enquanto que as contagens de tório e urânio são levemente superiores às da fonte magnética, não apresentando contraste com a

assinatura da rocha encaixante (Grupo Alto Jauru – Figura 6.4).

O mapa de EHD com a distribuição dos valores de profundidade estimados (Figura 6.5) indica que a região central e norte da fonte magnética em subsuperfície apresentam profundidades menores do que o resto do corpo (até 150 m). Considerando que os mapas radiométricos apontam uma possível área de afloramento para a porção central do corpo (Figura 6.9), uma possível interpretação para esse cenário é que os minerais ferromagnéticos associados à intrusão encontram-se em subsuperfície, como indicado pelos resultados do EHD e do modelo 3D (Figuras 6.5 e 6.7), enquanto que a assinatura radiométrica observada estaria associada à uma camada de rocha alterada (manto de alteração) mais superficial.

Uma resposta semelhante é observada para os complexos alcalino-carbonatíticos de Tapira (Minas Gerais) e Catalão I (Goiás). Esses complexos alcalinos apresentam uma resposta gamaespectrométrica característica (com altas contagens de tório e urânio, e médias contagens de potássio – Ribeiro, 2011), sendo que as rochas fontes estão situadas abaixo de um manto de intemperismo de aproximadamente 30 m de extensão para Tapira (Araújo et al., 2002) e entre 100 a 500 m para Catalão I (Cordeiro et al., 2011).

Ao comparar a resposta gamaespectrométrica da anomalia de RJÁ com os valores médios de concentração dos radioelementos estimados por Dickson e Scott (1997), pode-se associar essa intrusão a uma rocha intrusiva máfica ou ultramáfica.

6.2 – Área 7: Anomalia de Figueira Branca (FBG)

A anomalia de Figueira Branca (FGB) apresenta uma extensão de 3,2 km ao

longo do maior eixo e polarização reversa em relação ao esperado para o hemisfério sul (Figura 6.10). A componente residual dessa área foi obtida a partir da remoção do campo regional calculado através da técnica da continuação para cima, considerando uma altura de 7000 m.

Assim como o observado para a anomalia de RJA (Figura 6.3), o mapa do EHD calculado para a intrusão de FGB (Figura 6.11) apresentou limites mais estreitos para essa estrutura, com uma direção de aproximadamente N58W a qual pode ser interpretada como indício de um controle estrutural exercido pela zona de cisalhamento Indivaí-Lucialva (Figura 4.4).

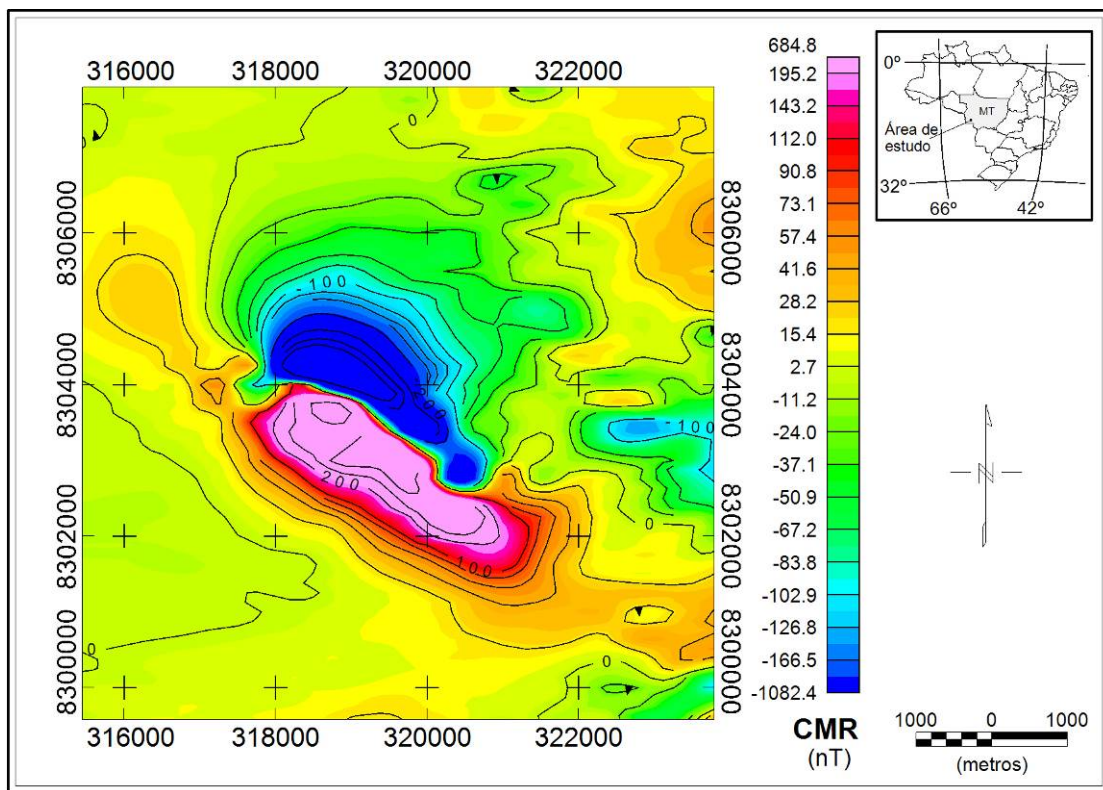


Figura 6.10 – Mapa do campo magnético residual (CMR) da região da anomalia de Figueira Branca. As curvas de nível estão espaçadas em 100 nT.

A extrapolação da técnica do EHD permitiu localizar a profundidade do topo das bordas laterais da fonte de FGB em 174 ± 33 m (Figura 6.11, Tabela 6.1). A análise da distribuição dos picos da função do EHD utilizados nessa estimativa (círculos na Figura 6.11) indica que a parte norte do corpo é mais superficial, constituindo assim uma região melhor para análise por furo de sondagem ou mesmo para exploração desta intrusão.

Para uma melhor visualização da relação entre a anomalia magnética de FGB e a geologia local, o contorno obtido para a fonte magnética através da técnica do EHD (Figura 6.11) foi sobreposto ao mapa geológico da região (Figura 6.12).

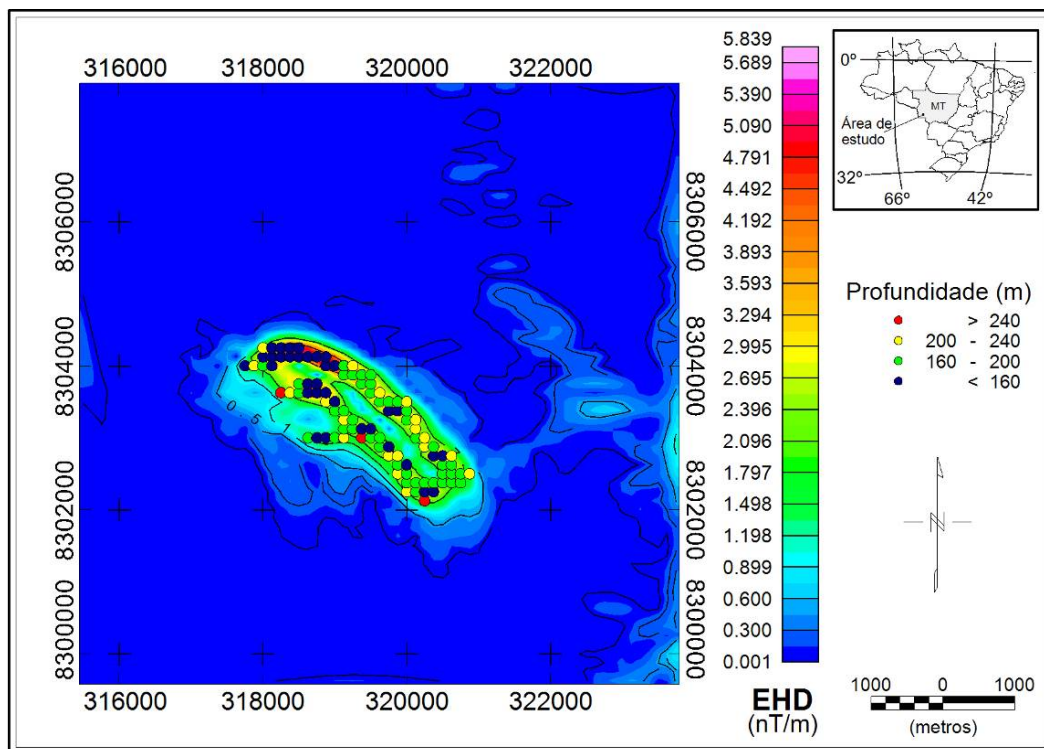


Figura 6.11 – Mapa do EHD obtido para a região da anomalia de Figueira Branca (FGB) com a distribuição dos picos da função utilizados para estimar a profundidade da fonte anômala (círculos na figura). As curvas de nível estão espaçadas em 0,05 nT/m.

No mapa geológico simplificado da região (Figura 6.12), observa-se que a maior parte da fonte magnética encontra-se interna ao limite da suíte intrusiva homônima; mais especificamente aos limites reconhecidos pela CPRM para o corpo Fazenda Figueira Branca dessa suíte. Tanto a anomalia magnética quanto a suíte intrusiva apresentam um comportamento muito semelhante, com direção de aproximadamente N55W.

As análises geoquímicas de sedimentos de corrente e batéia realizadas pela CPRM (<http://www.cprm.gov.br/arquivos/pdf/recmin/informe24.pdf>) apontou a presença de uma zona atípica sobre a suíte intrusiva Figueira Branca, caracterizada por valores anômalos para Cu, Co e para Ni e Cr em sedimentos de corrente e por valores anômalos em concentrado de batéia para Au, Pd e Pt. Esses pontos estão distribuídos ao longo do Córrego Sucuri, o qual atravessa a anomalia de Figueira Branca com direção aproximadamente N35E (Figura 6.12).

Assim como o observado para o mapa de EHD (Figura 6.11), a região com maior amplitude do campo magnético anômalo (AAMF) associado à fonte apresenta um alinhamento com direção NW (Figura 6.13).

O modelo 3D obtido a partir da inversão desses dados (Figura 6.14) apresentou um formato semelhante a um diatrema, com volume de aproximadamente 74,7 km³ e contraste de susceptibilidade entre 0,080 a 0,204 S.I. (Tabela 6.1).

Ao confrontar o topo das bordas deste modelo (Figura 6.14-C) com o mapa do EHD (Figura 6.11), observa-se que estes apresentam uma boa correlação quanto aos limites laterais da intrusão. A profundidade do topo do corpo recuperado pelo modelo foi de 200 ± 100 m, enquanto que o valor estimado para o EHD foi de 174 ± 33 m (Tabela 6.1).

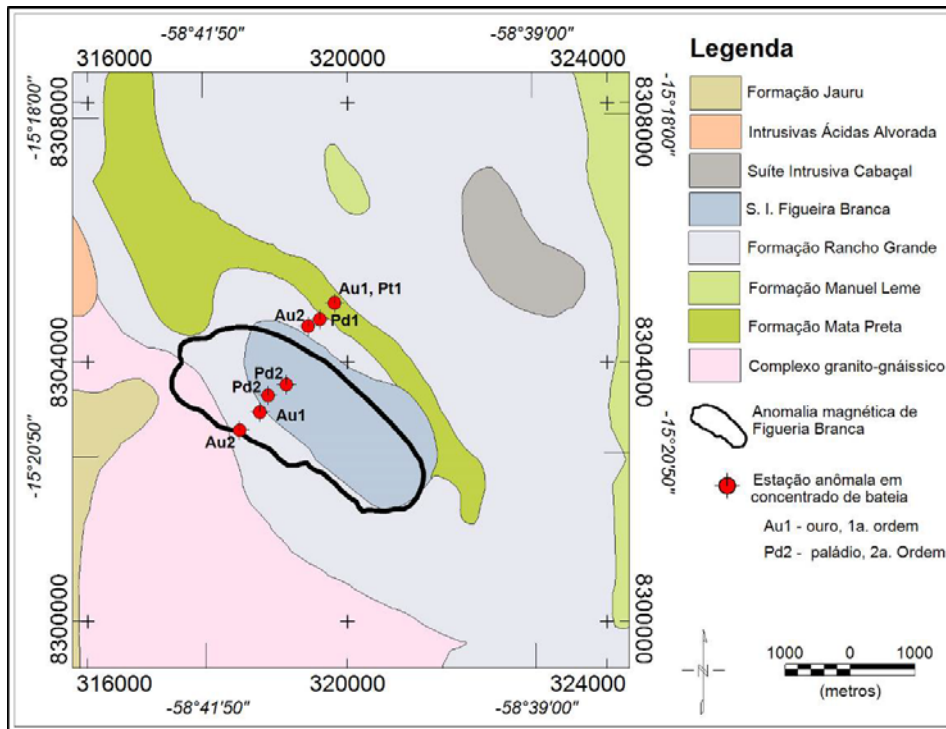


Figura 6.12 – Mapa geológico simplificado da região da anomalia magnética de Figueira Branca (polígono preto), modificado de Nunes et al. (2000).

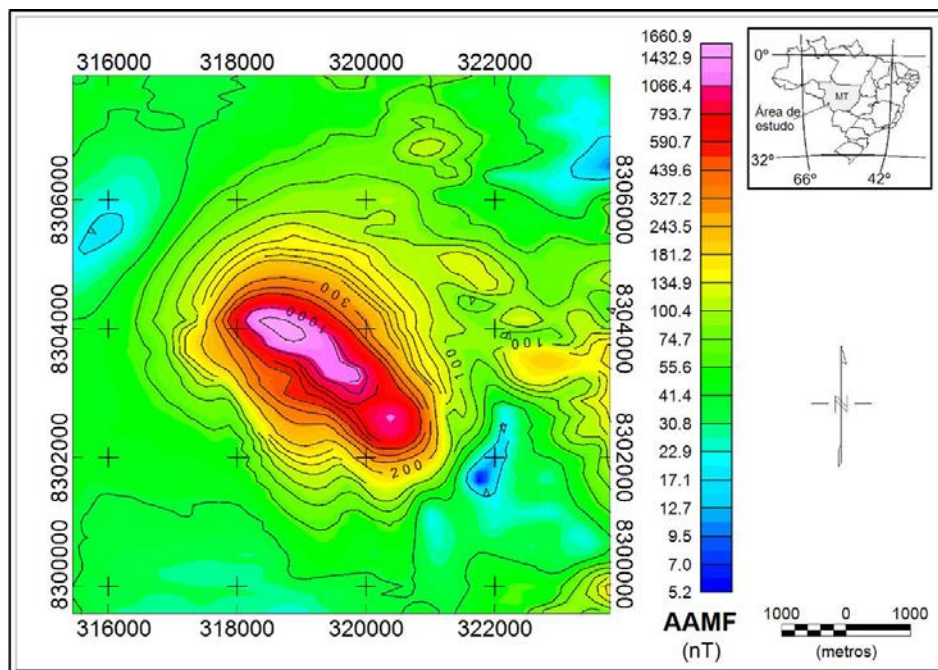


Figura 6.13 – Mapa do AAMF calculado para a região da anomalia de Figueira Branca.

As curvas de nível estão espaçadas em 20 nT.

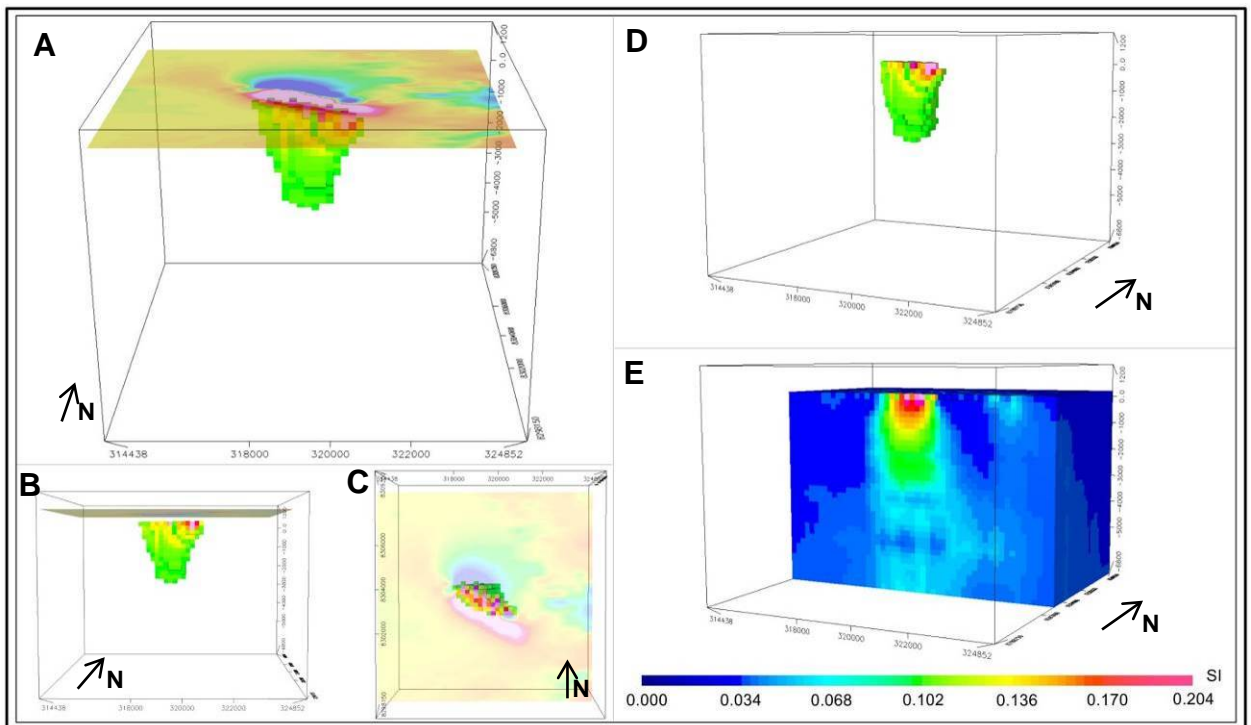


Figura 6.14 – Inversão dos dados magnéticos de Figueira Branca nas vistas: (A) perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético total, (B) sul e (C) topo com sobreposição do campo magnético, (D) perspectiva com corte de susceptibilidade entre 0,080 e 0,204 SI e (E) corte vertical do *mesh* invertido.

Os mapas de AAMF gerados a partir dos dados reais e do modelo sintético (Figura 6.15-A e B, respectivamente) apresentam comportamentos muito próximos. O mapa de resíduo apontou para uma diferença máxima entre esses campos de 134,0 nT (Figura 6.15-C), considerando que a amplitude máxima do AAMF é 1609,9 nT, esse resíduo é aceitável.

De fato, a distribuição histogrâmica dos resíduos demonstra que mais de 90% dos pontos amostrados para comparação dos mapas se concentram entre 0 e 20 nT de diferença, comprovando assim a validade do modelo invertido.

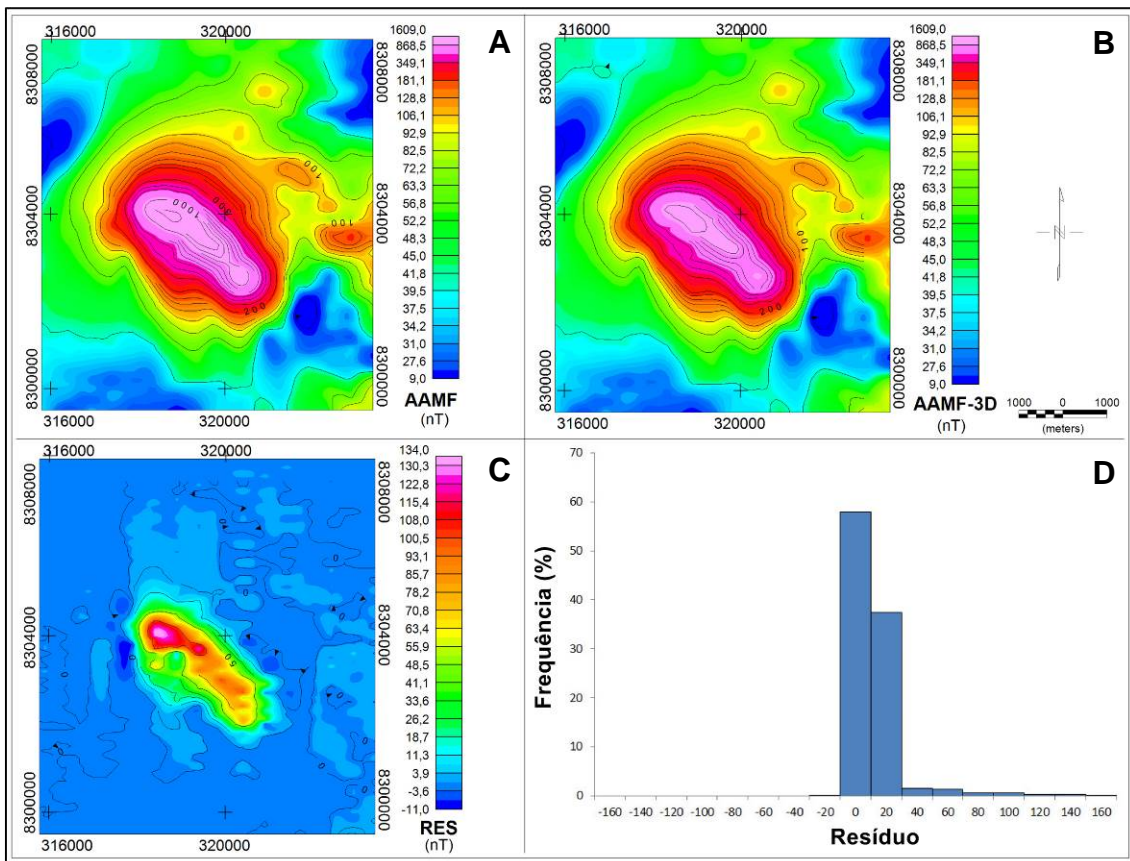


Figura 6.15 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região das anomalias de Figueira Branca, (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).

Ao interpolar os mapas com a distribuição das contagens individuais dos radioelementos (K, Th e U) para a região da anomalia de FGB (Figura 6.16), observou-se a presença de uma anomalia caracterizada por baixas contagens dos três elementos com direção NW.

A partir da comparação dos limites laterais do corpo magnético obtido a partir do EHD (Figura 6.11) e da suíte intrusiva Figueira Branca (Figura 6.12) com o mapa gamaespectrométrico, observou-se que a anomalia radiométrica negativa (baixas

contagens dos três elementos) está totalmente inserida no contorno estimado para a fonte magnética (Figura 6.16), o que leva a conclusão de que esta pode estar associada a uma região de possível afloramento do corpo magnético associado à FGB.

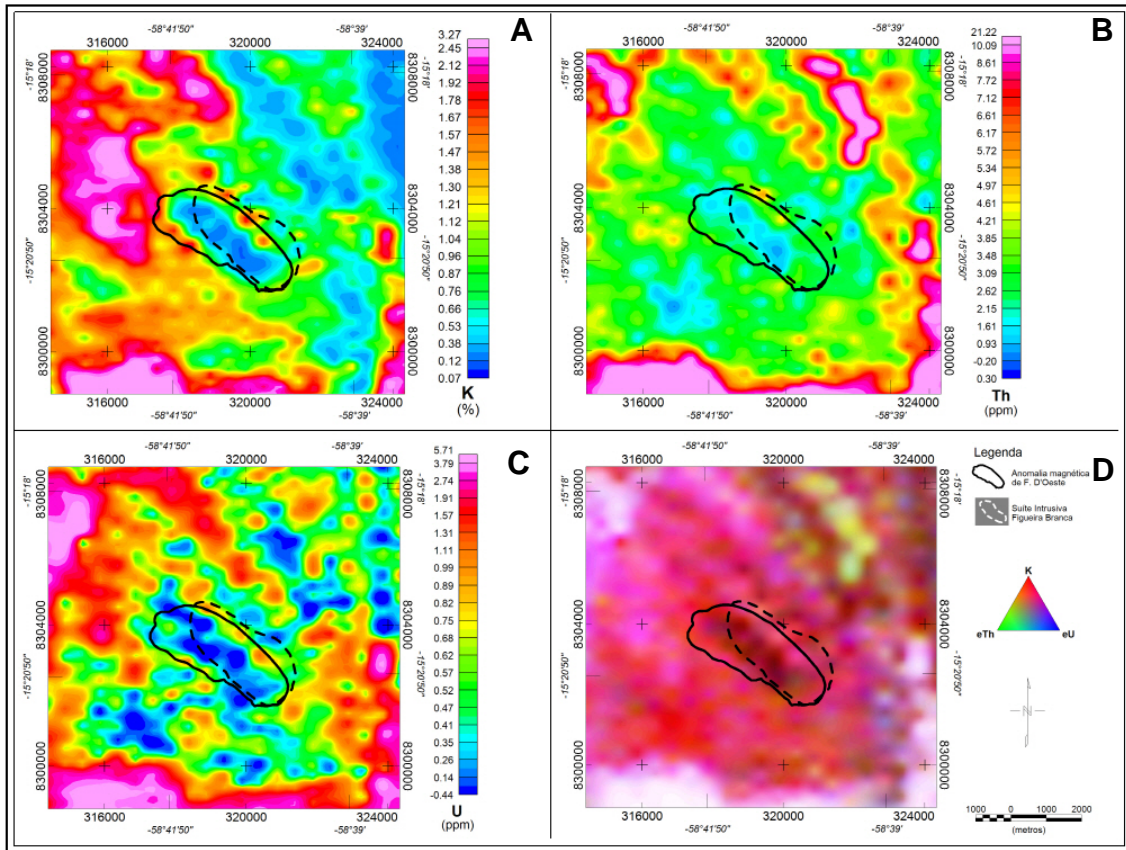


Figura 6.16 – Mapa das distribuições das contagens de (A) potássio em %, (B) de tório e (C) de urânio em ppm, e (D) mapa com a distribuição ternária dos radioelementos. O polígono com linha contínua representa os limites laterais da fonte magnética da anomalia de Figueira Branca, enquanto que o polígono tracejado indica os limites da suíte intrusiva Figueira Branca interna à área 7 do arco magmático (Figura 4.4).

Saes et al. (1984) caracterizam a suíte intrusiva Figueira Branca como sendo composta por uma associação de litotipos máfico-ultramáficos como dunito, anortosito,

troctolito, norito e gabro. Essa composição condiz com a assinatura gama-espectrométrica com baixas contagens dos três elementos observada para a intrusão, semelhante à observada para a fonte magnética de RJA.

Ao comparar essa assinatura radiométrica com as características magnéticas obtidas pela inversão 3D (Figura 5.14), pode-se concluir que a fonte magnética provavelmente seja uma rocha máfica/ultramáfica com alta susceptibilidade (0,080 a 0,204 S.I. – Figura 6.15, Tabela 6.1). Exemplos de possíveis litologias com essa resposta englobam: piroxenitos (susceptibilidade média de 0,125 S.I.), pórfiros (susceptibilidade entre 0,003 e 0,200 S.I.), peridotitos (0,090 a 0,200 S.I.) e diabásio (0,001 a 0,160 – Telford et al., 1991). Sendo que, exceto pelos pórfiros, as três litologias citadas são reconhecidas na região onde a anomalia intrude (associadas ao grupo Alto Jauru e à Suíte Intrusiva Figueira Branca).

Considerando a proximidade desse corpo com ocorrências conhecidas de ouro e cobre (Figuras 4.4 e 6.13) e os indícios de afloramento apontados pela gama espectrometria para essa fonte, pode-se concluir que esta anomalia apresenta um alto potencial exploratório. Entretanto, para uma conclusão mais confiável sobre a natureza dessas fontes é imprescindível uma visita ao local para verificar os pontos de afloramento assim como fazer uma análise da composição desse corpo.

6.3 – Área 8: Anomalia de Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9)

A região das anomalias de Bela Vista 1 a 9 (área 8 da região estudada – Figura 4.4) apresenta uma resposta magnética complexa, sendo identificados nove dipolos magnéticos com polarizações diferentes e uma amplitude magnética máxima e mínima

variando de 695,0 a -705,09 nT (BV-1 a 9 na Figura 6.17).

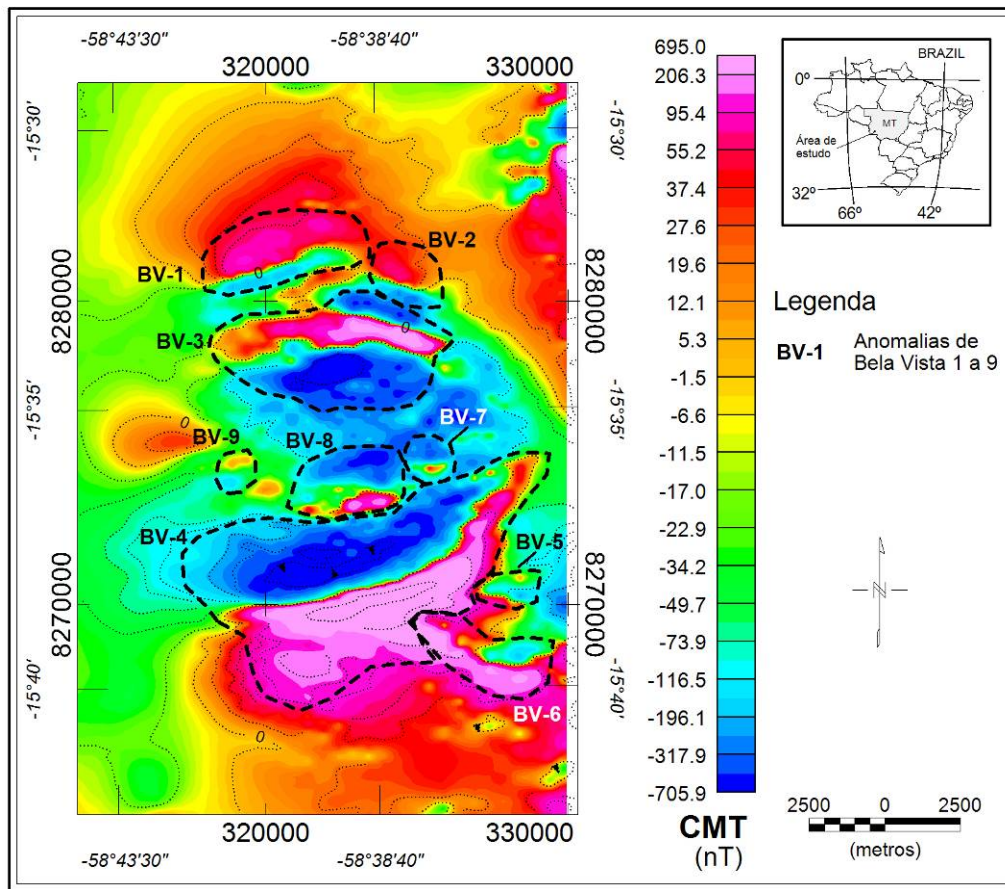


Figura 6.17 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região das anomalias de Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9, respectivamente). As curvas de nível estão espaçadas em 20 nT.

As anomalias de RJA e FGB (Figuras 6.2 e 6.10, respectivamente) estão situadas entre as zonas de cisalhamento Indiavaí-Lucialva e Pitas e apresentam indícios de um controle estrutural exercido por essas falhas. As anomalias de BV-1 a 9 (Figura 6.17), entretanto, estão situadas fora dessa zona de cisalhamento e marcam o ponto de intersecção entre a parte sul do lineamento de anomalias principal apresentado nesse trabalho (com direção NW-SE) com um lineamento menor formado pelas anomalias internas ao batólito Santa Helena (com direção NE-SW – Figura 4.4).

O mapa do EHD obtido para essas anomalias (Figura 6.18) apresentou uma resposta intrincada, não permitindo uma clara diferenciação dos limites laterais da maioria das fontes magnéticas. Esse comportamento pode ser associado a grande proximidade desses corpos e/ou uma possível conexão desses em profundidade.

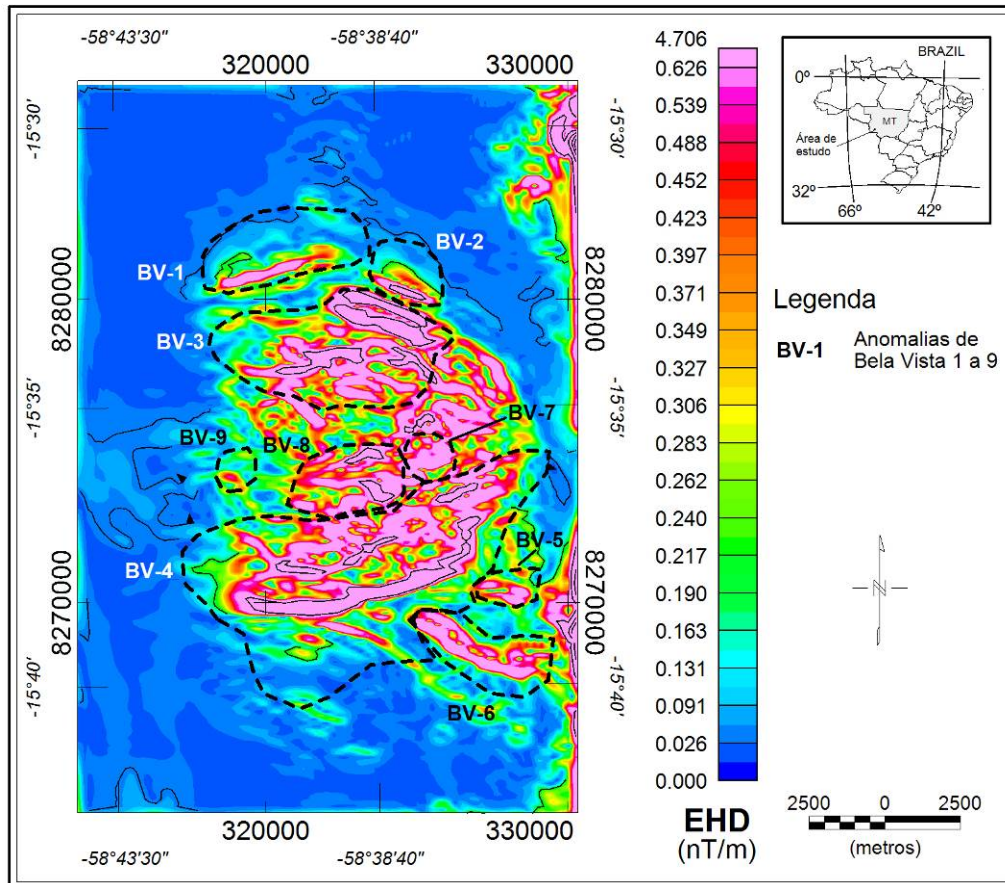


Figura 6.18 – Mapa do EHD obtido para a região das anomalias de Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9, respectivamente). As curvas de nível estão espaçadas em 0,02 nT/m.

A partir da análise desse mapa foi possível distinguir os limites laterais das fontes de BV-1, 2, 5, 6 e 9. Essa delimitação evidenciou que as anomalias de BV-2, 5 e 9 apresentam dimensões muito pequenas, o que dificulta uma caracterização mais precisa desses corpos e, por esse motivo, esses foram desconsiderados nas

interpretações seguintes.

A distribuição dos picos da função EHD utilizados na estimativa da profundidade do topo dos limites laterais está disposta na Figura 6.19.

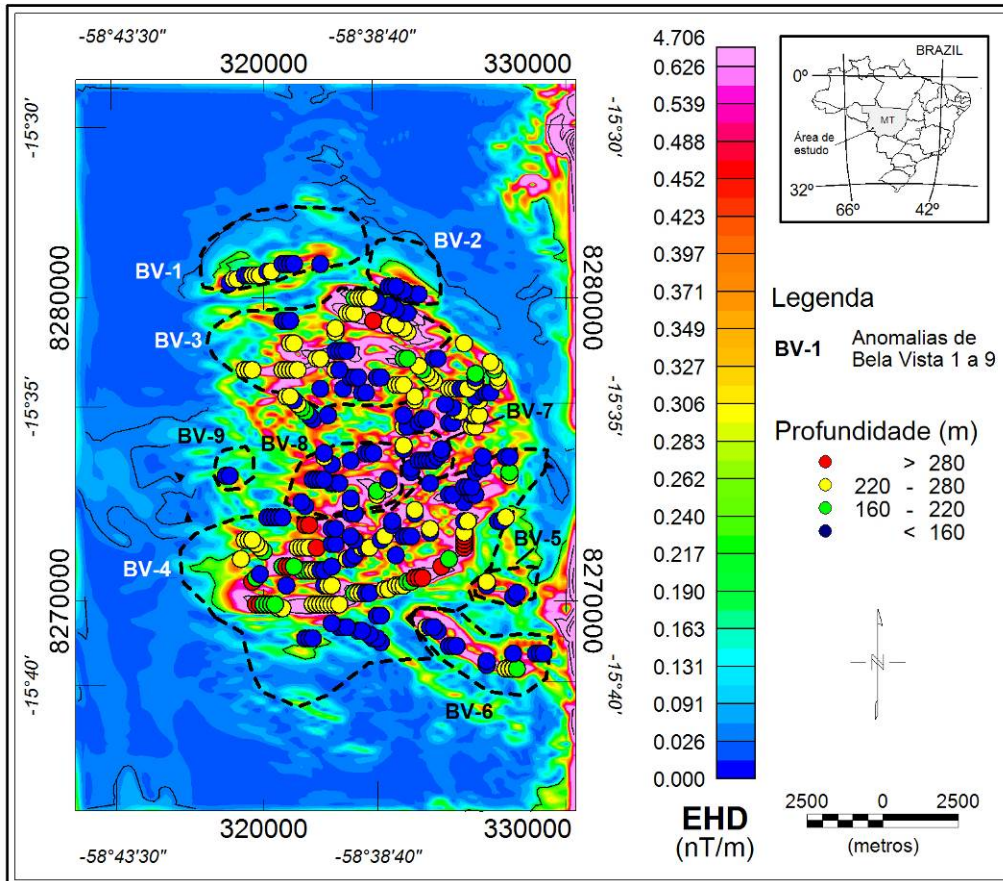


Figura 6.19 – Mapa do EHD obtido para a região das anomalias de Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9, respectivamente) com a distribuição dos picos da função utilizados para estimar a profundidade da fonte anômala (círculos na figura). As curvas de nível estão espaçadas em 0,02 nT/m.

Essa distribuição indica um comportamento mais superficial para as fontes magnéticas das anomalias de BV-2, 5, 6, 7, 8 e 9 (menor do que 160 m) e medianas para BV-1 e 3 (entre 150 e 220 m – Figura 6.19 e Tabela 6.1). BV-4, por sua vez, apresenta

uma distribuição de profundidades dos limites laterais mais irregulares, sendo os limites ao norte mais superficiais do que os aqueles ao sul (profundidade média de 176 ± 40 m – Tabela 6.1).

O mapa da Figura 6.20 apresenta o resultado do cálculo do AAMF para as anomalias de BV-1 a 9. Para uma melhor análise desse mapa, os contornos traçados para os dipolos identificados no mapa de campo magnético total (Figura 6.17) foram mantidos.

O AAMF evidenciou a presença das anomalias de BV-3, 4, 7 e 8, indicando uma possível conexão em profundidade entre as anomalias de BV-7 e 8, semelhante à observada para as anomalias de SJ-1 e 2 (Figuras 5.17) e PAL-1 e 2 (Figuras 5.23). As anomalias de BV-1, 2, 5, 6 e 9, entretanto, apresentam amplitudes magnéticas mais baixas (inferiores a 356 nT – Figura 6.20) o que, associado às baixas profundidades obtidas para essas fontes magnéticas (mínimo e máximo de 110 e 250 m, respectivamente), indicam que provavelmente essas anomalias estão associadas a corpos com baixo contraste de susceptibilidade.

Essas características, juntamente com as pequenas dimensões laterais estimadas pelo EHD para esses corpos (Figura 6.18) tornam extremamente difícil fazer uma caracterização do comportamento desses corpos em profundidade. Por esse motivo, a interpretação foi focada nas anomalias de BV-3, 4, 7 e 8.

O modelo 3D obtido a partir da inversão dos dados de AAMF apresenta um contraste de susceptibilidade aparente significativo apenas para BV-3, 4 e 8, com valores entre 0,128 e 0,192 S.I. (Figura 6.21, Tabela 6.1). É interessante notar que o modelo recuperado (Figura 6.21) indica uma possível conexão entre as fontes anômalas de BV-4 e 8 em subsuperfície.

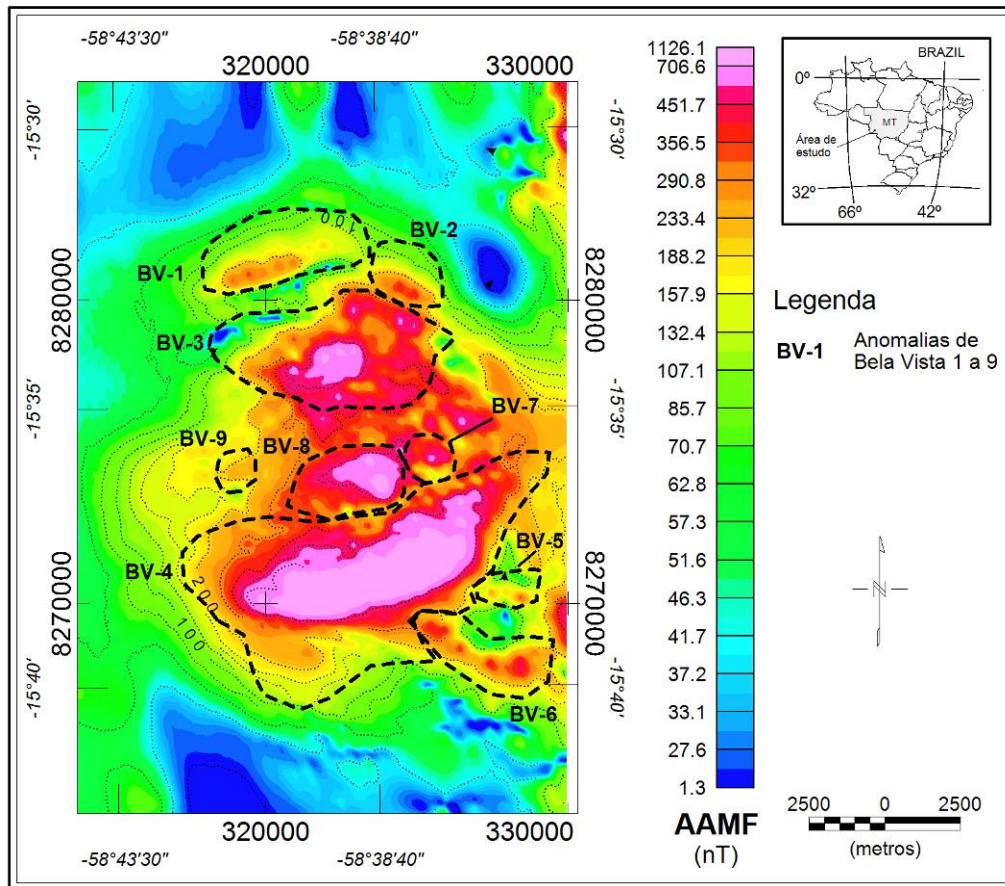


Figura 6.20 – Mapa do AAMF calculado para a região das anomalias de Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9, respectivamente). As curvas de nível (linhas pontilhadas) estão espaçadas em 50 nT.

O contraste de susceptibilidade aparente observado para as anomalias de BV-3, 4 e 8 (0,128 a 0,192 S.I.) nos permite indicar como possíveis litologias para a rocha fonte essa anomalia intrusões do tipo peridotito (susceptibilidade entre 0,090 a 0,200 S.I.), pórfiro ($0,3 \times 10^{-3}$ a 0,200) ou mesmo piroxênito (susceptibilidade média de 0,125 S.I.).

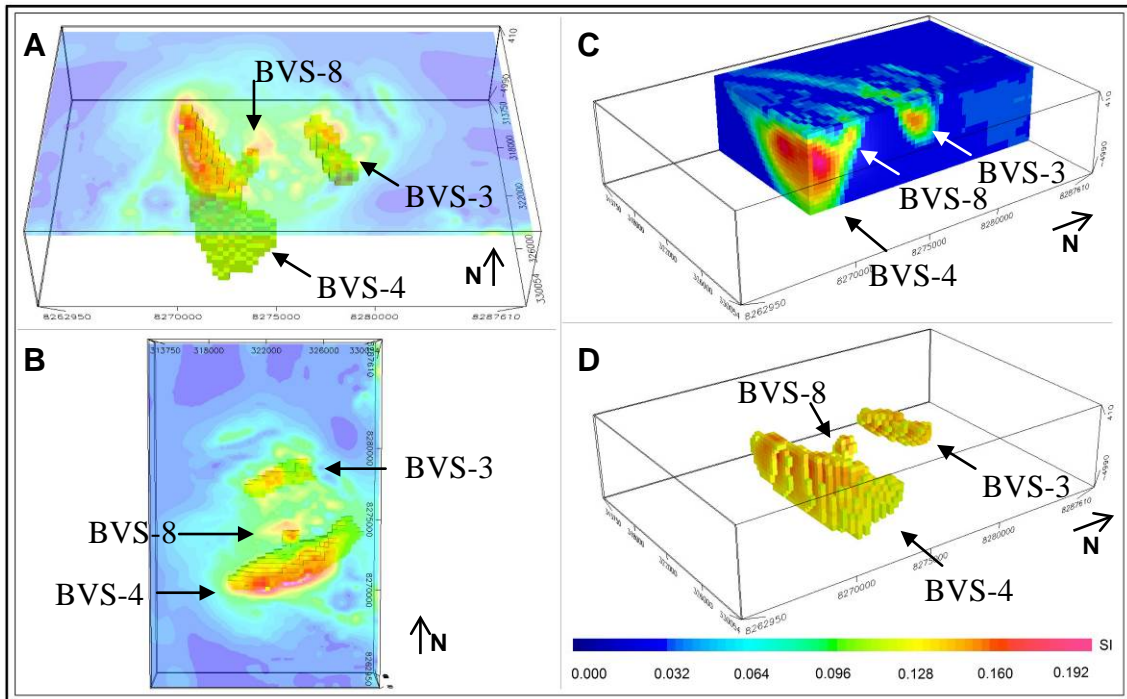


Figura 6.21 – Inversão dos dados magnéticos de Bela Vista 3, 4 e 8 (BVS-3, 4 e 8, respectivamente) vistas: (A) perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético total com escala linear, (B) topo com sobreposição do mapa do campo magnético anômalo, (C) perspectiva com corte vertical do *mesh* invertido e (D) com corte de susceptibilidade entre 0,128 e 0,192 S.I.

O mapa de resíduos gerados pela inversão dos dados de amplitude do campo magnético observado para a região das anomalias de BV-1 a 9 é apresentado na Figura 6.22.

Para uma melhor visualização dos mapas de amplitude do campo magnético amostrado (AAMF) e da amplitude do campo gerado pelo modelo tridimensional (AAMF-3D – Figuras 6.22-A e B) estes foram plotados com escala de cor linear. Essa distribuição de cores permitiu evidenciar a maior intensidade das anomalias e Bela Vista 3, 4 e 8 em relação às demais.

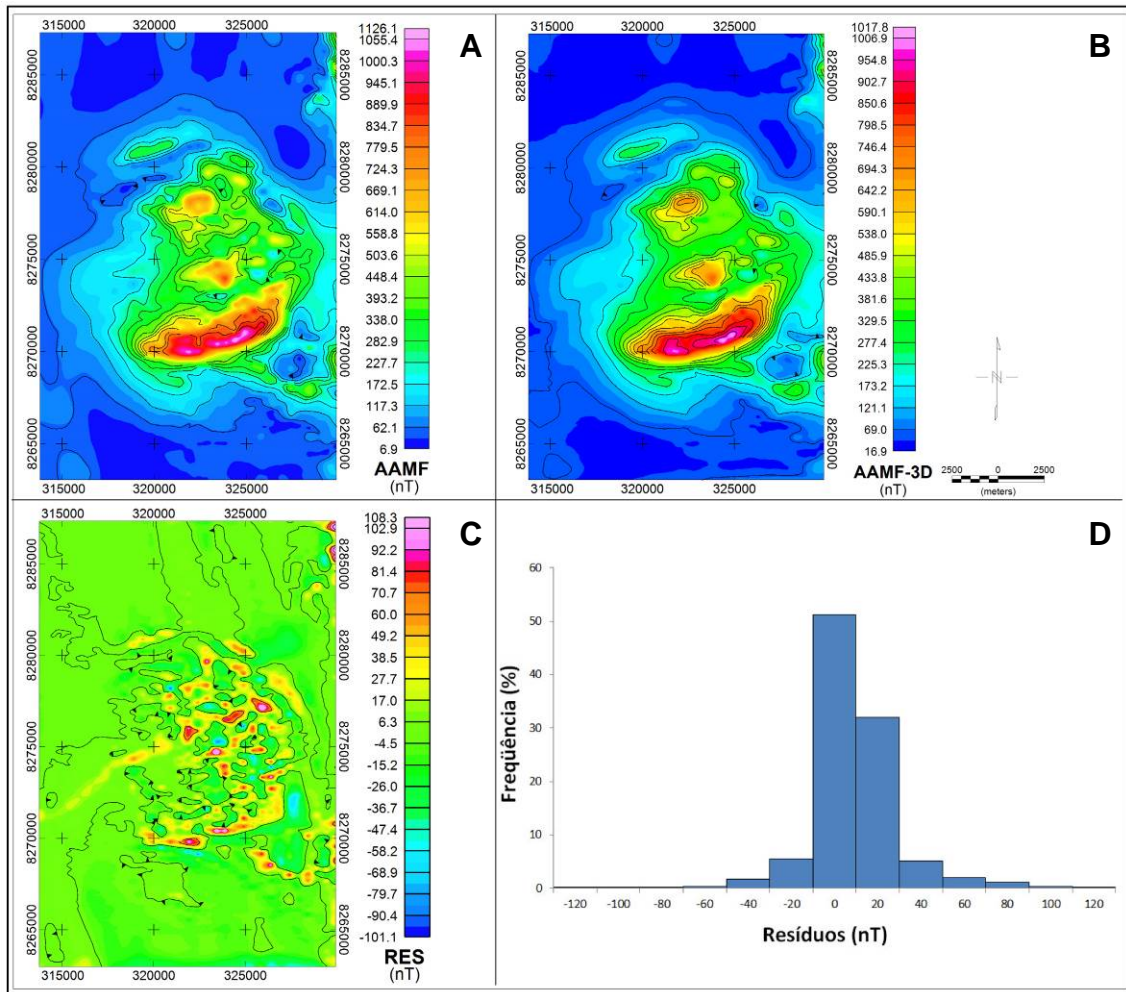


Figura 6.22 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região das anomalias de Bela Vista, (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).

Os resíduos obtidos pela inversão (Figura 6.22-C) apresentaram amplitudes máximas de 108,3 nT e mínimas de -101,1 nT, o que representa aproximadamente 10% e 8,9%, respectivamente, da amplitude máxima observada para a região (Figura 6.20). A distribuição em histograma dos resíduos indica que mais de 80% dos dados apresentam uma diferença de 0 a 20 nT entre os mapas de amplitude observada e gerada pelo modelo invertido (Figuras 6.22-A e B), representando menos de 2% da amplitude máxima (Figura 6.20). Esta distribuição permite concluir que o modelo tridimensional

gerado é uma solução matemática aceitável para o problema inverso.

6.4 – Interpretação Geral dos Resultados Obtidos para o Grupo 2

O Grupo 2 designado neste trabalho é composto pelas anomalias magnéticas de Rio Jauru (RJA), Figueira Branca (FGB) e Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9). Entretanto, devido às pequenas dimensões dos corpos e ausência de um contraste de susceptibilidade aparente significativo, só foi possível modelar três das nove fontes magnéticas associadas às anomalias de BV-1 a 9 (sendo BV-3, 4 e 8 – Figura 6.21).

Ao comparar as anomalias magnéticas de RJA (Figura 6.2) e FGB (Figura 6.10), nota-se que ambas apresentam um formato elipsoidal com direção NW-SE, concordante com a zona de cisalhamento Indiaivaí-Lucialva. Essa característica pode indicar um controle estrutural exercido pelo sistema de falhas no magma intrudido. Esse padrão elipsoidal, entretanto, não é observado para as anomalias de BV-1 a 9 (Figura 6.17), podendo ser interpretado como um indício de que essa zona de falhas teve pouca influência na intrusão desses corpos.

Ao sobrepor os limites laterais estimados pela técnica do EHD aos mapas radiométricos, observou-se uma assinatura radiométrica caracterizada por baixo dos três elementos associada tanto a anomalia de RJA (Figura 6.9) quanto de FGB (Figura 6.16). Assim, pode-se concluir que ambas as anomalias provavelmente estão associadas a rochas máficas ou ultramáficas com características ferromagnéticas.

É interessante notar também que, apesar das anomalias de RJA e FGB apresentarem polarização magnética reversa e da semelhança entre os limites laterais

estimados para essas fontes (formato elipsoidal com inclinação NW-SE), essas anomalias apresentam uma grande diferença de intensidade magnética. A anomalia de RJA possui uma amplitude máxima de 4109,1 nT (Figura 6.6) enquanto que para FGB é de 1660,9 nT (Figura 6.13). Considerando as características dessas anomalias, foram propostas duas hipóteses para justificar essa diferença de intensidade. A primeira seria de que as fontes magnéticas dessas anomalias teriam uma composição mantélica diferente, sendo a fonte geradora da anomalia de RJA mais ferromagnética do que a responsável pela anomalia de FGB. A segunda hipótese, por sua vez, considera que a fonte magnética da anomalia de FGB teria sido muito mais influenciada pela atuação de fluídos hidrotermais do que a fonte associada à RJA, diferenciando assim a assinatura magnética desses corpos. De fato, Nunes et al. (2000) atestam que a alteração hidrotermal está registrada em todos os litotipos componentes do corpo principal da Suíte Intrusiva Figueira Branca (Figura 6.12) através das transformações de olivina em serpentina, de piroxênios para actinolita/tremolita e uralita, do plagioclásio para epidoto, e pela geração de carbonatos, clorita e sericita.

Entretanto, novamente é importante ressaltar que uma resposta conclusiva só pode ser obtida a partir de visitas em campo para verificar a ocorrência dos pontos de afloramentos indicados pela gamaespectrometria e coleta de amostras das fontes magnéticas visando análises posteriores referentes à composição e possível origem do magma gerador.

7 – ESTUDO DAS ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO GRUPO 3

O Grupo 3 é composto pelas anomalias magnéticas de Sertãozinho (STZ), Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2) e Nova (NOV – áreas 9 a 11 do lineamento magnético na Figura 4.4). Essas anomalias estão localizadas internamente aos limites geográficos do batólito Santa Helena (Figura 7.1), distribuídas ao longo de um lineamento com 34 km de extensão e direção de aproximadamente N40E (Figura 7.2), quase perpendicular ao lineamento principal paralelo a zona de cisalhamento Indiavaí-Lucialva.

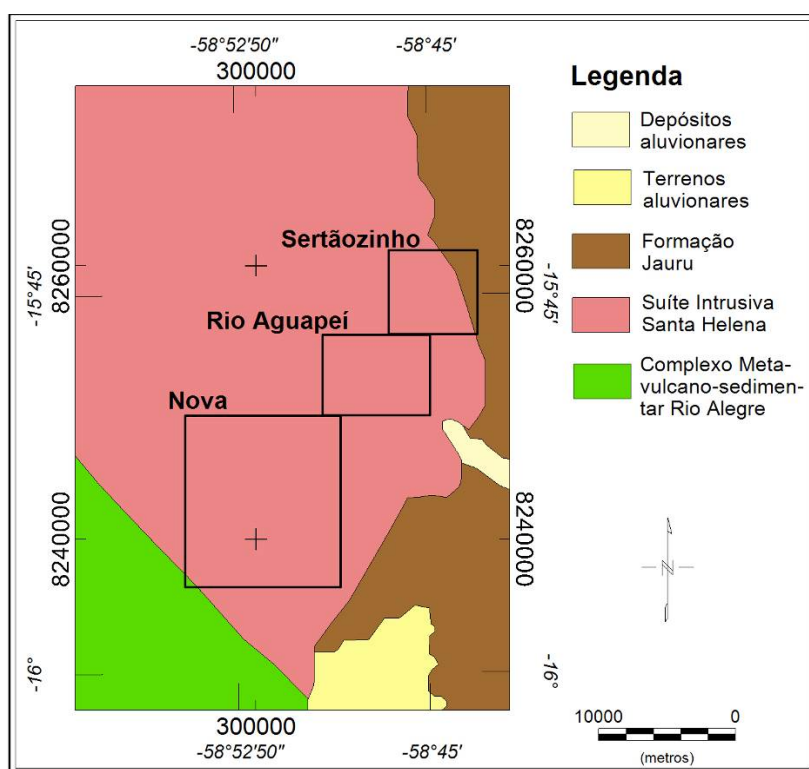


Figura 7.1 – Mapa geológico simplificado da porção sudoeste do Batólito de Santa Helena. Os polígonos pretos indicam a localização das áreas das anomalias estudadas.

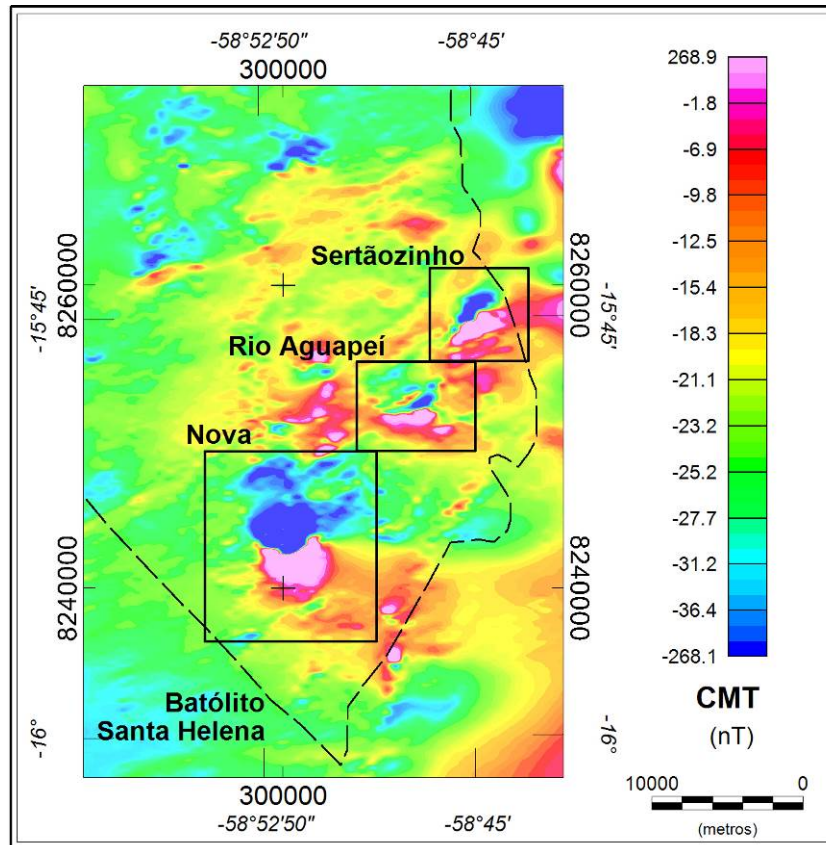


Figura 7.2 – Mapa do campo magnético total (CMT) da porção sudeste do Batólito de Santa Helena (indicado pela linha tracejada) com a localização das áreas das anomalias de Serãozinho, Rio Aguapeí e Nova.

A disposição dessas anomalias internas ao batólito Santa Helena (Figura 7.1) e com direção diferente às principais zonas de cisalhamentos da região (Indiavaí-Lucialva e Pitas) torna importante o estudo do comportamento desses corpos e, a partir do contraste de susceptibilidade, a estimativa de possíveis litologias associadas a essas intrusões para um melhor entendimento do contexto tectônico da região.

Através da análise dos dados gamaespectrométricos da região (Figura 7.3) é possível observar uma clara resposta caracterizada por altas contagens de potássio e médias a alta de tório e urânio associada ao batólito de Santa Helena (linha tracejada na Figura 7.3 – Ribeiro e Mantovani, 2012).

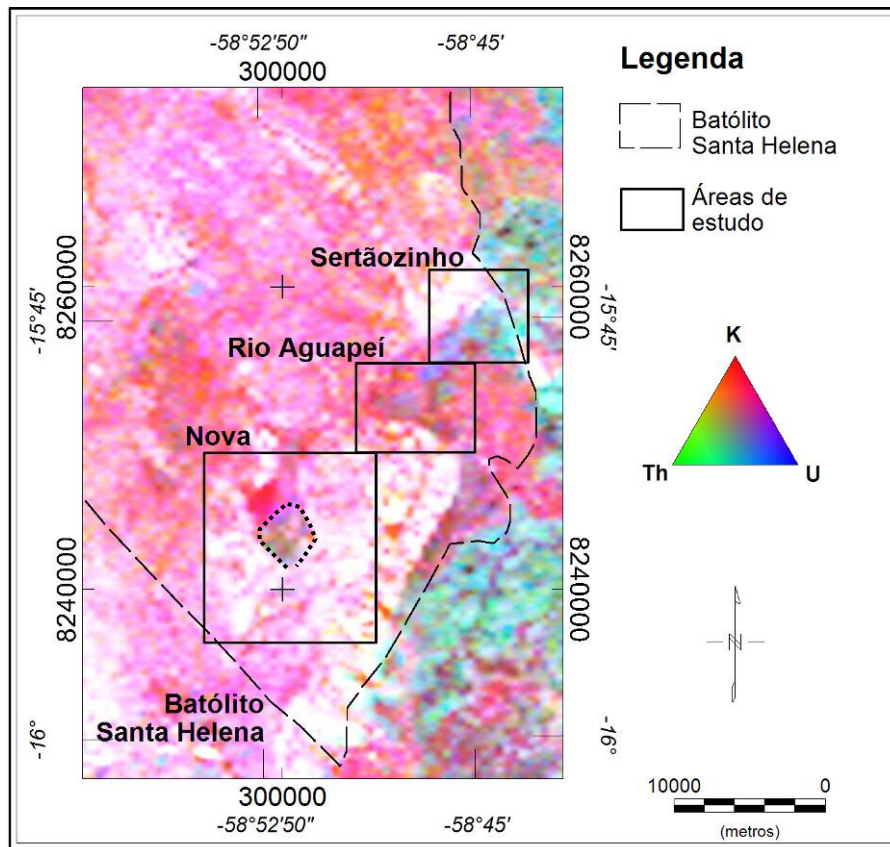


Figura 7.3 – Mapa com distribuição ternária dos radioelementos (K, Th e U) obtido para a porção sudeste do Batólito de Santa Helena (indicado pela linha tracejada). Os retângulos pretos indicam a localização das áreas das anomalias estudadas.

Esse mapa ternário indica uma região com contraste de altas a médias contagens de tório e urânio e médias a baixas de potássio, interna aos limites da anomalia de NOVA (polígono pontilhado na Figura 7.3). As anomalias de STZ e RAG-1 e 2 (Figura 7.3), entretanto, não apresentam nenhum indicio de contraste radiométrico significativo em relação ao espaçamento dos dados.

Visando uma melhor interpretação dessas anomalias, os mapas magnéticos e radiométricos (contagens individuais e distribuição ternária dos radioelementos) foram analisados individualmente. Abaixo são apresentados os resultados obtidos pela

interpretação dos dados geofísicos para cada área, sendo os principais resultados obtidos exibidos na Tabela 7.1.

Essa interpretação foi apresentada inicialmente no “13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society”, sob o título “Geophysical study of the Sertãozinho, Rio Aguapeí and Nova anomalies (SW of Mato Grosso, Brazil)” (Ribeiro et al., 2013c).

Tabela 7.1 – Tabela com os principais resultados obtidos para as anomalias magnéticas estudadas: polarização, profundidade estimada pela técnica do EHD (D_{EHD}) e pela inversão 3D (D_{3D}), susceptibilidade da rocha encaixante (χ_{ENC}) obtida pela literatura e pela inversão (χ_{3D}) em S.I. e o volume da fonte anômala em subsuperfície gerada pela inversão.

Área	Anomalia	D_{EHD} (m)	D_{3D} (m)	Encaixante	χ_{ENC} (S.I.)	χ_{3D} (S.I.)	Volume (km ³)
9	STZ	183 ± 54	200 ± 100	Batólito Santa Helena	0,050	0,033 a 0,067	1,23
10	RAG-1	168 ± 46	200 ± 100	Batólito Santa Helena	0,050	0,013 a 0,036	2,49
	RAG-2	168 ± 46	200 ± 100	Batólito Santa Helena	0,050	0,013 a 0,036	0,13
11	NOV	206 ± 56	200 ± 100	Batólito Santa Helena	0,050	0,043 a 0,086	9,21

7.1 – Área 9: Anomalia de Sertãozinho (STZ)

A anomalia de STZ dista aproximadamente 1,3 km do limite geológico sudeste do batólito de Santa Helena, sendo a mais externa das três anomalias intrusivas a esse corpo (Figura 7.2).

Essa anomalia apresenta uma polarização reversa com intensidade variando

entre -178 e 167 nT (Figura 7.4). O campo magnético residual para a região dessa anomalia foi obtido através da técnica da continuação para cima, calculada considerando uma altitude de 2500 m.

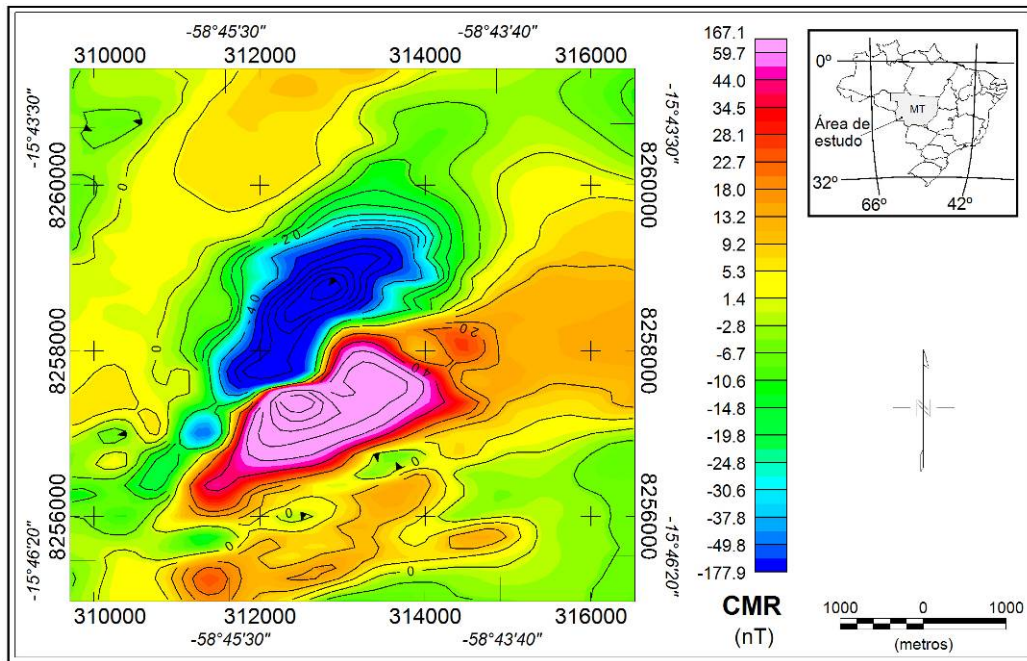


Figura 7.4 – Mapa do campo magnético residual (CMR) obtido para a anomalia de Sertãozinho. As curvas de nível estão espaçadas em 10 nT.

O mapa do EHD para essa região indicou um comportamento estreito para a fonte magnética, com direção aproximadamente N45E (Figura 7.5). A extrapolação dessa técnica (EHD-Depth) estimou a profundidade do topo dos limites laterais desse corpo entre 150 e 220 m (indicado pelos círculos verdes na Figura 7.5), sendo a parte central do corpo um pouco mais superficial (menos de 150 m).

O mapa de AAMF calculado para a anomalia de STZ (Figura 7.6) apresentou uma anomalia com amplitude máxima de 313 nT, com um alongamento para N40E, condizente com o comportamento esperado a partir do mapa de EHD (Figura 7.5).

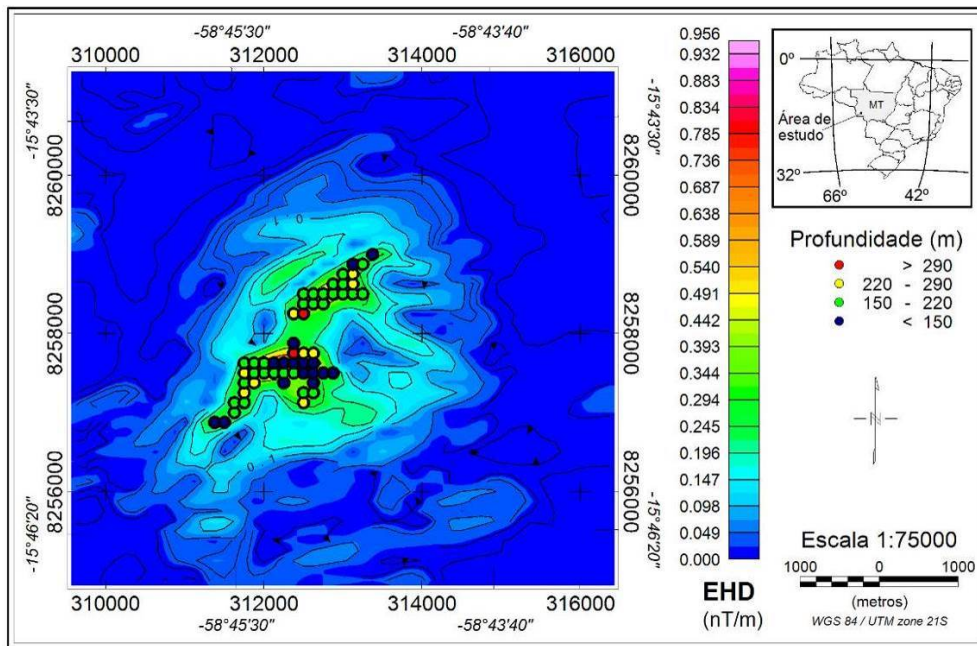


Figura 7.5 – Mapa do EHD calculado para a região da anomalia de Sertãozinho. Os círculos indicam os pontos utilizados na estimativa da profundidade a partir do EHD-Depth. As curvas de nível estão espaçadas em 0,05 nT/m.

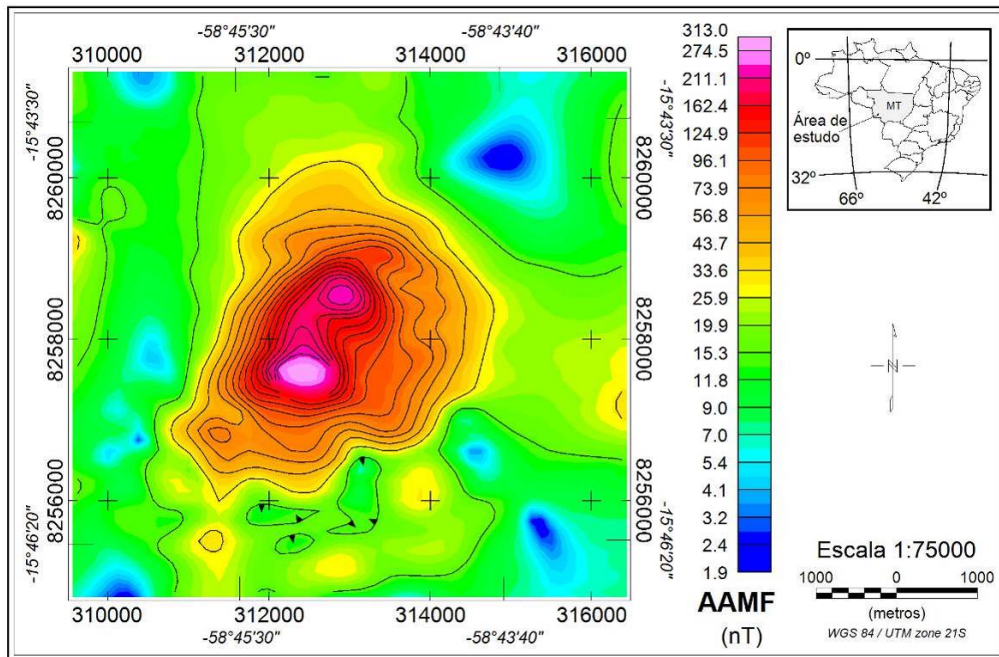


Figure 7.6 – Mapa de AAMF calculado para a região da anomalia de Sertãozinho. As

linhas de contorno estão espaçadas em 10 nT.

A inversão dos dados de AAMF da anomalia de STZ obteve um modelo 3D com contraste de susceptibilidade de 0,033 a 0,067 S.I. com a rocha encaixante (Tabela 7.7).

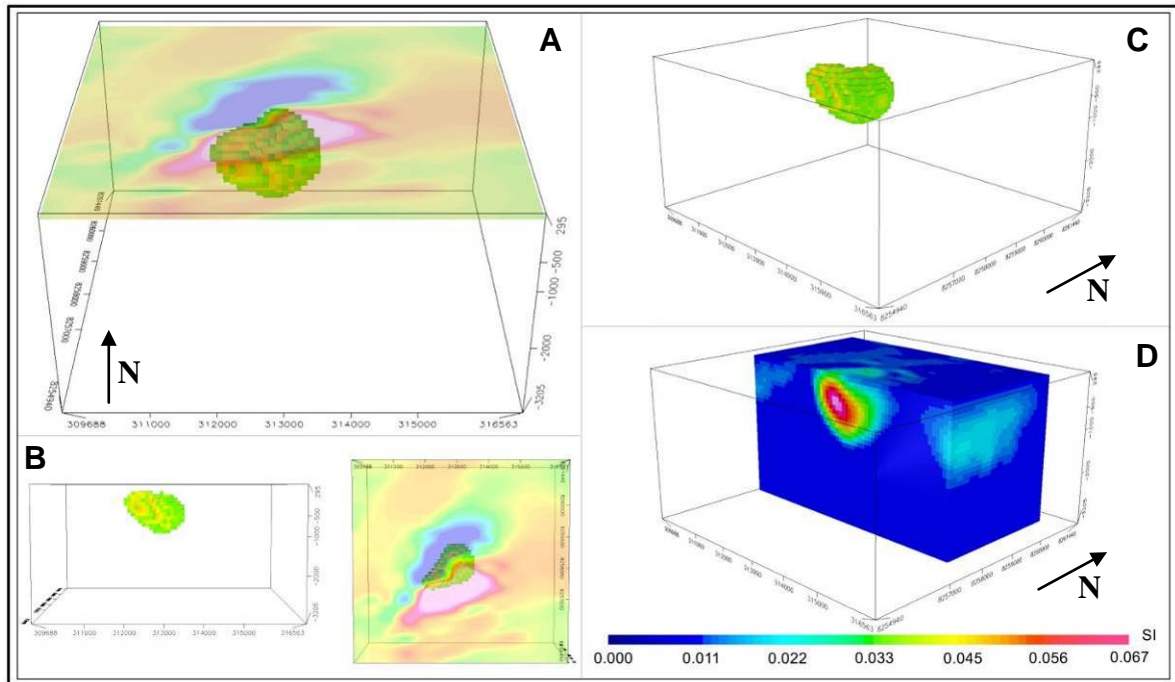


Figura 7.7 – Inversão dos dados magnéticos da anomalia de Sertãozinho nas vistas: (A) topo com sobreposição do mapa do campo magnético total, (B) sul com corte de susceptibilidade entre 0,033 e 0,067 S.I. e visão de topo com sobreposição do campo magnético, (C) e (D) vista em perspectiva com o mesmo ângulo sendo que em (C) a malha foi cortada a oeste e sul e em (D) manteve-se o corte de contraste de susceptibilidades entre 0,04 a 0,17 S.I.

Segundo Telford et al. (1991), a susceptibilidade média de um granito pode variar de 0,000 a 0,050 S.I., de acordo com a sua composição mineralógica e evolução tectônica (ex. grau de metamorfismo). Considerando a composição do batólito de Santa Helena, e a presença de magnetita como mineral acessório, é esperada para este corpo

uma susceptibilidade um pouco mais elevada. Por esse motivo, a susceptibilidade do batólito de Santa Helena foi considerada de 0,050 S.I. (Tabela 7.1).

O contraste de susceptibilidade aparente entre a rocha encaixante (batólito Santa Helena – 0,050 S.I.) e o corpo anômalo (0,033 a 0,067 S.I.) permite concluir que a fonte magnética de STZ está associada a uma intrusão ígnea. Entre as litologias com susceptibilidade media próxima a recuperada pelo modelo 3D podem ser citados pórfiros (0,0003 a 0,200 S.I.), gabros (0,001 a 0,090 S.I.) e dioritos (0,0006 a 0,120 S.I.), entre outros.

A Figura 7.8 apresenta os mapas de AAMF obtido pelos dados amostrados e pelo modelo sintético, assim como a distribuição dos resíduos obtidos pela inversão.

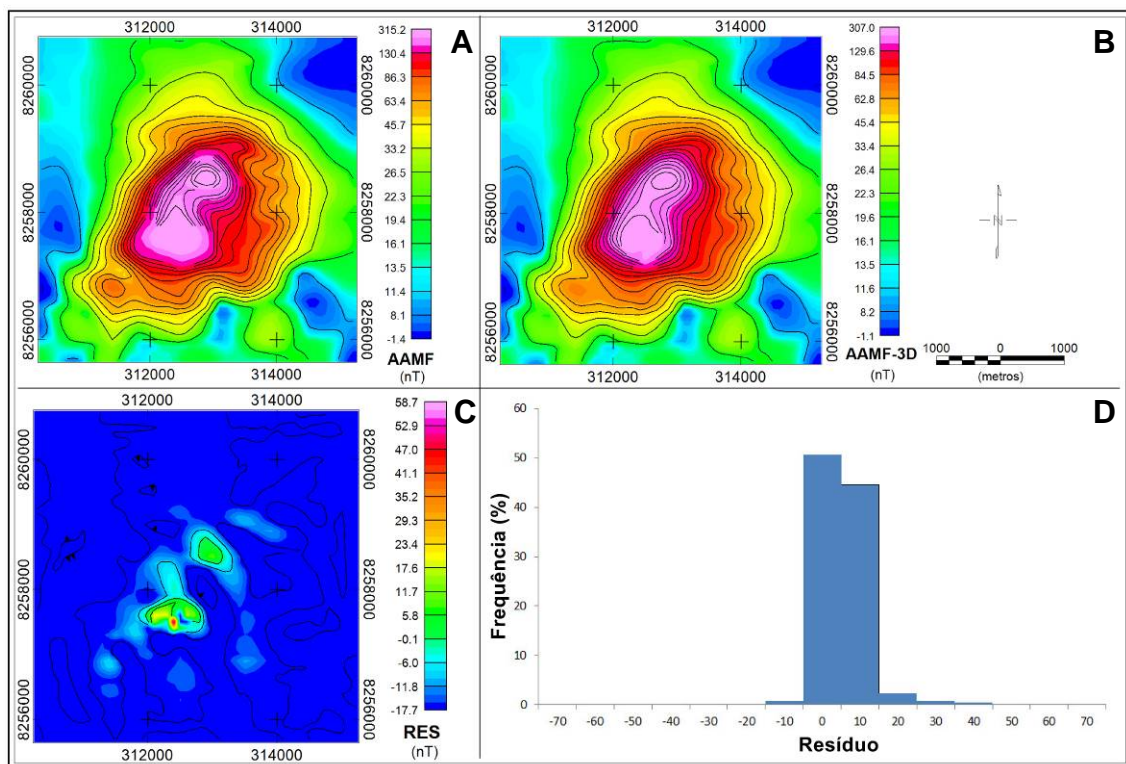


Figura 7.8 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia de Sertãozinho, (B) do corpo 3D recuperado pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).

Ao comparar o mapa de AAMF obtido a partir dos dados amostrados (Figura 7.8-A) com o gerado para o modelo sintético invertido (Figura 7.8-B) nota-se que ambos apresentam um comportamento muito próximo, sendo a diferença de amplitude máxima e mínima entre eles de 8,2 e 0,4 nT, respectivamente. De fato, ao analisar a distribuição dos resíduos (Figura 7.8-C e D) nota-se que, exceto por uma pequena região do mapa, este apresenta valores de 0 a 10% de diferença.

7.2 – Área 10: Anomalia de Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2)

A anomalia de RAG (área 10 – Figura 4.4), ao contrário da anomalia de STZ, está localizada totalmente interna ao batólito de Santa Helena, à aproximadamente 8 km de distância do limite geológico leste deste corpo (Figura 7.1).

A componente do campo magnético residual foi isolada através da técnica de continuação para cima, calculada para uma altura de 2500 m (Figura 7.9). Este mapa apresenta uma anomalia com polarização reversa e extensão lateral de 3 km ao longo do seu eixo maior, denominada de Rio Aguapeí 1 (RAG-1). Ao norte dessa anomalia, nota-se a presença de um dipolo menor, também com polarização reversa e extensão de aproximadamente 2 km, denominado de Rio Aguapeí 2 (RAG-2).

O mapa obtido pela aplicação da técnica EHD para essa região (Figura 7.10) apresentou um formato bem mais estreito para a porção oeste de RAG-1, com uma extensão máxima de 3,8 km ao longo do maior eixo. A fonte anômala de RAG-2, por sua vez, apresentou um comportamento mais alongado para o corpo em sub-superfície,

com uma direção de aproximadamente E-W e extensão de 2 km ao longo do maior eixo.

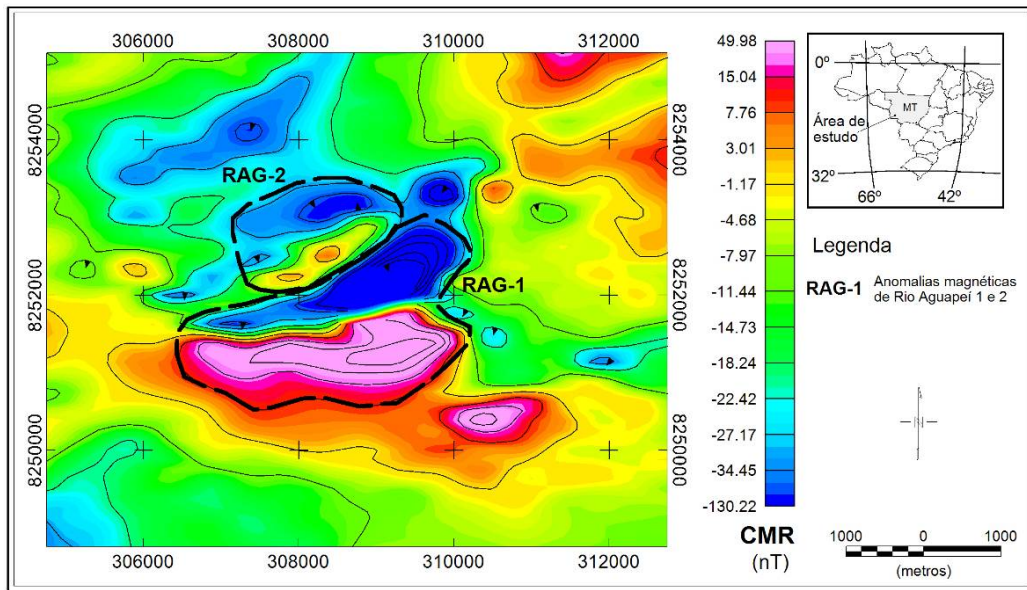


Figura 7.9 – Mapa do campo magnético residual (CMR) das anomalias de Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2, respectivamente). As curvas de nível estão espaçadas em 10 nT.

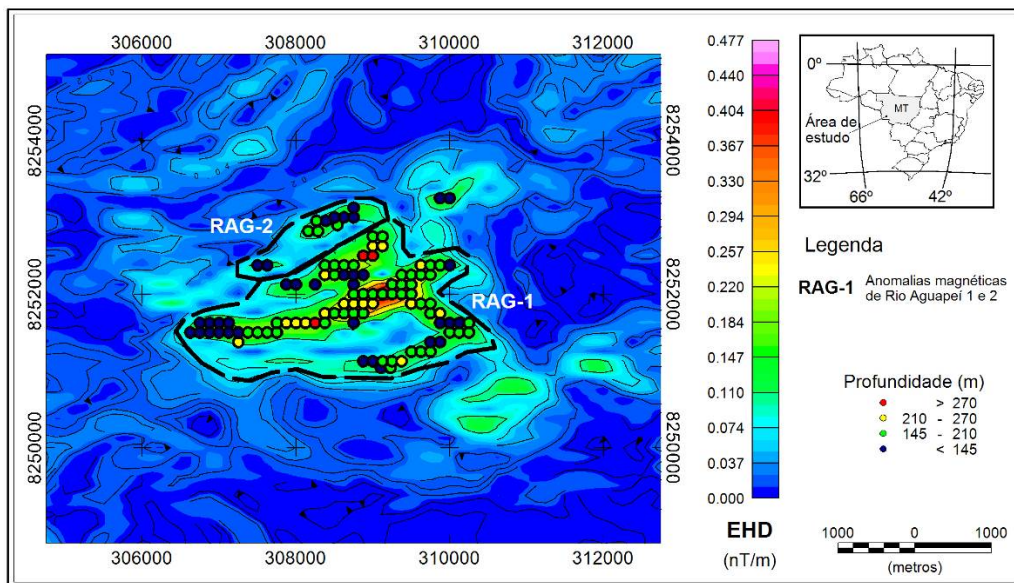


Figura 7.10 – Mapa do EHD calculado para as anomalias de Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2, respectivamente) com a distribuição dos picos da função do EHD utilizados na estimativa da profundidade (círculos). Os polígonos tracejados indicam os contornos estimados para as fontes magnéticas em subsuperfície. As curvas de nível estão

espaçadas em 0,01 nT/m.

Ribeiro et al. (2013c) ressaltam que, assim como a anomalia de STZ, as anomalias de RAG-1 e 2 não apresentam um contraste de contagens dos elementos radiométricos em relação à rocha encaixante visível pelo aerolevanteamento. Essa ausência de uma assinatura radiométrica pode ser interpretada como um indicativo de que a fonte anômala não apresenta pontos de afloramento com extensão significativa em relação ao espaçamento das linhas de aquisição (500 m) ou que não há contraste de emissão gama entre o corpo e a rocha encaixante. De fato, o cálculo do EHD-depth permitiu estimar a profundidade aproximada do topo dos limites laterais das intrusões de RAG-1 e 2 em 168 ± 46 m (Figura 7.10, Tabela 7.1).

A partir da distribuição dos picos da função de EHD (Figura 7.10), nota-se que a parte oeste da fonte magnética de RAG-1 e a parte norte de RAG-2 apresentam profundidades menores do que o restante desses corpos.

O mapa de AAMF calculado para a região da anomalia de RAG-1 e 2 (Figura 7.11) apresentou duas anomalias magnéticas alinhadas na direção E-W, sendo RAG-1 bem mais intensa do que RAG-2.

O modelo tridimensional obtido a partir da inversão dos dados AAMF (Figura 7.12) indicou a presença de dois corpos com contrastes de susceptibilidade entre 0,013 e 0,036 S.I. O modelo obtido para a fonte magnética de RAG-1 apresentou um formato mais triangular, sendo a porção oeste do corpo mais estreita do que a parte leste (Figura 7.12-B). O modelo obtido para RAG-2, como no AAMF (Figura 7.11), apresenta um alinhamento na direção E-W paralela ao modelo de RAG-1. Em ambos os casos, a distribuição de susceptibilidade em subsuperfície recuperada pela inversão apresentou uma boa correlação com as bordas das fontes estimadas pelo EHD (Figura 7.10).

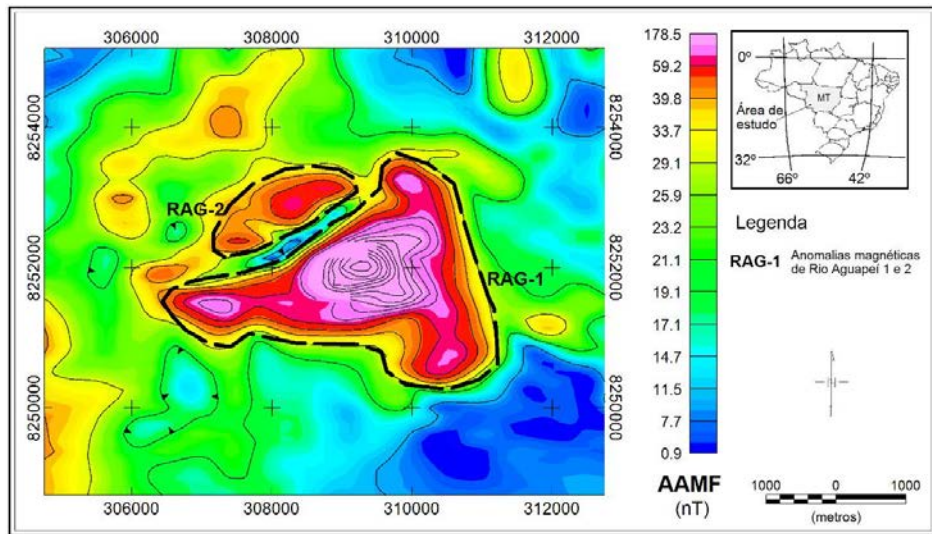


Figura 7.11 – Mapa de AAMF calculado para a região das anomalias de Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2, respectivamente), identificadas pelos polígonos tracejados na figura. As curvas de nível estão espaçadas em 10 nT.

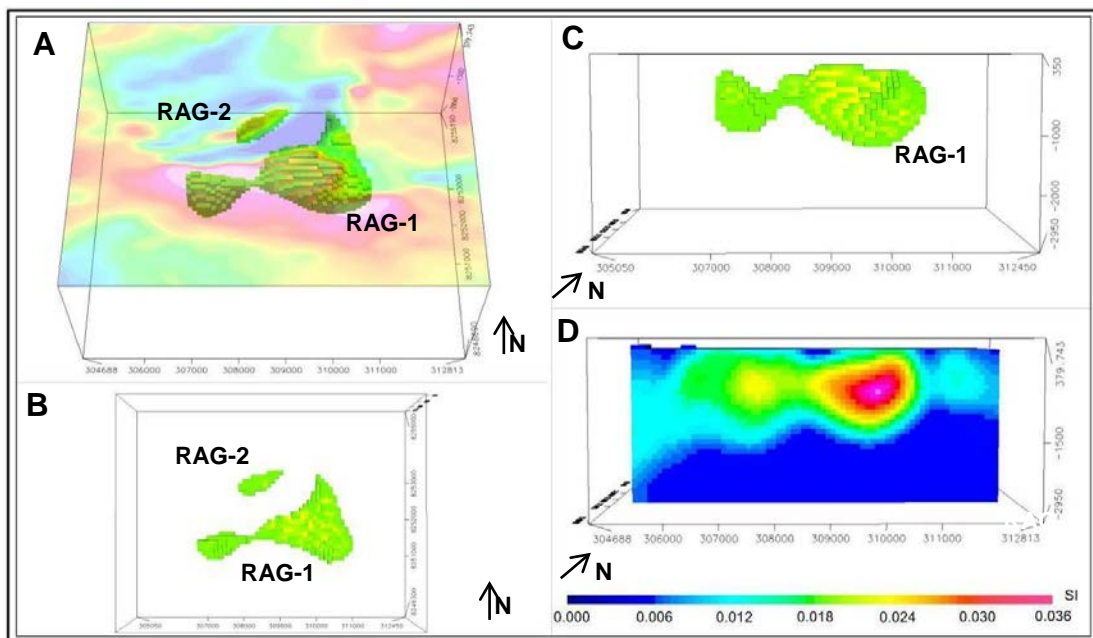


Figura 7.12 – Inversão dos dados magnéticos de Rio Aguapeí 1 e 2 nas vistas: (A) perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) topo e perspectiva com corte vertical (C) com contraste de susceptibilidade limitado entre 0,000 e 0,036 SI, e (D) corte vertical com contraste de susceptibilidade limitado entre 0,000 e 0,036 SI.

0,013 a 0,036 SI e (D) com a distribuição da susceptibilidade ao longo do *mesh*.

A comparação entre os mapas de AAMF obtido a partir dos dados amostrados e gerado pelos modelos 3D (Figuras 7.13-A e B, respectivamente) apresentou uma boa correlação.

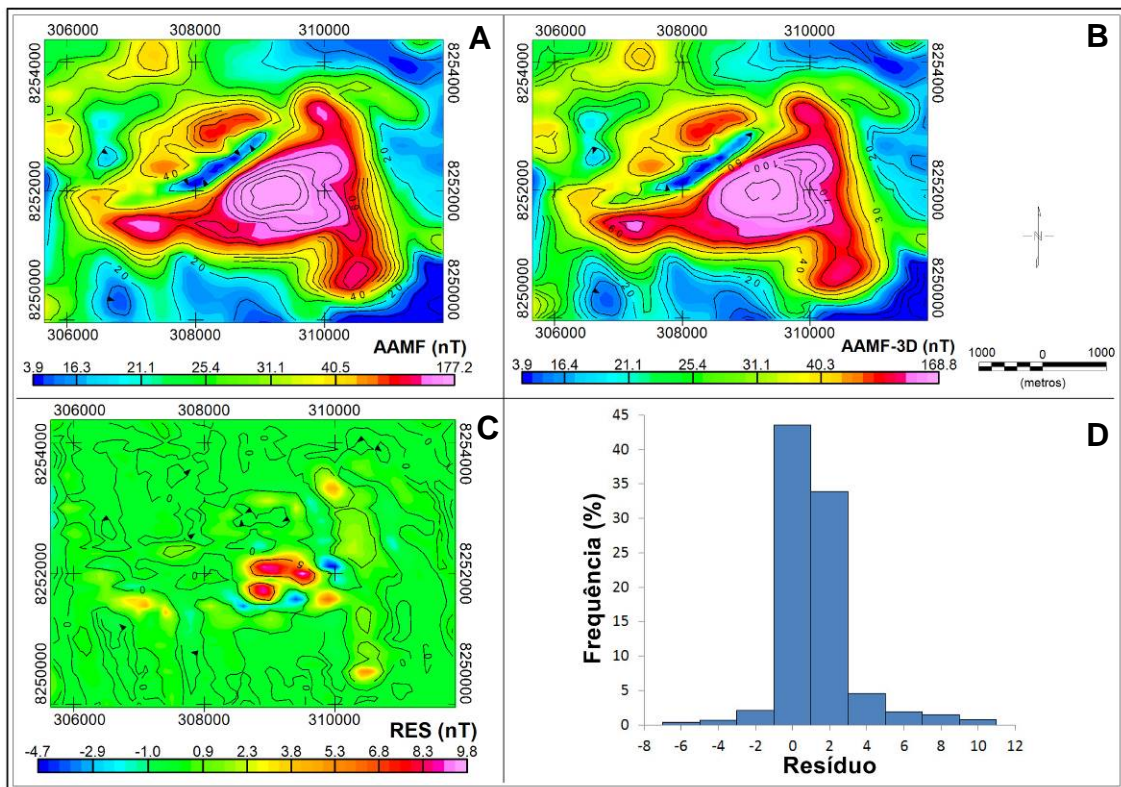


Figura 7.13 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região das anomalias de Rio Aguapeí, (B) dos corpos 3D recuperados pela inversão (AAMF-3D), enquanto que (C) e (D) apresentam o mapa e o histograma da distribuição de resíduo (RES).

O mapa de resíduos apontou uma amplitude máxima de 9,8 nT (Figura 7.13-C), com a distribuição a em histograma indicando que mais de 70% dos dados apresentam

erro entre 0 e 2 nT (Figura 5.3.13-D). O resíduo máximo obtido (9,8 nT) representa aproximadamente 5,53% do valor da intensidade máxima observada para o mapa de AAMF (177,2 nT – Figura 5.3.13-A), o que permite concluir que o modelo tridimensional gerado é uma boa aproximação do comportamento esperado em profundidade para a fonte magnética.

7.3 – Área 11: Anomalia de Nova (NOV)

Das quatro anomalias identificadas, Nova é a mais interna ao batólito (Figura 7.1). Situada a aproximadamente 9 km do limite leste desse corpo. Essa anomalia é caracterizada por uma polarização reversa com intensidade entre -252 e 260 nT e uma extensão lateral de 4,5 km (Figura 7.14). A contribuição do campo residual foi isolada através da continuação para cima calculada para uma altitude de 5000 m.

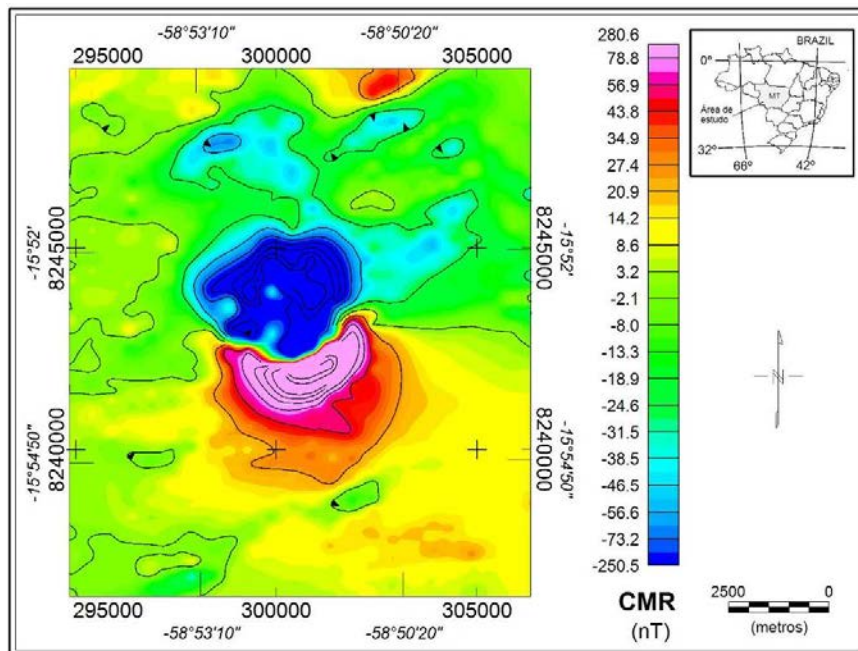


Figura 7.14 – Mapa do campo magnético residual (CMR) interpolado para a região da

anomalia de Nova. As curvas de nível estão espaçadas em 25 nT.

O mapa do EHD para a região dessa anomalia indicou uma forma elipsoidal para a fonte em subsuperfície (Figura 7.15). É interessante notar que esse mapa apresenta ainda uma região com uma pequena atenuação da intensidade próxima ao centro da anomalia. A estimativa da profundidade média do topo das bordas dessa intrusão foi de 206 ± 56 m (Tabela 7.1).

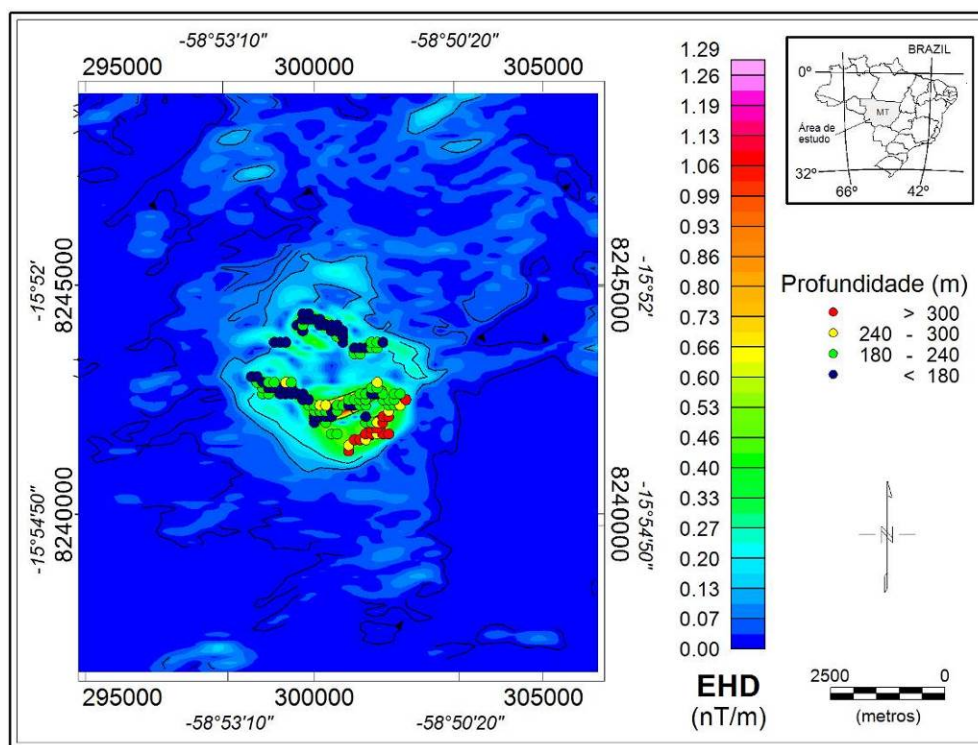


Figura 7.15 – Mapa do EHD calculado para a região da anomalia de Nova. Os círculos sobre a anomalia localizam a distribuição dos picos da função do EHD utilizados na estimativa da profundidade do topo das bordas laterais dessa fonte (indicada pelo polígono tracejado). As curvas de nível estão espaçadas em 0,01 nT/m.

A distribuição dos picos da função do EHD utilizados nessa estimativa (representados pelos círculos na Figura 7.15) aponta ainda que as porções noroeste

desse corpo estão a uma profundidade menor, enquanto que os maiores valores estariam associados à porção sudeste da fonte.

O mapa de AAMF obtido para a região da anomalia de NOV (Figura 7.16) apresentou uma boa correspondência com o contorno da fonte magnética estimado pela técnica do EHD (Figura 7.15), sendo o valor máximo obtido para a amplitude do campo magnético de 598.02 nT.

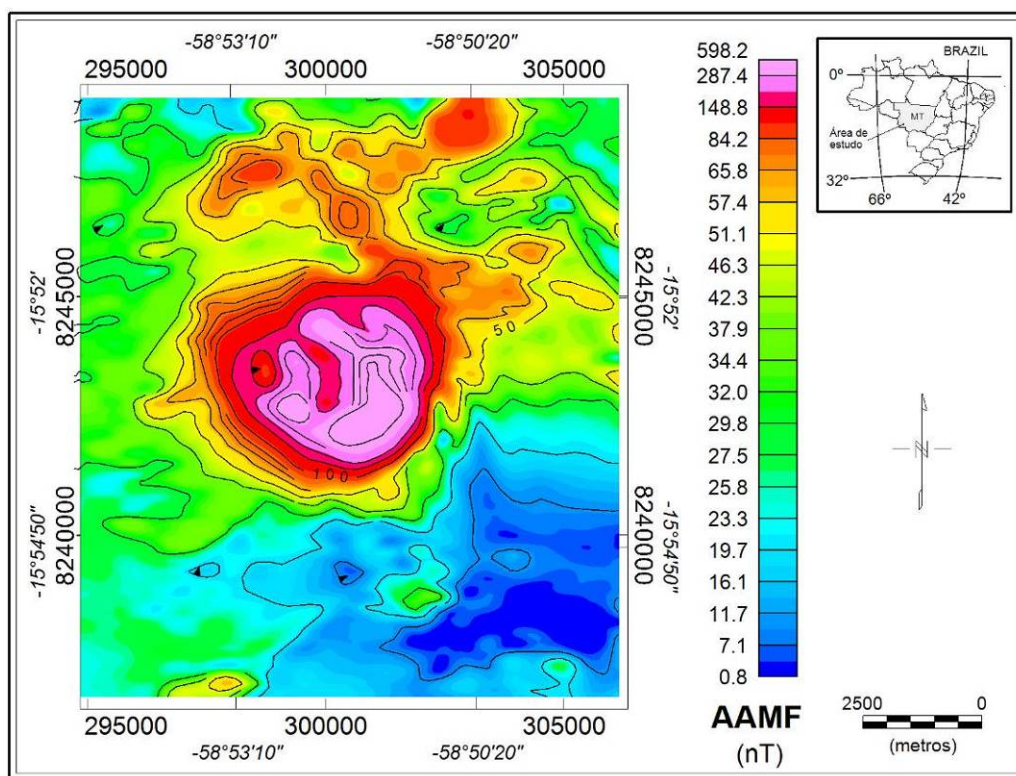


Figura 7.16 – Mapa de AAMF obtido para a região da anomalia de Nova. O polígono tracejado indica os limites laterais da fonte magnética em subsuperfície estimados a partir do EHD. As curvas de nível estão espaçadas em 10 nT.

O modelo tridimensional obtido pela inversão dos dados de AAMF para a anomalia de NOV apresentou um contraste de susceptibilidade aparente de 0,043 a 0,086 S.I. em relação a rocha encaixante (Figura 7.17). O mapa de AAMF (Figura 7.16)

evidenciou uma região ao centro da anomalia com amplitude um pouco menor do que as demais, a qual também é observada de forma mais suave no mapa do EHD (Figura 7.15). De fato, essa região aparece no modelo tridimensional gerado (Figura 7.17-E), com uma profundidade de aproximadamente 400 m.

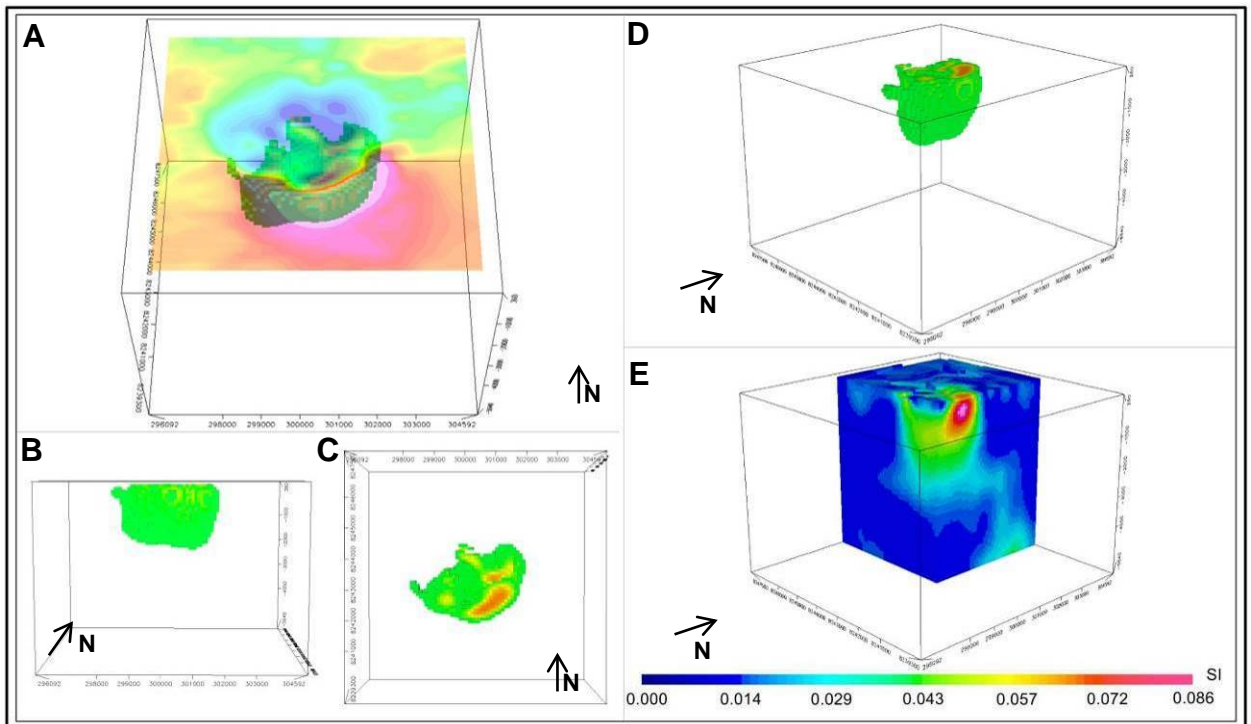


Figura 7.17 – Inversão dos dados de AAMF da anomalia magnética de Nova nas vistas: (A) perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) sul e (C) topo, (D) perspectiva com corte de susceptibilidade entre 0,043 e 0,086 SI e (E) corte vertical do *mesh* invertido.

Ao comparar o modelo 3D com os resultados obtidos pelas técnicas de processamento, observa-se que este apresentou uma boa correlação com os limites estimados pelo EHD (Figura 7.15). A profundidade do corpo estimada pela inversão foi de 200 ± 100 m, condizente com a obtida pela técnica do EHD-depth (206 ± 56 m –

Tabela 7.1). Entretanto, é importante ressaltar que os limites observados para o modelo 3D estão associados à distribuição/concentração de minerais ferromagnéticos em profundidade, e não necessariamente representam os limites geológicos dessa intrusão.

Ao comparar os mapas de amplitude do campo anômalo obtidos pelos dados amostrados e pelo modelo invertido (Figura 7.18-A e B, respectivamente) observa-se uma boa correlação, sendo a diferença de amplitude máxima de apenas 55,3 nT (menos que 10% da amplitude original).

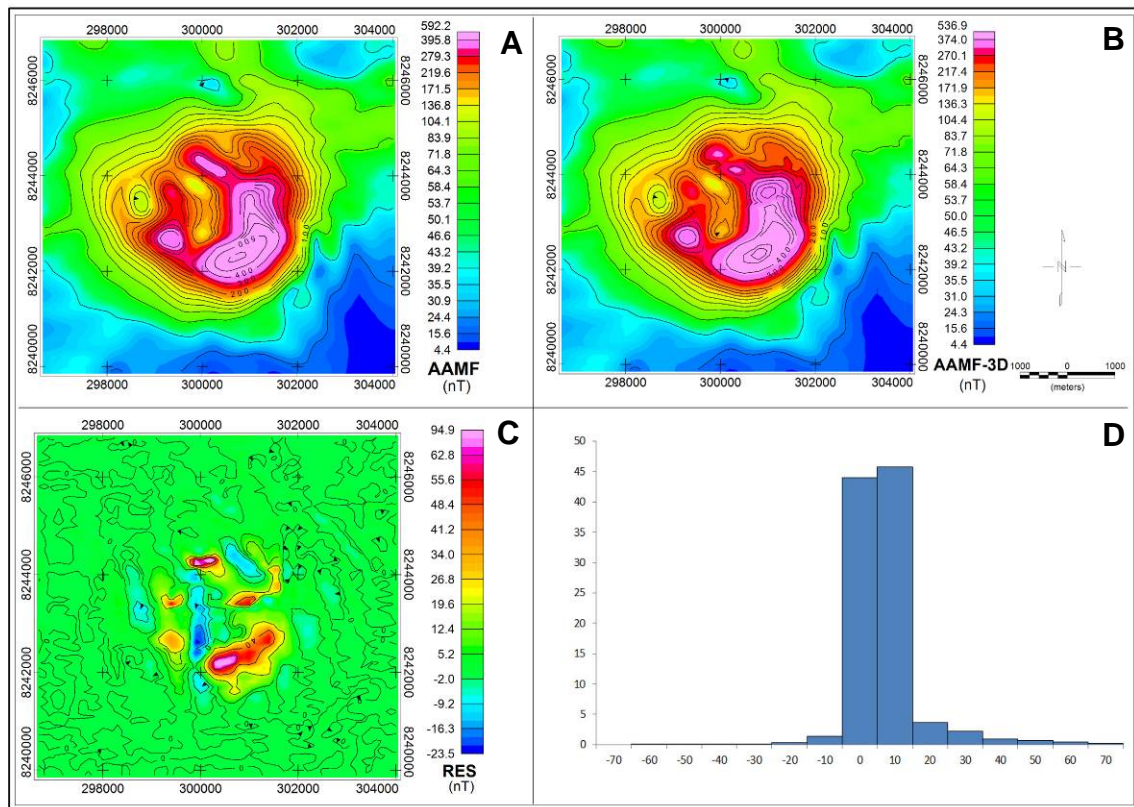


Figura 7.18 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia magnética de Nova, e (B) do corpo 3D recuperado pela inversão (AAMF-3D), enquanto que (C) e (D) apresentam o mapa e o histograma da distribuição de resíduo.

A distribuição em histograma dos resíduos (Figura 7.18-D), por sua vez, exibiu

uma concentração de mais de 80% dos dados entre 0 e 10 nT, confirmando o modelo sintético gerado como uma solução matemática satisfatória.

Assim como o observado para as anomalias e RJA (Figura 6.8) e Figueira Branca (Figura 6.15), a anomalia de NOV apresenta uma assinatura radiométrica contrastante com a observada para a rocha encaixante, evidenciada principalmente pelos mapas de contagens individuais de potássio e pela distribuição ternária dos radioelementos (Figura 7.19-A e D, respectivamente).

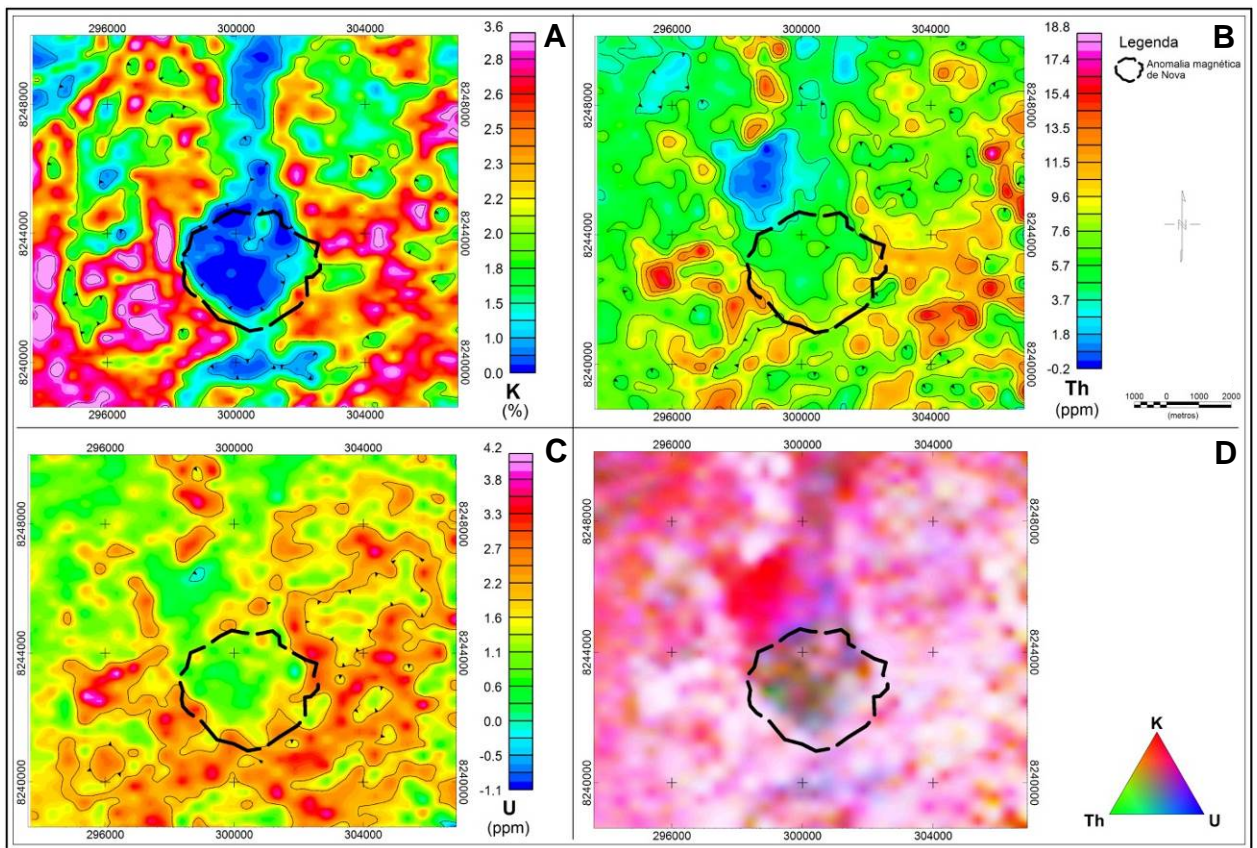


Figura 7.19 – Mapa com a distribuição das contagem de (A) potássio (em %), (B) tório e (C) urânio (em ppm) e (D) mapa com a distribuição ternária dos radioelementos para a região da anomalia de Nova. O polígono tracejado indica a delimitação das bordas da fonte magnética em subsuperfície obtida a partir da técnica do EHD.

Nos mapas da Figura 7.19-D nota-se a presença de uma região com altas contagens de tório e urânio e médias contagens de potássio interna ao limite da fonte magnética da anomalia de Nova. O batólito de Santa Helena, por sua vez, é caracterizado por uma resposta gamaespectrométrica com altas contagens de potássio, e médias a baixas contagens de urânio e tório (Ribeiro e Mantovani, 2012), gerando assim um contraste significativo em relação à resposta observada para a anomalia.

Segundo Dickson e Scott (1997), rochas máficas e ultramáficas apresentam resposta radiométrica com contagens de potássio mais baixas do que uma rocha granítica, o que condiz com o contraste observado para a anomalia de Nova.

Considerando a presença de uma assinatura radiométrica característica interna aos limites do corpo, esta pode ser interpretada como sendo indicativa de uma possível área de afloramento da intrusão. Ao analisar a foto via satélite obtida através do *software* GoogleEarth para a região da anomalia de NOV (Figura 7.20), observou-se que esta não apresenta uma vegetação densa, lamina d'água ou qualquer outra característica visível que pudesse justificar a alteração da resposta gama espectrométrica. Ainda através das imagens via satélite, foi possível identificar dois possíveis pontos de afloramentos internos aos limites identificados pelo EHD (polígono tracejado na Figura 7.20) e um próximo ao limite noroeste da intrusão (Figura 7.21), mas é essencial a visita em campo para verificar essas ocorrências. Ao confrontar esses polígonos com os pontos de afloramento identificados pela CPRM e catalogados no GEOBANK² observou-se que a região 2 (Figura 7.21-2) coincide com o afloramento n° WF0379 (toponímia: Fazenda Paratudo) com ocorrências de biotita e gnaïsse.

Entretanto, a técnica do EHD-depth indicou uma profundidade média de 206 ± 56 m para a rocha fonte dessa anomalia (Tabela 7.1). Como dito anteriormente, essa profundidade estimada a partir dos dados magnéticos está associada à porção do corpo

onde é observado maior contraste de susceptibilidade magnética em relação à encaixante, e não necessariamente representa os limites geológicos da intrusão. Uma interpretação possível é que essa estimativa esteja relacionada à profundidade da rocha sã em profundidade, enquanto que a resposta radiométrica indicaria pontos de afloramento da rocha já alterada (manto de alteração).

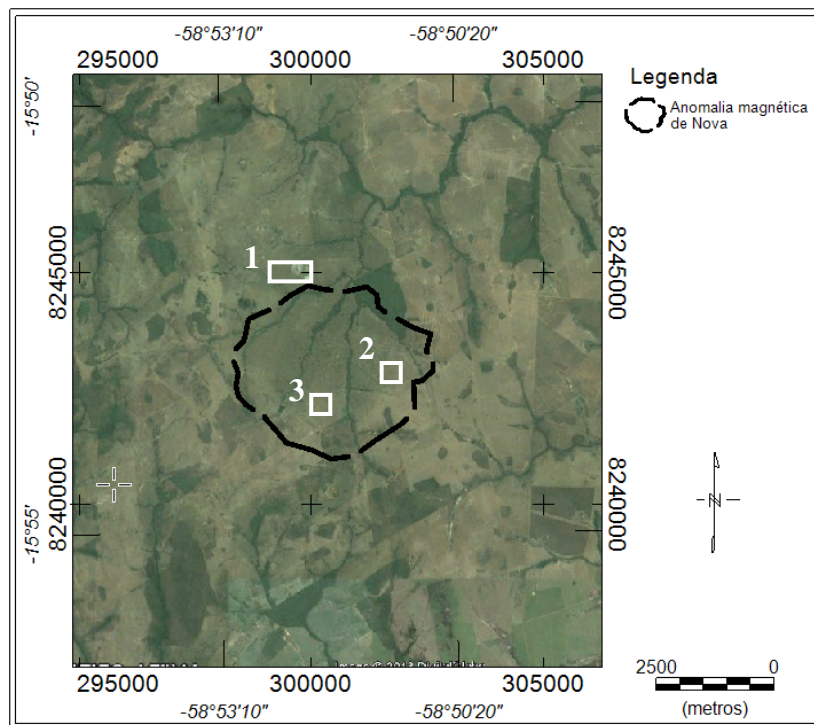


Figura 7.20 – Imagem via satélite obtido a partir do GoogleEarth para a região da anomalia de Nova (identificada pelo polígono preto traçado a partir do EHD). Os quadriláteros brancos localizam os possíveis pontos de afloramentos identificados.

A assinatura radiométrica observada para a anomalia de Nova e o contraste de susceptibilidade aparente recuperado pela inversão tridimensional são muito próximos dos resultados obtidos pela interpretação do complexo alcalino-carbonatítico de Tapira (Ribeiro, 2011). Estes resultados, associado à presença de diversos kimberlitos ao norte

do lineamento, poderiam indicar uma possível correlação dessa intrusão com um complexo alcalino, assim como o sugerido para as intrusões de SJ-1 a 5 (Figura 5.14).

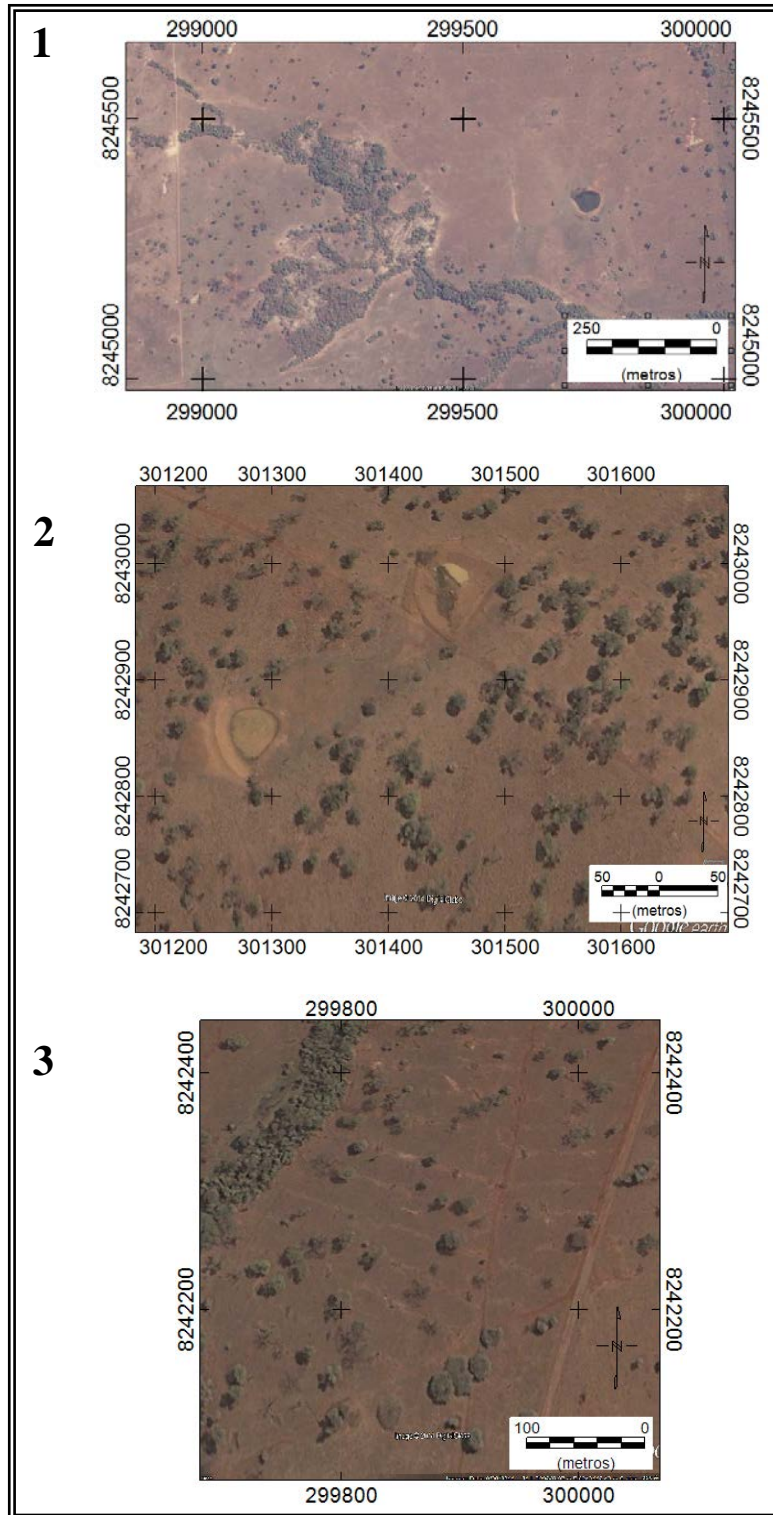


Figura 7.21 – Mapas dos possíveis pontos de afloramento da fonte anômala de Nova,

obtidos a partir de imagens de satélite pelo *software* Google Earth.

Outra hipótese possível é que a fonte magnética de Nova esteja associada a uma intrusão máfica ou ultramáfica com alto valor de susceptibilidade, sendo a intrusão do magma condicionada pelas zonas de fraqueza do batólito.

Em qualquer uma das hipóteses sugeridas, é fundamental a visita ao local da anomalia para verificação desse possível ponto de afloramento e, a partir de estudos geoquímicos, estabelecer com mais precisão qual a litologia da fonte magnética em subsuperfície.

7.4 – Interpretação Geral dos Resultados Obtidos para o Grupo 3

As anomalias do Grupo 3 são caracterizadas não apenas por apresentarem polarização reversa, mas principalmente por estarem localizadas sobre o batólito de Santa Helena ao longo de um lineamento quase perpendicular a zona de cisalhamento Indiavaí-Lucialva (Figura 4.4 e 7.2).

O batólito de Santa Helena é considerado por Geraldés et al. (2001) e Ruiz (2005) como um arco magmático do tipo andino, representado pelas suítes intrusivas (Figura 7.22): Santa Helena (SISH), Água Clara (SIAC), Pindaituba (SIP) e Rio Branco (SIRB).

A história tectônica do batólito de Santa Helena é marcada pela ação de diversas forças compressivas que fraturaram esse corpo (Ruiz, 2005; Ribeiro e Mantovani, 2012). A presença dessas falhas teriam então gerado uma zona de fraqueza que

propiciaria a intrusão do magma associado as anomalias magnéticas de STZ, RAG-1 e 2 e NOV (Figura 7.2).

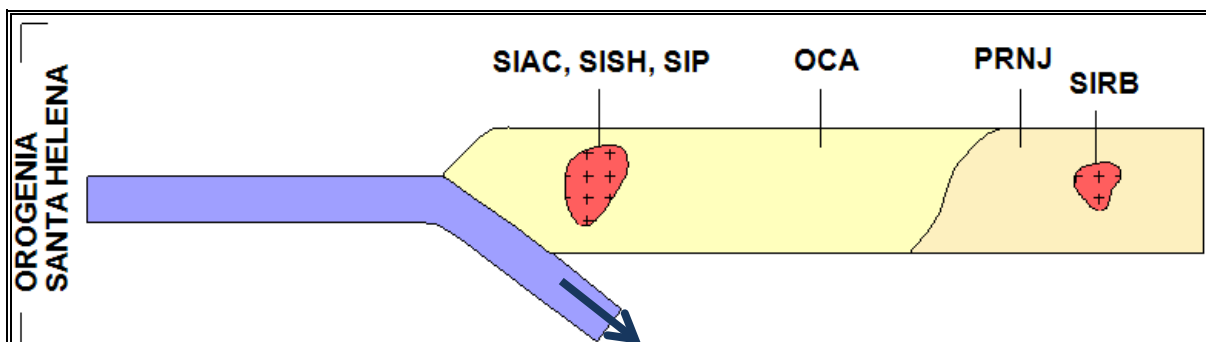


Figura 7.22 – Esquema hipotético simplificado do modelo tectônico evolutivo da orogenia Santa Helena, onde PRNJ representa a Província Rio Negro-Juruena e OCA a orogenia Cachoeirinha. Bettencourt et al. (2010).

Uma segunda hipótese que pode explicar a presença dessas intrusões internas ao batólito consiste em que as fontes magnéticas de STZ, RAG-1 e 2 e NOV teriam ascendido antes da formação do batólito (Figura 7.23-A). Quando o magma do batólito Santa Helena intruiu, este teria então incorporado esses corpos menores e transportado eles para a sua atual localização (Figura 7.23-C). Entretanto, o Batólito Santa Helena tem composição predominantemente granítica, o que indica que o magma gerador desse corpo foi alojado em profundidade (Figura 7.23-B) e, posteriormente, rearranjos tectônicos o trouxe para superfície. Se, durante o tempo de resfriamento do magma associado a esse batólito, esse já tivesse englobado as fontes anômalas de STZ, RAG e NOV, esses corpos teriam sido desmagnetizados pelo calor desse corpo (o qual teria aquecido essas intrusões menores até a temperatura de Curie).

Louro et al. (2013b), baseado no estudo das componentes vetoriais do campo

magnético através do algoritmo proposto por Cordani e Wladimir (2009) e na comparação dessas com informações conhecidas sobre paleopolos magnéticos, estimaram a idade das intrusões de STZ, RAG-1 e 2 e NOV em cerca de 130 Ma. Esse resultado indica, portanto, que essas intrusões seriam mais recentes do que o batólito de Santa Helena (datado pela técnica de U/Pb em zircão por Geraldes et al. (2001) entre 1,42 e 1,45 Ga).

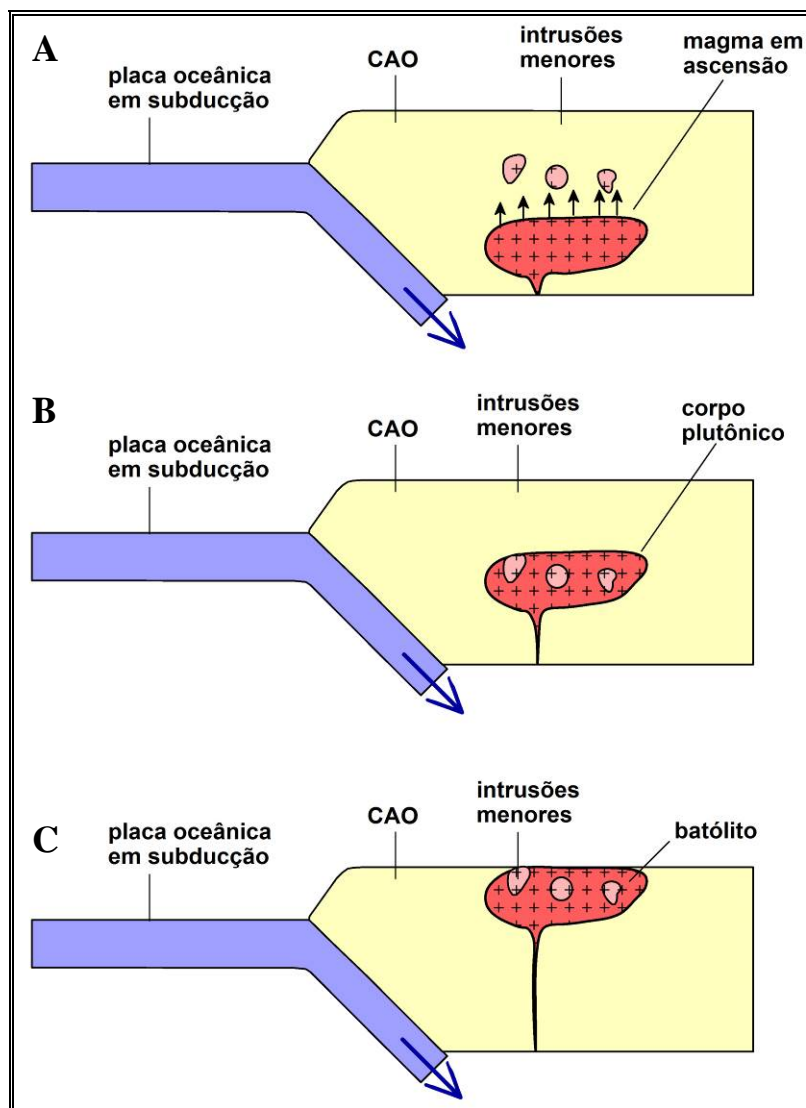


Figura 7.23 – Esquema hipotético e simplificado da intrusão do magma do batólito de Santa Helena.

A comparação entre essas datações nos permite concluir que as fontes magnéticas de STZ, RAG-1 e 2 e NOV estão provavelmente associadas a um evento magmático posterior à intrusão do batólito, sendo essas intrusões facilitadas pela zona de fraqueza gerada pelas fraturas desse corpo, como apresentado pelo modelo tectônico da primeira hipótese acima (Figura 7.22).

Considerando o contraste de susceptibilidade aparente recuperado pelos modelos tridimensionais (máximo e mínimo de 0,026 a 0,086 S.I. – Tabela 7.1) em relação ao batólito de Santa Helena (0,050 S.I. – Telford et al., 1990) e o contexto tectônico da região, o qual estabelece o orógeno acrescionário de Santa Helena como um arco magmático do tipo andino (Ruiz, 2005), pode-se indicar como possíveis litologias para as fontes magnéticas das anomalias estudadas rochas do tipo dioríticas (susceptibilidade entre 0,001 a 0,120 S.I.) e/ou porfíricas (0,003 a 0,200 S.I.). Entretanto, como dito anteriormente, essa associação é uma estimativa grosseira e uma resposta conclusiva sobre a composição das fontes magnéticas em subsuperfície só pode ser obtida a partir de estudos geoquímicos de amostras de pontos de afloramentos (no caso da anomalia de Nova) ou de testemunhos de sondagem (para SRT e RAG-1 e 2).

Ao confrontar os resultados obtidos pelo processamento e interpretação dos dados magnéticos e gama espectrométricos pode-se concluir que a anomalia de Nova apresenta o maior potencial exploratório das quatro intrusões modeladas do Grupo 3, sendo a única a apresentar indicações de possíveis pontos de afloramento. Essa característica permite ainda estabelecer a anomalia de Nova como o melhor alvo para estudos geoquímicos e geocronológicos visando um melhor entendimento do cenário geotectônico dessas intrusões e o papel dessas em relação ao histórico evolutivo do batólito Santa Helena.

8 – ESTUDO DAS ANOMALIAS MAGNÉTICAS DO GRUPO 4

O Grupo 4 engloba as anomalias magnéticas de Aparecida 1 e 2 (APA-1 e 2), Glória do Oeste 1 e 2 (GDO-1 e 2) e Caeté (CAE-1 a 3), localizadas na porção mais sul do lineamento de anomalias (Figura 4.4 e 8.1).

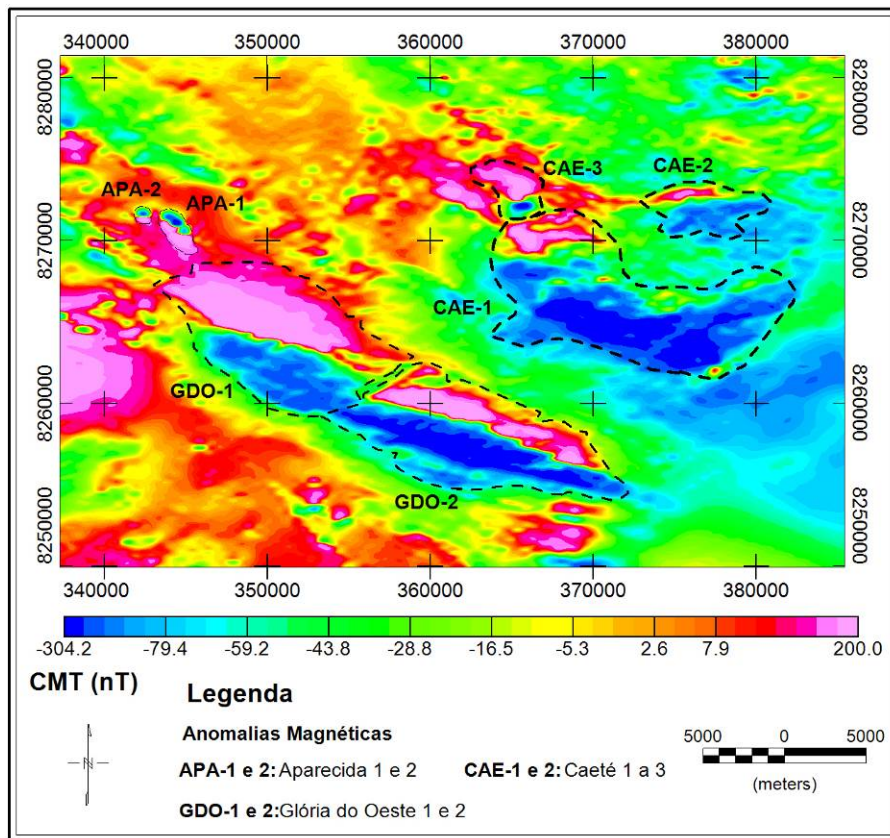


Figura 8.1 – Mapa do campo magnético total (CMT) da porção sudoeste do lineamento de anomalias, destacando a localização das áreas de estudo das anomalias Aparecida 1 e 2 (APA-1 e 2), Glória do Oeste (GDO) e Caeté (CAE-1 a 3).

Do grupo de anomalias estudadas, essas intrusões são as que apresentam a maior

proximidade com a zona de cisalhamento Indivaí-Lucialva (Figura 4.4), o que pode ter refletido em um controle estrutural mais intenso na disposição do magma em profundidade, o que é evidenciado principalmente pelo comportamento mais alongado observado para as anomalias de GDO e CAE-1 a 3.

Essas anomalias não apresentam contraste de contagens radiométrica em relação à rocha encaixante observado a partir dos dados aéreos, o que pode ser interpretado como um indicativo de que elas estão localizadas totalmente em subsuperfície.

A seguir são apresentados os resultados obtidos pela interpretação dos dados magnéticos associados a essas intrusões, assim como as inversões tridimensionais desses corpos. Os valores obtidos a partir das técnicas de processamento e inversão são apresentados na Tabela 8.1.

Tabela 8.1 – Tabela com os principais resultados obtidos para as anomalias magnéticas estudadas: polarização, profundidade estimada pela técnica do EHD (D_{EHD}) e pela inversão 3D (D_{3D}), susceptibilidade da rocha encaixante (χ_{ENC}) obtida pela literatura e pela inversão (χ_{3D}) em S.I. e o volume da fonte anômala em subsuperfície gerada pela inversão.

Área	Anomalia	Polarização	D_{EHD} (m)	D_{3D} (m)	Encaixante	χ_{ENC} (S.I.)	χ_{3D} (S.I.)	Volume (km^3)
12	APA-1	Reversa	165 ± 32	200 ± 100	Metassedimento	0,001	0,095 a 0,230	0,25
13	GDO-1	Normal	209 ± 47	200 ± 100	Metassedimento	0,001	0,035 a 0,053	47,89
	GDO-2	Normal	220 ± 35	200 ± 100	Metassedimento	0,001	0,035 a 0,053	70,00
14	CAE-1	Normal	177 ± 41	300 ± 150	Metassedimento	0,001	0,035 a 0,071	123,09
	CAE-2	Normal	182 ± 42	800 ± 150	Metassedimento	0,001	0,028 a 0,046	5,29
	CAE-3	Normal	141 ± 42	300 ± 150	Metassedimento	0,001	0,035 a 0,071	3,16

8.1 – Área 12: Anomalia de Aparecida 1 e 2 (APA-1 a

2)

A área 12 apresenta dois dipolos magnéticos com polarização reversa denominadas de Aparecida 1 e 2 (APA-1 e 2, respectivamente – Figura 8.2). Entretanto, a anomalia de APA-2 apresenta extensão lateral menor do que 1,5 km, sendo sobrevoada por menos de duas linhas de aquisição. Devido à falta de detalhamento sobre essa anomalia, a interpretação da área foi restringida a anomalia de APA-1 (Figura 8.3).

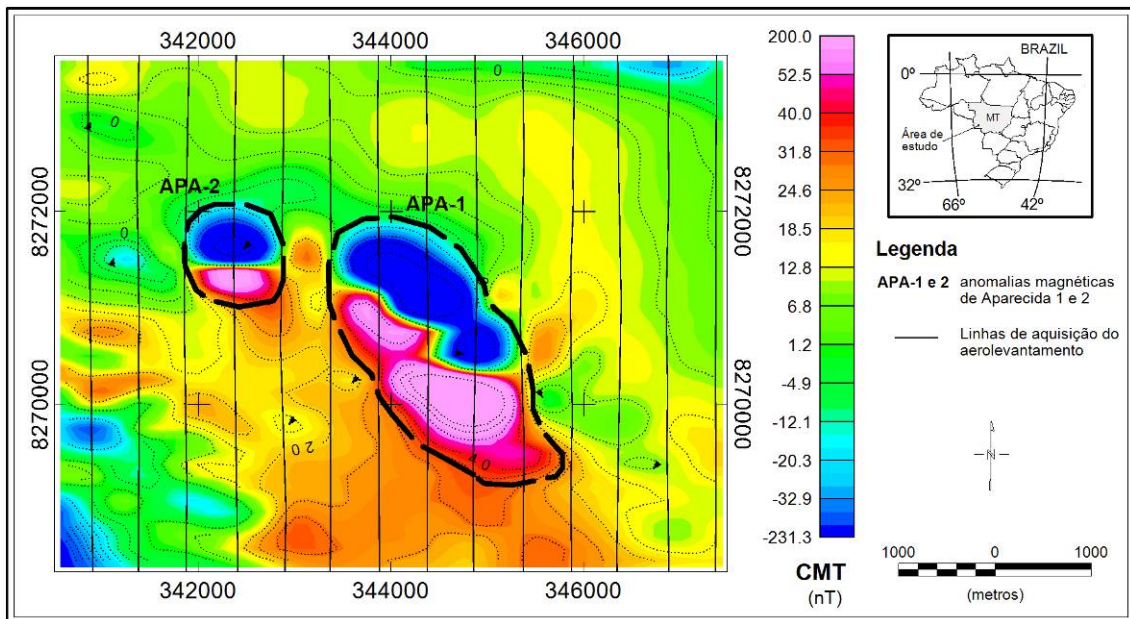


Figura 8.2 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região das anomalias de Aparecida 1 e 2 (APA-1 e 2, respectivamente). As linhas contínuas localizam a trajetória de aquisição do aerolevante. As curvas de nível (linhas pontilhadas) estão espaçadas em 5 nT.

Ao contrário do observado para as anomalias de SJ-1 a 5 (Figura 5.14) e PAL-1 a 5 (Figura 5.20), o sinal magnético dessas anomalias não apresentam interferência entre si, permitindo assim isolar a contribuição magnética de cada uma das fontes. O campo magnético residual observado para a anomalia de APA-1 foi filtrado a partir da técnica da continuação para cima, calculada para uma altitude de 2000 m (Figura 8.3).

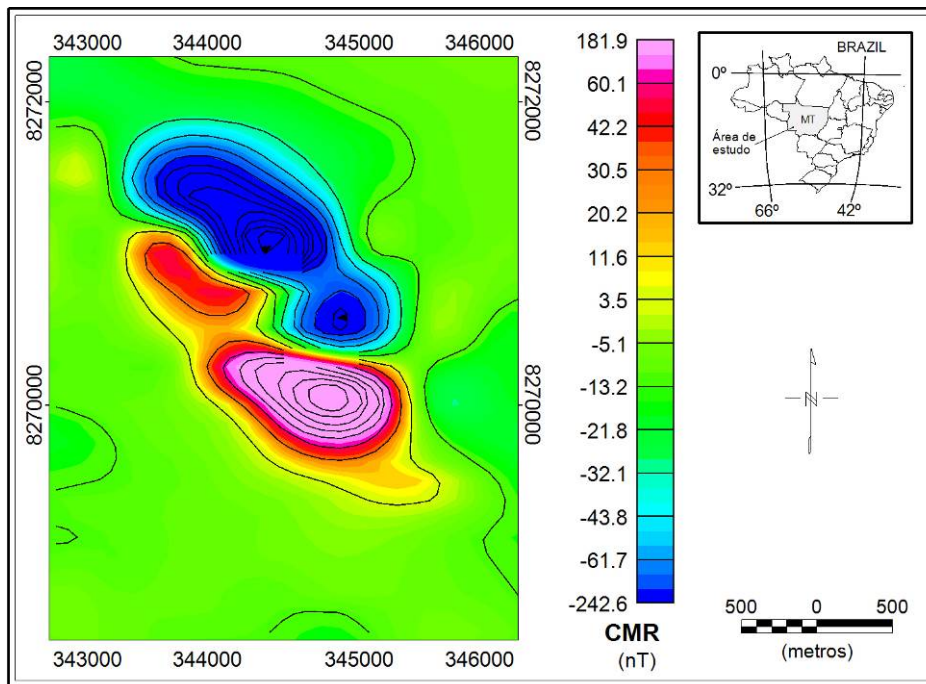


Figura 8.3 – Campo magnético residual obtido para a anomalia de Aparecida 1 (APA-1). As curvas de nível estão espaçadas em 20 nT.

O mapa do EHD calculado para a anomalia de APA-1 (Figura 8.4) indicou que a fonte apresenta um formato alongado, com direção de N53W, semelhante à observada para as anomalias de RJA (com N47W – Figura 6.3) e FGB (com N58W – Figura 6.11). Considerando a proximidade deste corpo com a zona de cisalhamento Indiavaí-Lucialva (Figura 4.4), é possível associar este comportamento a um controle estrutural exercido por essa zona falhas, a qual apresenta uma direção em superfície de aproximadamente

N45W na região.

A estimativa da profundidade média do topo das bordas dessa fonte magnética foi de 165 ± 32 m (Tabela 8.1), sendo que os picos da função utilizados neste cálculo estão dispostos na Figura 8.4.

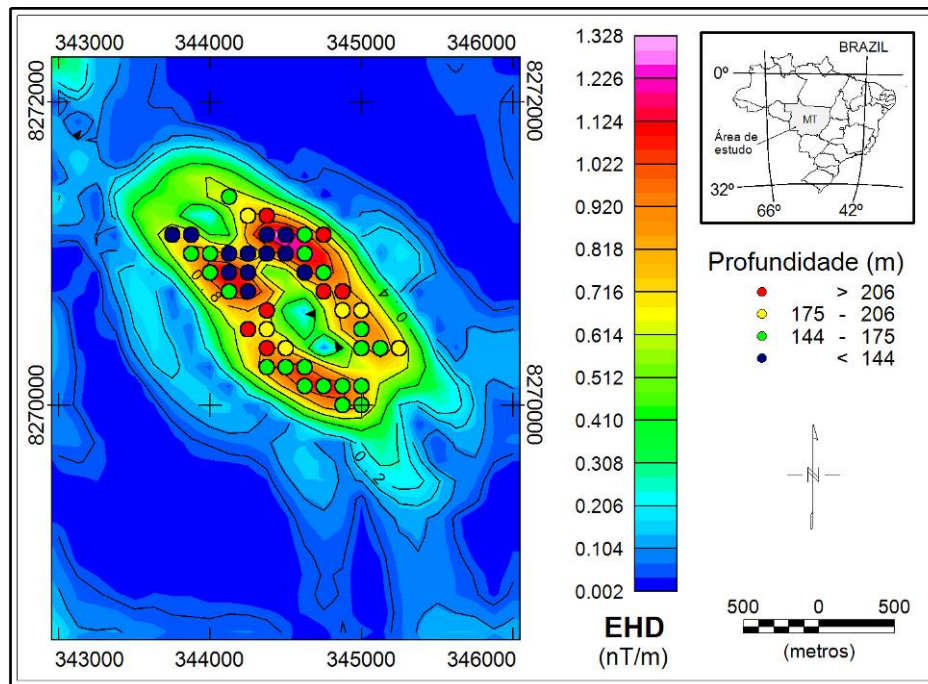


Figura 8.4 – Mapa do EHD calculado para a região da anomalia de Aparecida 1. As curvas de nível estão espaçadas em 0,2 nT. Os círculos indicam os pontos utilizados na estimativa da profundidade feita a partir da técnica EHD-Depth.

A anomalia magnética obtida pelo cálculo do AAMF para APA-1 (Figura 8.5) apresentou intensidade máxima de 406,7 nT, condizente com o esperado pelo mapa de campo magnético residual (Figura 8.3). O comportamento dessa anomalia é muito semelhante ao observado para o mapa de EHD (Figura 8.4), sugerindo um alongamento na direção N45W.

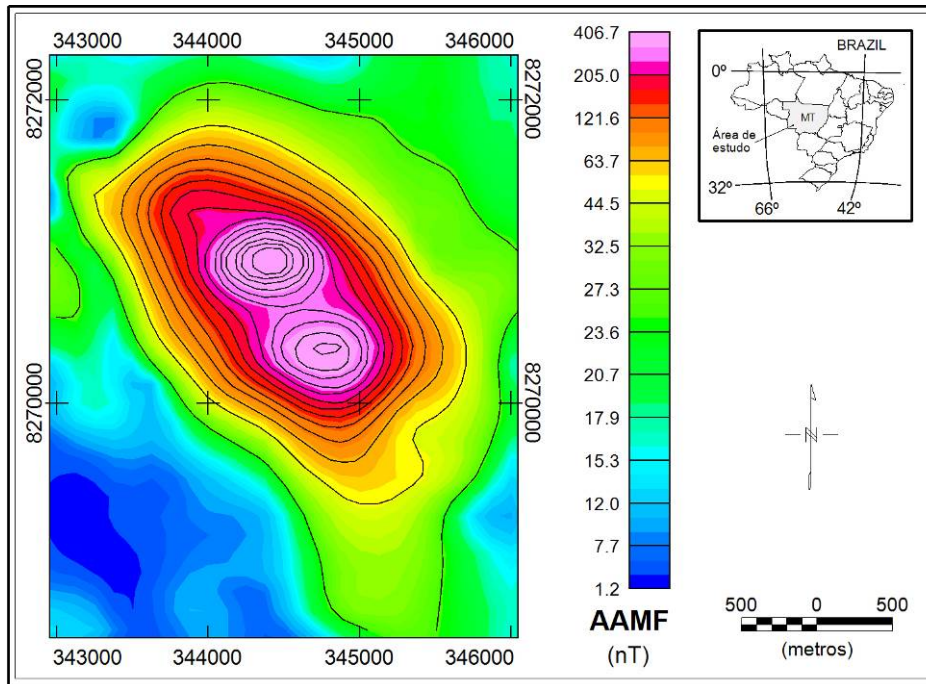


Figure 8.5 – Mapa do AAMF calculado para a região da anomalia de Aparecida 1. As curvas de nível estão espaçadas em 25 nT.

O modelo tridimensional gerado para APA-1 (Figura 8.6) apresenta uma direção de aproximadamente N45W e profundidade de 200 ± 100 m, condizente com os resultados obtidos a partir do EHD para essa anomalia (Figuras 8.4, Tabela 8.1). Os resíduos gerados a partir dessa inversão, assim como a comparação entre os mapas de AAMF gerados a partir dos dados amostrados e do modelo sintético, são apresentados na Figura 8.7.

O contraste de susceptibilidade aparente recuperado pela inversão foi de 0,095 a 0,230 S.I. (Figura 8.6, Tabela 8.1). Considerando que a anomalia de APA-1 esta localizada sobre o terreno de composição sedimentar/metassedimentar (Figura 2.2), a susceptibilidade da rocha encaixante pode ser aproximada por 0,001 S.I. (Telford et al., 1990 – Tabela 8.1).

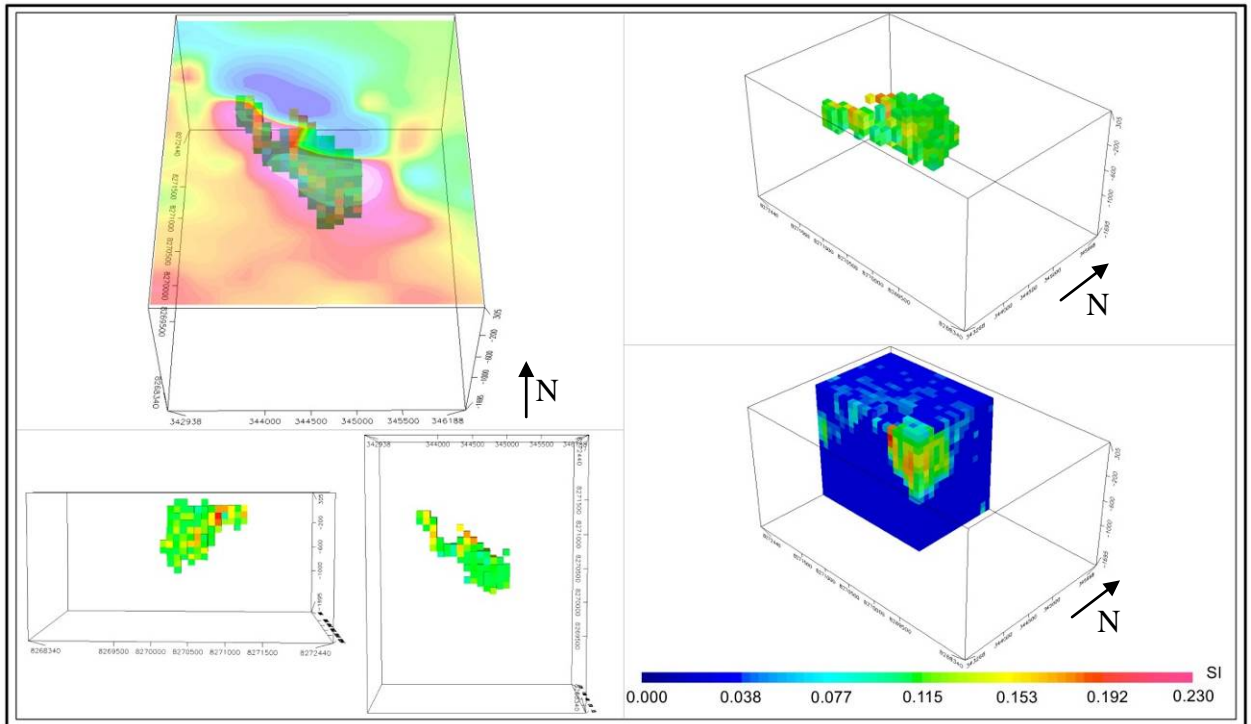


Figura 8.6 – Inversão dos dados magnéticos da anomalia de Aparecida vistas: (A) perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) leste e (C) topo, (D) perspectiva com corte de susceptibilidade entre 0,095 a 0,230 SI e (E) corte vertical do conjunto de células usadas na inversão (*mesh*).

Os resultados obtidos pelo modelo tridimensional sugerem que a anomalia de APA-1 provavelmente está associada a uma intrusão ígnea com comportamento fortemente condicionado pela zona de cisalhamento Indiavaí-Lucialva (Figura 8.6). Entre as litologias com intervalo de susceptibilidade próximo ao observado para a inversão podem ser citados: diorito ($0,6 \times 10^{-3}$ a $0,120$ S.I.), peridotito ($0,090$ a $0,200$ S.I.) e piroxenito ($0,125$ S.I. – Telford et al., 1990). Entretanto, para ter uma resposta confiável sobre qual a litologia associada à fonte magnética de APA-1 é essencial realizar análises de amostras obtidas através de furos de sondagem nessa intrusão.

Os mapas de AAMF gerados a partir dos dados amostrados e do modelo

sintético invertido apresentam uma boa correlação entre si (Figura 8.7-A e B). De fato, a distribuição dos resíduos obtidos entre eles apresenta uma amplitude máxima e mínima de 3,54 nT e -1,77 nT, respectivamente (Figura 8.7-C), sendo esses valores irrelevantes em comparação à amplitude máxima do campo magnético anômalo (aproximadamente 400 nT – Figura 8.3).

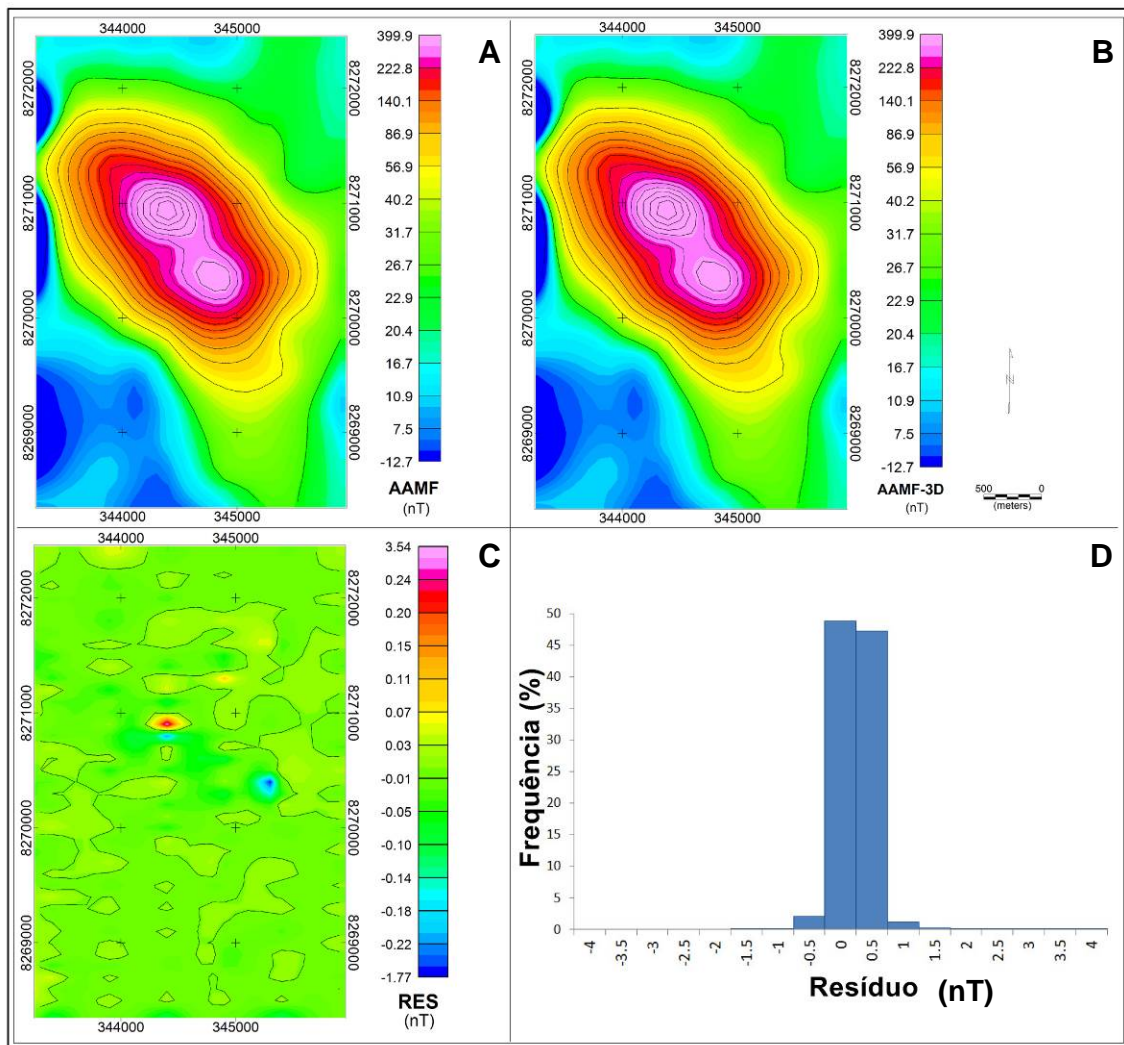


Figura 8.7 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia de Aparecida 1, (B) do corpo 3D recuperado pela inversão (AAMF-3D); (C) e (D) são o mapa e o histograma de resíduo (RES).

A distribuição em histograma dos resíduos obtidos pela inversão da anomalia de APA-1 concentra-se entre os valores de 0,0 e 0,5 (Figura 8.7-D), o que indica que o modelo obtido é uma boa aproximação do comportamento em profundidade da fonte magnética.

8.2 – Área 13: Anomalia de Glória do Oeste (GDO-1 e 2)

A anomalia de Glória do Oeste (GDO – Figura 8.8) foi inicialmente interpretada como uma única anomalia com polarização normal, sendo o dipolo com maior extensão lateral (~ 26 km ao longo do maior eixo) entre as intrusões estudadas (Figura 4.4).

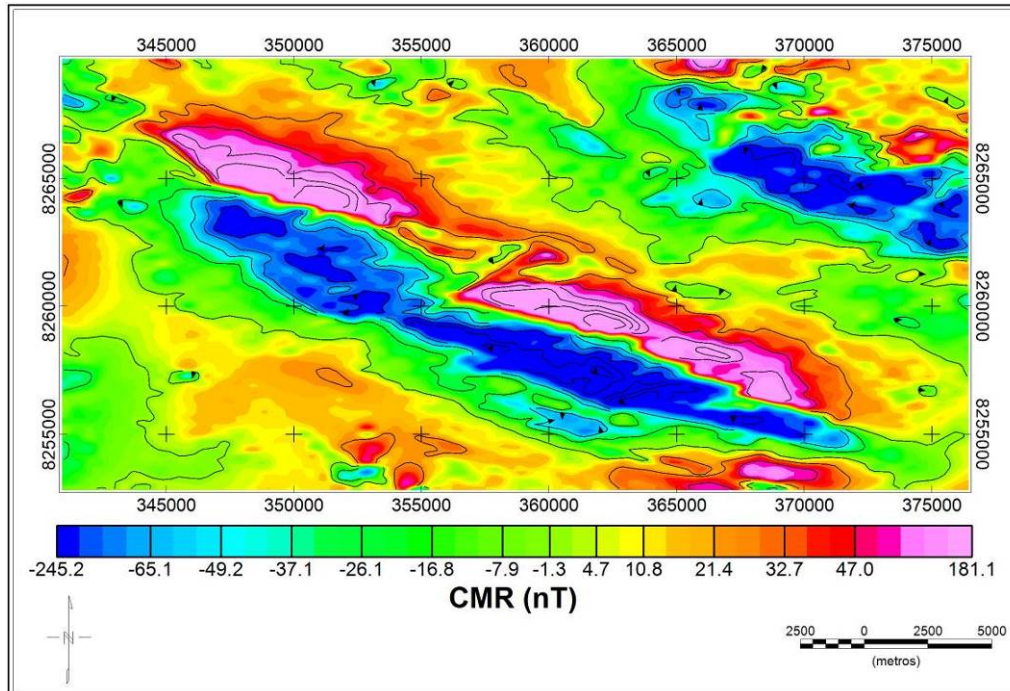


Figura 8.8 – Mapa do campo magnético residual (CMR) interpolado para a região da anomalia de Glória do Oeste (GDO). As curvas de nível estão espaçadas em 25 nT.

A componente do campo magnético residual dessa região foi obtida a partir da técnica de continuação para cima, calculada considerando uma altura de 4000 m (Figura 8.8).

A anomalia de GDO está situada próxima da parte sul da zona de cisalhamento de Indiavaí-Lucialva, delimitada por Bettencourt et al. (2010 – Figura 4.4). O cálculo do EHD para a anomalia de GDO (Figura 8.9) indicou a presença de uma fonte magnética com um formato alongado com direção de aproximadamente N70W, formando um ângulo mais obtuso em relação ao norte do que a anomalia de APA-1 (N53W – Figura 8.4) ou FGB (N58W – Figura 6.11). Esse comportamento alongado pode ser associado a um controle estrutural exercido pela zona de cisalhamento.

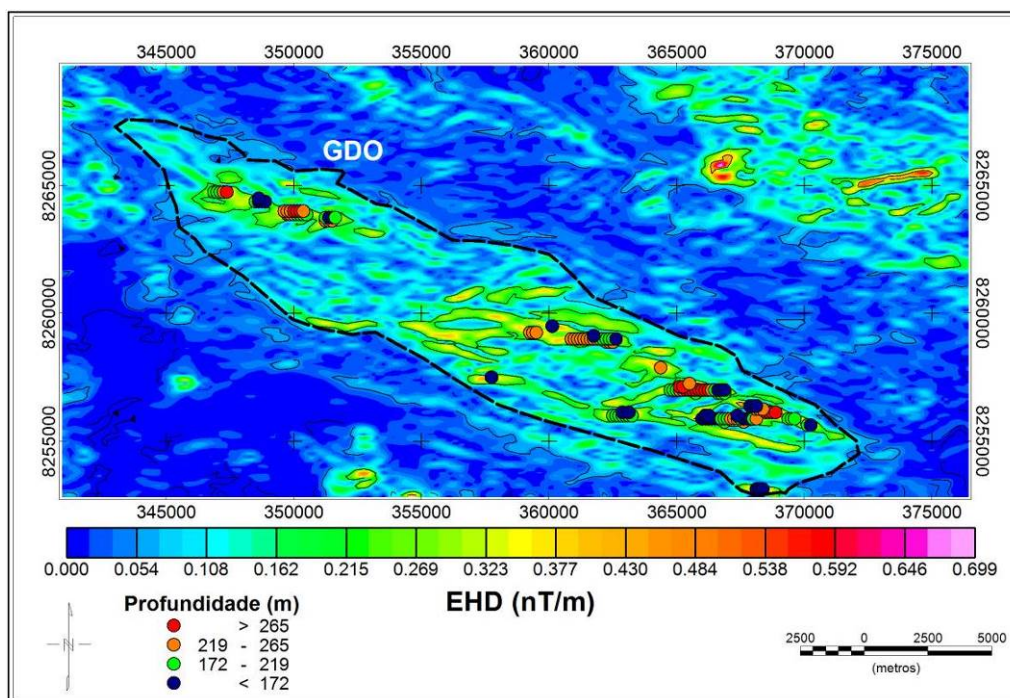


Figura 8.9 – Mapa do EHD calculado para a região da anomalia de Glória do Oeste (GDO) com a distribuição dos picos da função do EHD utilizados na estimativa da profundidade (círculos). As curvas de nível estão espaçadas em 0,15 nT/m.

A partir do EHD-depth foi possível estimar a profundidade média dos limites laterais da fonte magnética de GDO em 209 ± 47 m para a parte norte e 220 ± 35 m para a parte sul (Figura 8.9 e Tabela 8.1).

Assim como o mapa do EHD (Figura 8.9), o mapa gerado pelos dados de AAMF (Figura 8.10) apresentou uma região com altos magnéticos na porção nordeste do mapa. Visando uma melhor análise dessa anomalia, esta foi denominada de Caeté 1 (em função do rio homônimo que passa sobre essa) e analisada separadamente. Os resultados relativos a essa anomalia são apresentados no tópico a seguir.

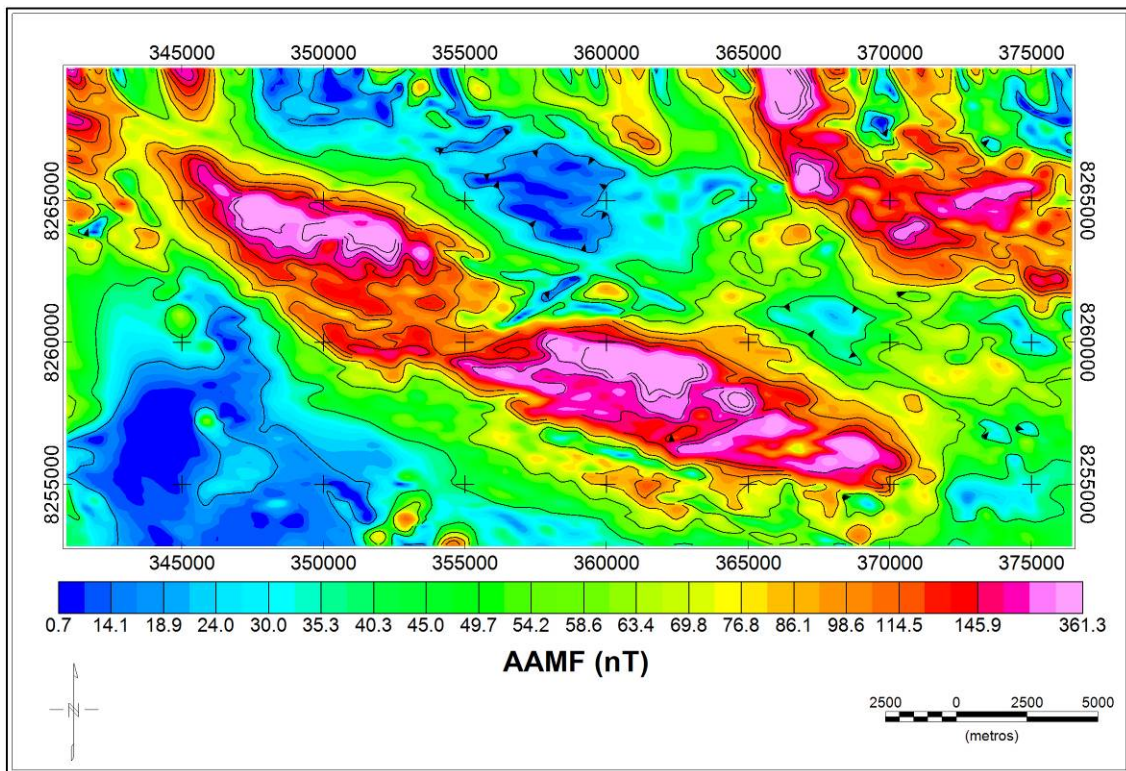


Figura 8.10 – Mapa de AAMF calculado para a região das anomalias de Glória do Oeste. As curvas de nível estão espaçadas em 25 nT.

O AAMF (Figura 8.10) apresentou ainda uma queda nos valores de amplitude entre a parte norte e sul da anomalia de GDO, indicando uma possível descontinuidade

da fonte magnética em profundidade.

O modelo tridimensional obtido para a anomalia de GDO (Figura 8.11) obteve contraste de susceptibilidade aparente de 0,035 a 0,053 S.I. O corpo apresenta um formato alongado condizente com o esperado para uma estrutura fortemente influenciada pelo controle estrutural da zona de cisalhamento Indiavaí-Lucialva.

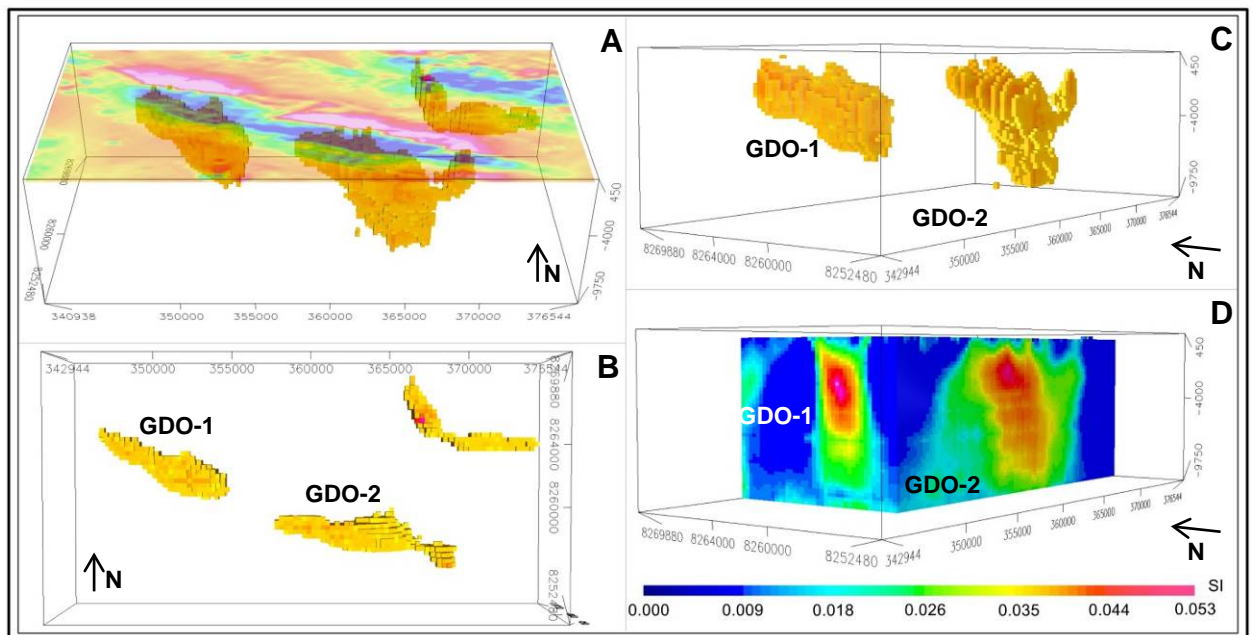


Figura 8.11 – Inversão dos dados magnéticos da anomalia de Glória do Oeste 1 e 2 (GDO-1 e 2, respectivamente) vistas: (A) em perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) topo (C) perspectiva com corte de susceptibilidade entre 0,035 a 0,053 S.I. e (E) corte vertical do *mesh* invertido.

A inversão 3D, entretanto, recuperou duas fontes magnéticas diferentes associadas à anomalia de GDO: uma mais ao norte denominada de Glória do Oeste 1 (GDO-1 – Figura 8.11) com volume de 47 km³ e inclinação de N63W, e outra mais ao sul denominada de Glória do Oeste 2 (GDO-2), com uma direção mais horizontal

(aproximadamente N77W) e volume individual de 70 km³ (Tabela 8.1) para o intervalo de contraste de susceptibilidade aparente de 0,035 a 0,053 S.I.

Assim como observado no EHD e no AAMF (Figuras 8.9 e 8.10, respectivamente), a inversão (Figura 8.11) recuperou um corpo com contraste de susceptibilidade significativo associado à porção da anomalia de Caeté 1 localizada internamente à área selecionada para as anomalias de GDO-1 e 2. Mais a frente é apresentada uma análise individual dos resultados obtidos a partir do processamento e interpretação dos dados dessa anomalia.

O mapa de resíduos obtido pela inversão dos dados de amplitude de GDO-1 e 2 apresentou uma amplitude máxima de 20 nT (Figura 8.12-C).

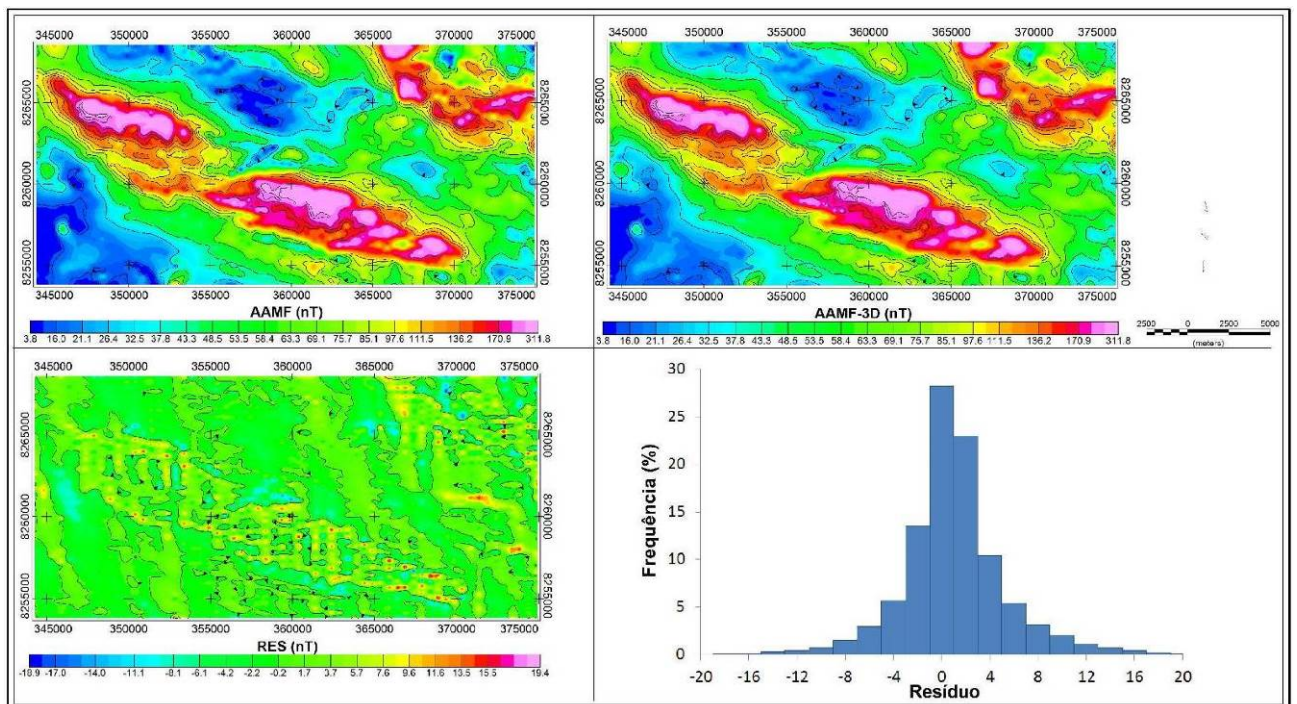


Figura 8.12 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia de Glória do Oeste 1 e 2 e (B) do corpo 3D recuperado pela inversão desses dados (AAMF-3D); enquanto que (C) e (D) são o mapa e o histograma dos resíduos (RES) obtidos pela inversão.

Considerando que a amplitude máxima da anomalia é de 361,3 nT (Figura 8.10), o erro máximo obtido pela inversão equivale a aproximadamente 5,53% da amplitude máxima e portanto pode ser considerado aceitável.

8.3 – Área 14: Anomalia de Caeté 1 a 3 (CAE-1 a 3)

A anomalia de Caeté 1 (CAE-1 – Figura 8.13), assim como GDO (Figura 8.8), apresenta um comportamento mais alongado com direção paralela à zona de cisalhamento (Figura 4.4) e polarização normal (Tabela 8.1); com aproximadamente 24 km de extensão ao longo do eixo maior.

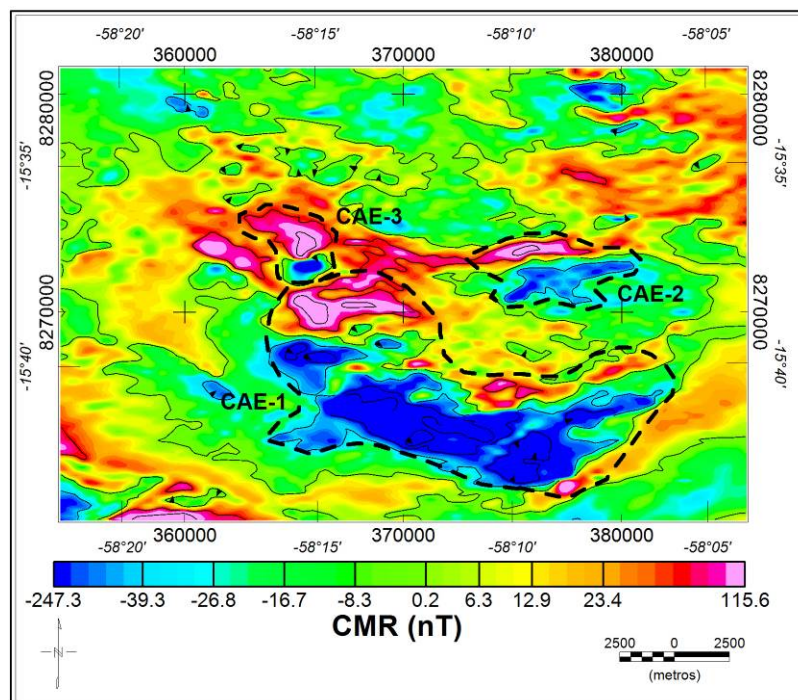


Figura 8.13 – Mapa do campo magnético residual (CMR) da anomalia de Caeté 1 e 2 (CAE-1 e 2, respectivamente). As curvas de nível estão espaçadas em 25 nT.

A leste e a norte dessa anomalia observa-se a presença de dois dipolos magnéticos menores, também com polarização normal e extensão de aproximadamente 7 km e 3 km no eixo maior, respectivamente (Figura 8.13). Essas anomalias, foram então denominadas de Caeté 2 e 3 (CAE-2 e CAE-3, respectivamente).

A filtragem regional-residual da região foi realizada a partir da técnica de continuação para cima, calculada considerando uma altura de 4000 m (Figura 8.13).

É interessante notar que os limites laterais estimados pelo EHD (Figura 5.4.13) para a anomalia de CAE-1 indicam uma direção de N52W para a parte norte e central do corpo, enquanto que a parte sul faz uma curva para leste, contornando parcialmente a porção meridional da fonte magnética de CAE-2. A anomalia de CAE-2, por sua vez, apresenta um comportamento E-W, com uma direção de N85E.

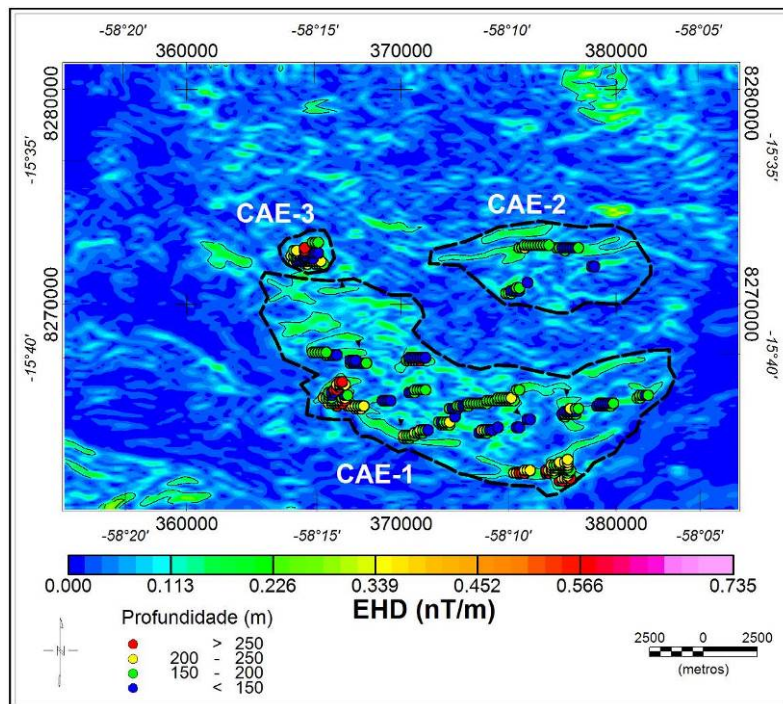


Figura 8.14 – Mapa do EHD calculado para as anomalias de Caeté 1 a 3 (CAE-1 a 3, respectivamente) com a distribuição dos picos utilizados na estimativa da profundidade (círculos). As curvas de nível estão espaçadas em 0,11 nT/m.

A partir desse mapa, nota-se que os limites oeste e sul da anomalia de CAE-1 são um pouco mais profundos do que a porção leste desse corpo e do que as fontes de CAE-2 e 3. O cálculo da técnica do EHD-Depth estimou profundidades de 177 ± 41 m para o topo dos limites laterais do corpo de CAE-1, 182 ± 42 m para CAE-2 e 141 ± 42 m para CAE-3 (Tabela 8.1).

O mapa de AAMF calculado para a região (Figura 8.15) apresentou um comportamento condizente com o esperado pelo mapa do EHD (Figura 8.14) para as anomalias identificadas.

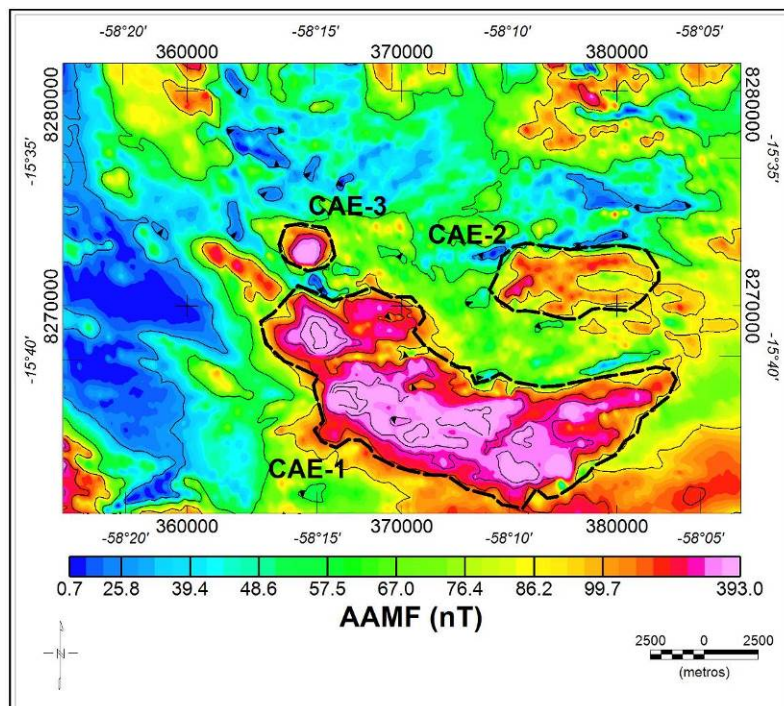


Figura 8.15 – Mapa de AAMF calculado para a região das anomalias de Caeté 1, 2 e 3.

As curvas de nível estão espaçadas em 30 nT.

A inversão 3D dos dados de AAMF (Figura 8.16) recuperou três fontes magnéticas diferentes em profundidade, condizente com o esperado a partir da assinatura magnética observada para o mapa de AAMF (Figura 8.15).

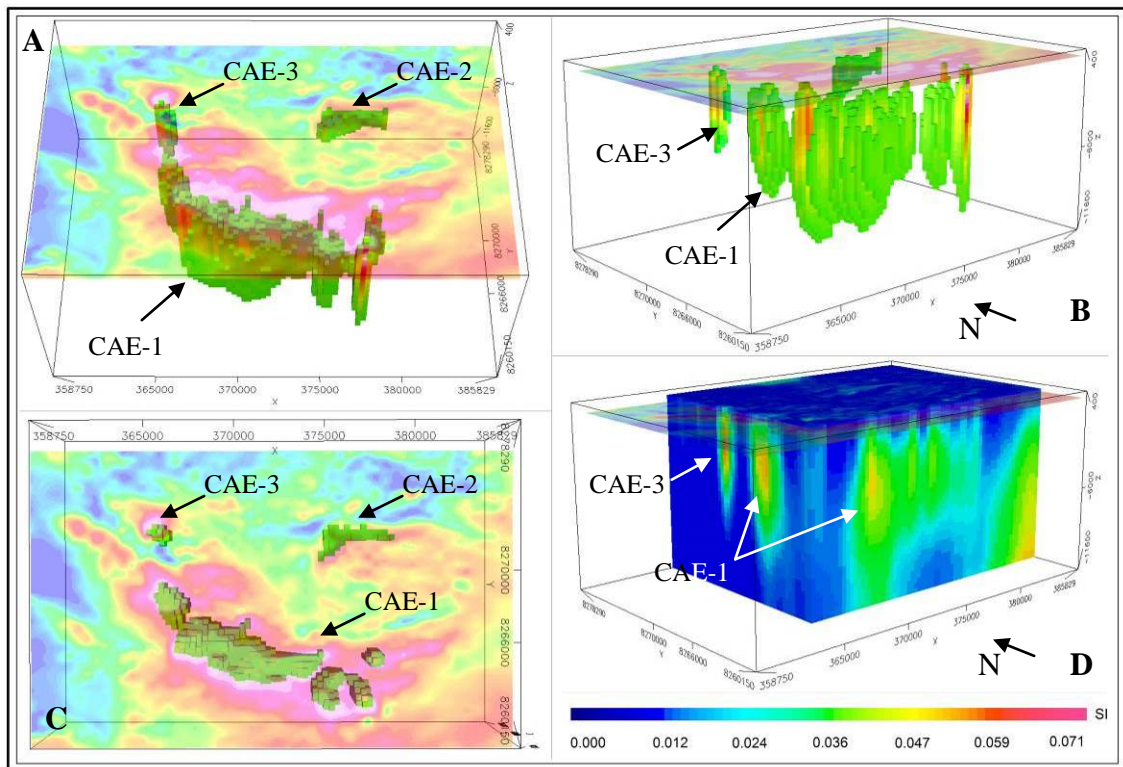


Figura 8.16 – Inversão dos dados magnéticos da anomalia de Caeté 1 a 3 (CAE-1 a 3, respectivamente) vistas: (A) em perspectiva com sobreposição do mapa do campo magnético residual, (B) topo (C) perspectiva com corte de susceptibilidade entre 0,028 a 0,071 S.I. e (D) corte vertical do *mesh* invertido.

A fonte magnética de CAE-1 apresenta topo em subsuperfície bem irregular, com profundidades entre 300 ± 150 m nos pontos mais superficiais e 1000 ± 150 m (na parte mais profunda), sendo que a precisão considerada equivale à metade do tamanho da célula utilizada na inversão (300 m). Esse corpo obteve um contraste de susceptibilidade aparente de 0,035 a 0,071 S.I.

Enquanto a parte norte da anomalia de CAE-1 apresenta uma direção NW-SE, a porção sul do corpo possui uma tendência aproximadamente WNW-ESE (Figuras 8.13 e 8.14). Esse comportamento é claramente observado no modelo tridimensional, sendo

que esta característica pode estar associada a um controle estrutural exercido por fraturas preexistentes na região durante a ascensão do magma.

Das três anomalias magnéticas identificadas no mapa de AAMF (Figura 8.15), CAE-2 apresenta a menor amplitude, com intensidade máxima de 160 nT (aproximadamente 60% menor do que a amplitude máxima registrada para CAE-1, com 393 nT). A estimativa de profundidade das bordas laterais de CAE-2 pela técnica do EHD (Figura 8.14) variou entre 150 e 200 m para esse corpo, próximo da profundidade média obtida para CAE-1 (177 ± 41 m) e CAE-3 (141 ± 42 m – Tabela 8.1). Considerando que a proximidade entre as profundidades estimadas para as três anomalias, a baixa intensidade da amplitude magnética de CAE-2 pode ser associada a um baixo contraste de susceptibilidade magnética entre o corpo e a rocha encaixante. De fato, o modelo tridimensional recuperado para essa fonte apresentou um contraste de susceptibilidade aparente menor do que o observado para os demais corpos (com valores entre 0,028 e 0,046 S.I. – Tabela 8.1). Entretanto, a profundidade obtida pelo modelo 3D (800 ± 150 m – Figura 8.16) difere muito da estimada pelo EHD (182 ± 42 m – Tabela 8.1).

Uma hipótese que pode justificar essa diferença observada entre as profundidades seria que o contraste de susceptibilidade aparente da fonte magnética de CAE-2 é inferior ao obtido pelo modelo 3D desse corpo, estando esse situado a uma profundidade menor. Entretanto, para uma resposta conclusiva sobre a natureza de CAE-2 seriam necessárias análises de testemunhos de sondagem e medições em laboratório para estimar a susceptibilidade magnética dessa fonte. Uma amostragem com densidade maior de dados magnéticos ou a aplicação de outros métodos geofísicos (ex. métodos eletromagnéticos ou gravimetria) poderiam ainda permitir uma caracterização mais precisa do comportamento em profundidade e dos limites laterais

dessa anomalia.

CAE-3, por sua vez, é o mais raso dos três corpos invertidos, com profundidade de topo de aproximadamente 300 ± 150 m (recuperado pelo modelo invertido) e contraste de susceptibilidade aparente de 0,035 a 0,071 S.I. (Tabela 8.1). Devido às pequenas dimensões dessa intrusão (aproximadamente 145 m de diâmetro – Figura 8.15) é importante ressaltar que para uma caracterização mais detalhada dessa fonte seria necessário uma densidade maior na amostragem de dados sobre a anomalia.

A Figura 8.17 apresenta os resultados obtidos através da análise dos resíduos gerados pela inversão tridimensional das anomalias de CAE-1 a 3.

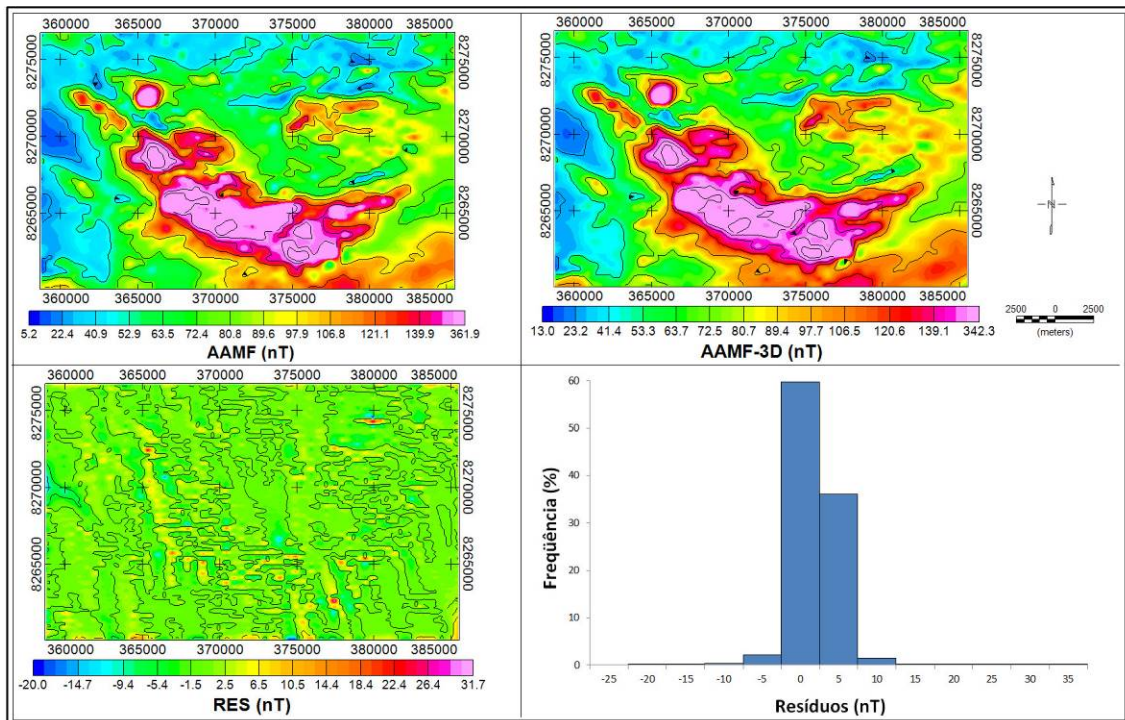


Figura 8.17 – Mapa de AAMF obtido a partir (A) dos dados amostrados na região da anomalia de Caeté 1 a 3 e (B) do corpo 3D recuperado pela inversão desses dados (AAMF-3D); enquanto que (C) e (D) são o mapa e o histograma dos resíduos (RES) obtidos pela inversão.

Ao comparar os mapas obtidos para os dados de amplitude de campo magnético amostrado e gerado pelo modelo tridimensional invertido (Figura 8.17-A e B, respectivamente) observa-se que ambos apresentam um comportamento muito próximo. O valor de resíduo máximo obtido foi de 31,7 nT (Figura 8.17-C), o que representa aproximadamente 9% da amplitude máxima observada (Figura 8.15).

A Figura 8.17-D apresenta a distribuição em histograma dos resíduos obtidos. Considerando que mais de 90% dos resíduos se concentram entre 0 e 5 nT, pode-se concluir que o modelo invertido é uma boa aproximação do comportamento em profundidade das fontes magnéticas associadas as intrusões estudadas.

8.4 – Interpretação Geral dos Resultados Obtidos para o Grupo 4

A anomalia de APA-1 (Figura 8.2) apresenta um formato alongado com direção de N53W, semelhante ao observado para as anomalias de RJA (com N47W – Figura 6.3) e FGB (com N58W – Figura 6.11). Entretanto, ao contrario dessas duas ultimas anomalias, o dipolo de APA-1 apresenta uma polarização normal como o visto para GDO-1 e 2 e CAE-1 a 3. Essa diferença na assinatura magnética pode ser explicada através de uma diferença na polarização do campo magnético durante a intrusão do magma associado a essas fontes, ou seja, RJA e FGB teriam intrudido em uma época (e sob a influência de um campo magnético) diferente de APA-1 e 2, GDO-1 e 2 e CAE-1 a 3. Entretanto, apenas com base na análise dos dados magnéticos não é possível confirmar dessa hipótese.

As anomalias de GDO-1 e 2 e CAE-1 apresentam um comportamento mais

alongado com direção NW-SE, evidenciando uma clara associação com a zona de cisalhamento Indivaí-Lucialva no posicionamento do magma formador desses corpos.

O contraste de susceptibilidade aparente recuperado pelas inversões das anomalias de GDO-1 e 2 e CAE-1 a 3 varia de 0,038 a 0,54 S.I. (Tabela 8.1). Esse intervalo condiz com o esperado pela literatura para rochas intrusivas básicas (0,0005 a 0,097 S.I. – Telford et al., 1990), sendo o intervalo observado para rochas do tipo pórfiro de $0,3 \times 10^{-3}$ a 0,200 S.I. e do gabro entre 1×10^{-3} a 0,90 S.I.

Em 2000, a CPRM desenvolveu um levantamento geoquímico/geológico na região de Tabuleta (situada entre os municípios de Glória do Oeste e São José dos Quatro Marcos). Os resultados obtidos para Ni, Cu, Cr, Co, Zn e Au em sedimento de corrente e Pt, Pd, Cr e Au em concentrado de bateia foram apresentados no Informe de Recursos Minerais n.º 22 da Série Metais do Grupo da Platina e Associados, denominado Geologia e Resultados Prospectivos da Área Tabuleta – Mato Grosso, 2000.

A Figura 8.18 apresenta a distribuição das estações anômalas de 1ª, 2ª e 3ª ordem identificadas pela CPRM na região de Tabuleta, assim como o contorno da anomalia magnética de GDO-1 e 2 e de CAE-1 a 3.

Os resultados analíticos obtidos pela CPRM nesse levantamento indicam altos valores para ouro e metais básicos na região central da área entre o ribeirão Caeté e o córrego Barreirão, no domínio dos anfibolitos, formações ferríferas e *metacherts* da Sequência Metavulcanossedimentar do Alto Jauru observada na região.

Ainda segundo esse informe, nas proximidades da vila Tabuleta são observados afloramentos vulcanoclásticos hidrotermalizados (sericita-clorita-quartzo xistos e sericita-quartzo xistos) constituídas por níveis tufáceos carbonosos que desenvolveram carapaças enriquecidas em minerais ferruginosos e exibem *boxworks* decorrentes da

dissolução de sulfetos. Sulfetos de cobre (bornita e calcopirita) e ferro (pirita e pirrotita) ocorrem disseminados.

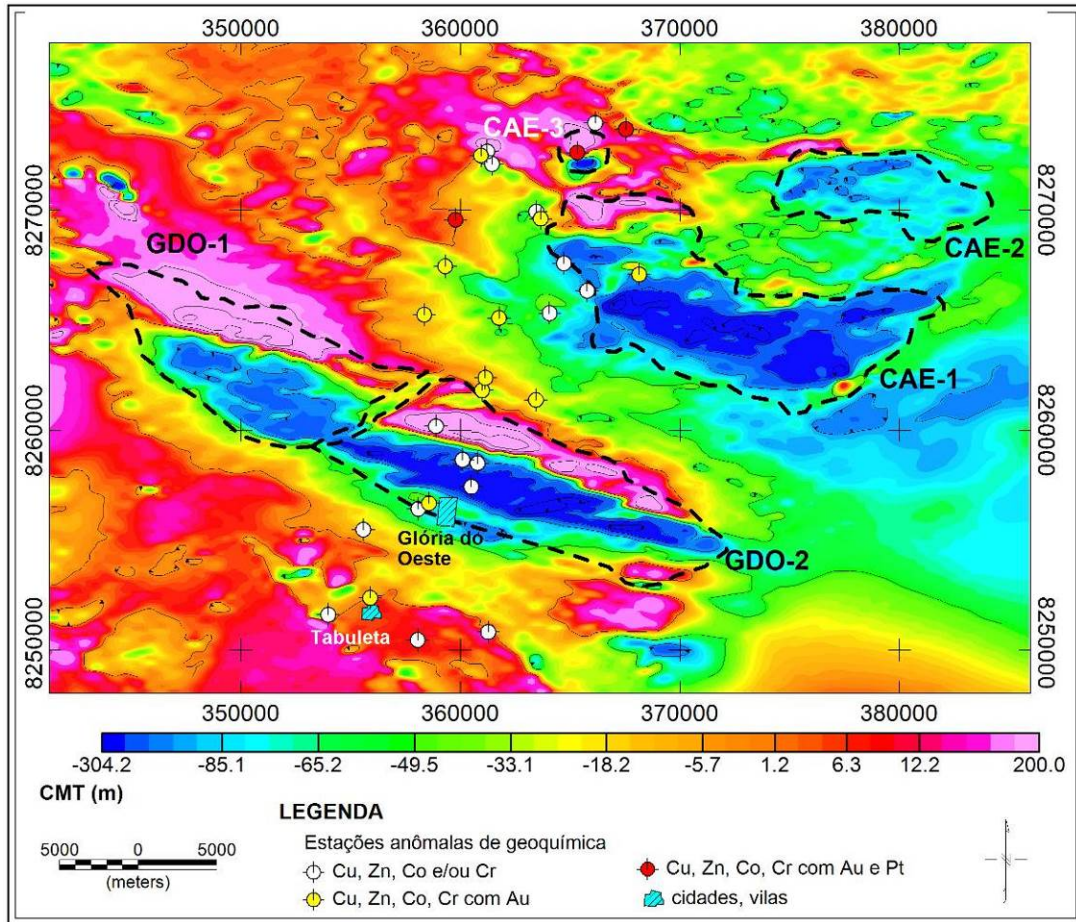


Figura 8.18 – Mapa do campo magnético total (CMT) da região das anomalias de GDO e CAE-1 a 3, com a distribuição das estações anômalas de 1ª, 2ª e 3ª ordem identificadas pela CPRM na região das cidades de Tabuleta e Glória do Oeste (identificadas pelos polígonos cianos). As curvas de nível do campo magnético estão espaçadas em 40 nT.

Uma possível interpretação do cenário observado para esse grupo considera que as intrusões de GDO-1 e 2 e CAE-1 a 3 (Figura 8.18) sofreram processos de hidrotermalismo, sendo que as falhas da zona de cisalhamento serviram como conduto para o fluido hidrotermalizado atingir a superfície. O ribeirão Caeté e o córrego

Barreirão teriam então lixiviado (ao menos parcialmente) esses minerais da zona de precipitação, justificando assim os valores anômalos observados ao longo da hidrografia (Figura 8.18).

Entretanto, apenas com base nos dados de magnetometria não é possível fazer considerações mais profundas sobre a natureza da intrusão em subsuperfície e os processos geotectônicos ocorridos a esta em profundidade. Para confirmar a hipótese sugerida, seriam necessários estudos de amostras adquiridas em furos de sondagens nas fontes magnéticas visando identificar com maior confiabilidade a litologia desses corpos e a relação destes com as ocorrências mineralógicas observadas para a região. Podem ser utilizados também outros métodos geofísicos baseados no estudo de diferentes propriedades físicas (como métodos elétricos ou gravimetria), visando uma melhor caracterização do comportamento dessas fontes. Uma vez feita à estimativa dos limites laterais e da profundidade do topo dessas intrusões (Tabela 8.1), esses estudos podem ser desenvolvidos com maior facilidade.

9 – INTERPRETAÇÃO GERAL

Sousa (1991) enfatiza que diversos autores vêm tentando interpretar a evolução geotectônica do Cráton Amazônico, apresentando modelos evolutivos que refletem o embate entre as duas principais escolas de teorias geotectônicas: fixismo *versus* mobilismo. Estes modelos são fundamentados principalmente em dados litoestratigráficos, estruturais e geocronológicos.

O primeiro modelo definido por Amaral (1974), e defendido por Almeida (1978), Santos e Loguércio (1984) e Montalvão e Bezerra (1985), pressupõe que a região amazônica já se comportava como cráton após o Ciclo Transamazônico sendo posteriormente afetada por três eventos de reativações plataformais em ordem cronológica: Evento Paraense (ocorrido em 1.700 – 1,550 Ma), Madeirense (1.400 - 1,250 Ma) e Rondoniense (1.050 - 900 Ma). Segundo esse modelo o Cráton Amazônico possivelmente possuía as dimensões atuais já no Arqueano tendo sido retrabalhado nos eventos subsequentes.

O segundo modelo, definido por Cordani et al (1979), Tassinari et al. (1987) e Teixeira et al (1989), propõe a existência de uma área central estável (núcleo cratônico denominado “Amazônia Central”) ao redor do qual se desenvolvem sucessivamente três cinturões móveis, orientados na direção NW-SE, os quais constituem as províncias Maroni-Itacaiúnas (2,200 - 1.800 Ma), Rio Negro-Juruena (1.700 - 1.400 Ma) e Rondoniana e Sunsás (1.400 - 900 Ma).

Segundo Souza (1991), pode-se citar ainda um terceiro modelo geotectônico desenvolvido por geólogos britânicos que atuaram na porção cratônica da Bolívia,

considerada uma extensão geotectônica do Escudo Brasil Central (Cráton Amazônico). Este modelo sugere uma área cratônica central, a Amazônia, com idades acima de 1.400 Ma, circundada por vários cinturões móveis, sendo o primeiro o Cinturão Móvel San Ignácio (1,300 Ma), seguido pelos cinturões Sunsás (Bolívia)/Aguapeí-Cuiabá (Brasil, com idade de 1.000 Ma), e os mais novos representados pelos Cinturões Tucavaca (Bolívia), equivalente aos cinturões Paraguai-Araguaia e Corumbá (Brasil), com idades entre 900-550 Ma. Os cinturões móveis estariam orientados segundo um padrão paralelo à Cadeia Andina, limitados a NE pelo Cráton Amazônico e a SW pelo Maciço Arequipa, ambos estabilizados por volta de 2.000 Ma.

Apesar da grande quantidade de estudos realizados no Cráton Amazônico, a grande divergência entre os modelos propostos evidencia que ainda há muito a ser realizado, e a geofísica pode acrescentar informações muito importantes nesse âmbito. Nesta etapa do trabalho, foi realizada uma análise das principais características magnéticas observadas para a área de estudo e da correlação das anomalias identificadas com as principais zonas de fraqueza visando acrescentar informações para um melhor entendimento da evolução tectônica da porção sudoeste do estado do Mato Grosso e do papel das intrusões ígneas identificadas nesse cenário.

9.1 – Interpretação Regional

Diversos estudos vêm utilizando a técnica de derivada Tilt para estudar estruturas em subsuperfície, com o objetivo de identificar os lineamentos magnéticos presentes em uma região e/ou principais alvos exploratórios associados a fontes magnéticas anômalas

rasas (Verduzco et al., 2004; Salem et al., 2007; Salem et al., 2008).

Salem et al., (2007) ressaltam que o caráter dipolar das anomalias magnéticas, associado à influência de magnetização remanescente intensa, inserem uma dificuldade na interpretação dos dados de campo magnético total uma vez que as fontes das anomalias não necessariamente coincidem com as principais feições mapeadas. A técnica de redução ao polo (*Reduction To the magnetic Pole – RTP*) descrita no capítulo 3 permite uma interpretação mais simples das anomalias magnéticas uma vez que a amplitude máxima da anomalia observada é centrada sobre o corpo gerador (Salem et al., 2007). Verduzco et al. (2004) ressaltam que calcular o RTP antes da aplicação do Tilt gera uma menor distorção na resposta e facilita o reconhecimento dos lineamentos e contatos magnéticos. Esse procedimento permite identificar esses lineamentos sob o valor zero, e evita a gradação observada no mapa do Tilt quando aplicado diretamente no mapa de campo magnético residual e que pode dificultar a interpretação.

Por essa razão, optou-se por calcular o RTP do campo magnético observado para a região de estudo antes do cálculo do Tilt. Entretanto a técnica do RTP pode apresentar instabilidade quando aplicada a dados próximos ao equador magnético ou com componente de magnetização remanescente intensa. A área de estudo está localizada em latitudes menores do que $-14^{\circ}00$ e, portanto, interna a área de estabilidade numérica da técnica a qual se inicia em -10° para o hemisfério sul, segundo Li e Oldenburg (2001). Visando evitar a influência da magnetização remanescente associada às principais anomalias magnéticas observadas na região, essas foram isoladas antes da execução da técnica RTP. Essa remoção foi realizada a partir da técnica da omissão (Ribeiro e Mantovani, 2011).

O mapa de RTP (Figuras 9.1) apresentou um alto magnético na porção sudoeste,

interno aos limites geológicos do Grupo Aguapeí (demarcado pela linha contínua preta). Esse mapa indicou ainda um segundo alto magnético se estendendo nas porções oeste e norte do Batólito de Santa Helena (delimitado pela linha branca – Figuras 9.1).

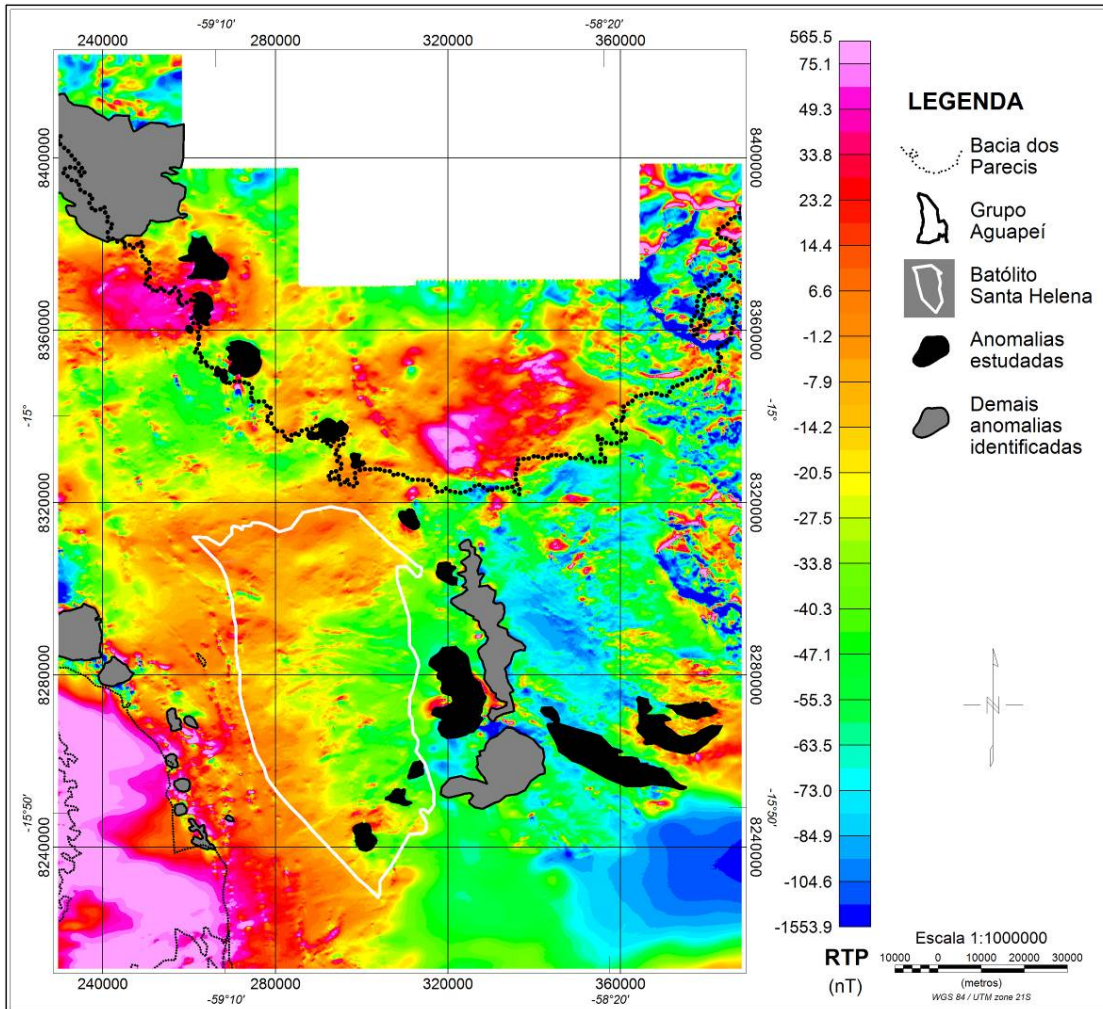


Figura 9.1 – Mapa do campo magnético reduzido ao polo (RTP) calculado para a região de estudo após a remoção da contribuição do sinal magnético das anomalias identificadas (polígonos cinza e preto). A linha pontilhada identifica o limite sul da Bacia dos Parecis, enquanto que as linhas preta e branca delimitam o Grupo Aguapeí (à esquerda no mapa) e o Batólito Santa Helena, respectivamente.

O mapa de Tilt (Figuras 9.2), por sua vez, permitiu a identificação dos principais lineamentos magnéticos observados para a região (indicados pelas linhas amarelas). A partir da análise desse mapa foi possível identificar uma resposta magnética com pouca perturbação para a região sudoeste e sudeste do mapa, associada às regiões do Grupo Aguapé e deposição sedimentar e Grupo Alto Paraguai, respectivamente (Figura 2.2).

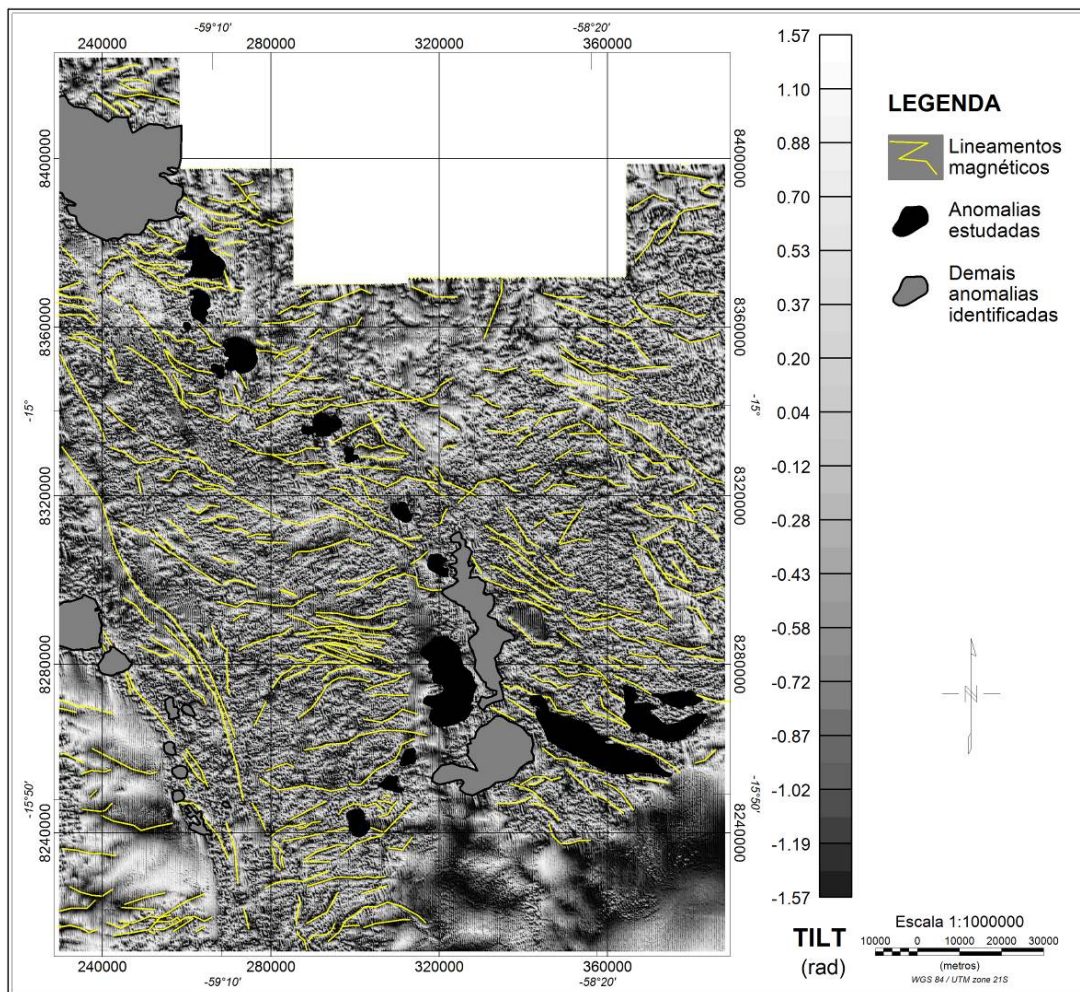


Figura 9.2 – Mapa obtido a partir da técnica do Tilt calculado para o mapa reduzido ao polo magnético (Figura 9.1) sem a contribuição magnética associada às principais anomalias observadas para a região (polígonos em preto e cinza). As linhas em amarelo sinalizam os principais lineamentos magnéticos identificados para a região.

Ao norte do mapa de Tilt (Figuras 9.2) observa-se uma assinatura magnética levemente diferente do restante do mapa, apresentando uma frequência intermediária a qual se estende interna aos limites da Bacia dos Parecis. Assim, visando facilitar a correlação entre os limites geológicos e a assinatura magnética, foi composto um mapa de interpretação dos domínios magnéticos identificados (agitado, intermediário e calmo – Figura 9.3) com a sobreposição dos contornos geológicos identificados por Bettencourt et al. (2010 – Figura 2.1).

Ao sobrepor os lineamentos magnéticos identificados a partir do mapa de Tilt (Figuras 9.2) sobre o mapa de interpretação ficam evidentes suas correlações com o limite tectônico entre os Terrenos Paraguá e Rio Alegre (linha tracejada vermelha na Figura 9.3 e Figura 2.1) e central com as principais zonas de cisalhamento identificadas na região (zonas de cisalhamento Indiavaí-Lucialva e Pitas – ILSZ e PSZ, respectivamente). Nessas duas áreas, é possível observar que os lineamentos se distribuem com uma tendência NW-SE paralela à observada pela zona de cisalhamento, contribuindo assim para a teoria de que essas falhas geraram uma zona de fraqueza que possibilitou a intrusão das fontes das anomalias magnéticas estudadas.

Segundo Ruiz (2005), a Orogenia Sunsás no Mato Grosso estabeleceu-se ao longo de um cinturão de direção NW (Cinturão Orogênico Aguapeí) e afeta as rochas dos domínios Jauru, Rio Alegre e Santa Bárbara e a cobertura sedimentar do Grupo Aguapeí (Figura 2.1). Segundo esse autor, a fase orogênica (compressiva) é responsável pelos dobramentos regionais bem demarcados no Grupo Aguapeí e em parte do seu embasamento e zonas de cisalhamento reversas e de empurrão com sentido de transporte de SW para NE.

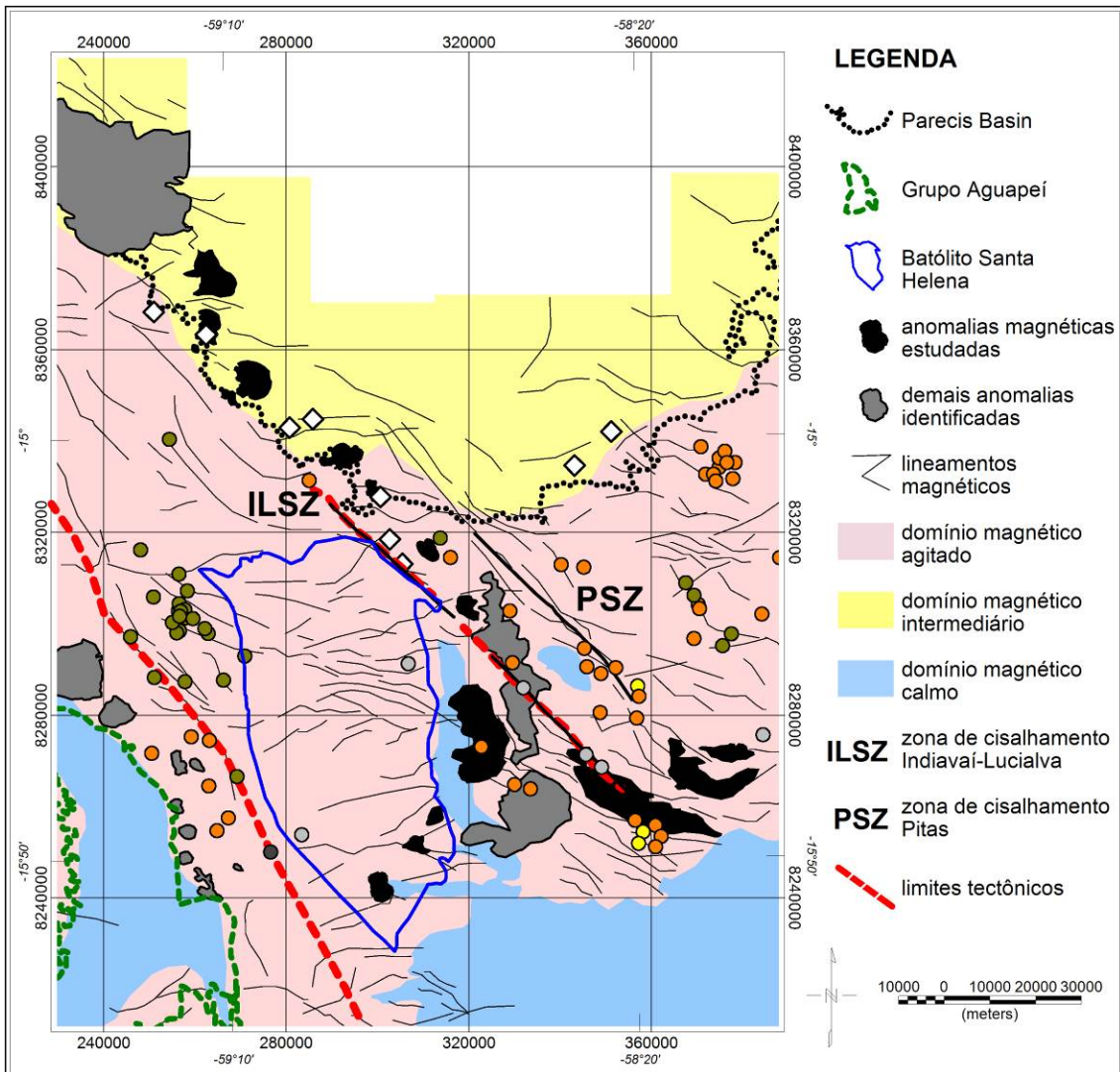


Figura 9.3 – Mapa de interpretação magnética, obtido a partir dos dados de Tilt (Figura 9.2). As linhas em preto indicam a localização dos lineamentos magnéticos identificados. A linha pontilhada delimita a Bacia dos Parecis, a linha azul o Batólito de Santa Helena e a linha verde o Grupo Aguapeí. A linha tracejada vermelha localiza os limites tectônicos propostos por Bettencourt et al. (2010).

A análise dos lineamentos magnéticos a partir do mapa de Tilt (Figuras 9.2 e 9.3) permitiu identificar estruturas com direção E-W sob o Grupo Aguapeí, os quais podem

estar associados aos dobramentos regionais assinalados por Ruiz (2005). É possível identificar ainda um claro padrão dos lineamentos a leste desse grupo, com direção aproximada N30W. Esses lineamentos são condizentes com o esperado para as zonas de falhas transcorrentes identificadas na região (Fernandes et al., 2005).

Segundo Ruiz (2005), o contínuo consumo da litosfera oceânica em ambiente de subducção tipo B resultou em um espessamento da crosta continental, possibilitando assim a formação de um corpo granítico com dimensão batólica na porção sudoeste do Cráton Amazônico. Esse estágio da evolução tectônica foi denominado pelo autor de Orogenia Santa Helena (1.485 – 1.425 Ma).

Ainda segundo esse autor, essa orogenia retrata a implantação de um arco magmático continental (Arco Mágmató Santa Helena, proposto inicialmente por Geraldés et al., 2000) caracterizado em sua fase inicial (1480-1485 Ma) pela formação de batólitos cálcio-alcalinos, peraluminosos, tonalíticos a monzograníticos (Suíte Intrusiva Santa Helena e Água Clara) e por inúmeros corpos graníticos da Suíte Intrusiva Pindaituba (1465 a 1425 Ma – Figura 2.2), que assinalam uma grande variação composicional e de ambientes tectônicos (pré- a pós-colisionais).

A partir de dados litogeoquímicos e isotópicos (Rb-Sr e Sm-Nd), Ruiz (2005) conclui que o conjunto de rochas que constituem o registro ígneo da Orogenia Santa Helena apresenta uma derivação mantélica, apontando para um longo período de acreção de material juvenil em um ambiente de margem continental do tipo andino. A Figura 9.4 ilustra a Orogenia Santa Helena e a evolução do arco magmático proposta por esse autor.

Segundo Ruiz (2005), é importante ressaltar que as estruturas tectônicas, os bandamentos gnáissicos, foliações e as zonas de cisalhamento tangencial observadas no

extremo norte do Batólito Santa Helena, indicam um sentido geral dos esforços compressivos (NNW para SSE). Segundo o autor, esse padrão de convergência frontal, associado ao consumo de litosfera e posterior colisão (com direção norte para sul) é mascarado pela impressão da tectônica Neoproterozóica do evento Sunsás-Aguapeí, o qual teria provocado um rearranjo dos elementos crustais com direção NW.

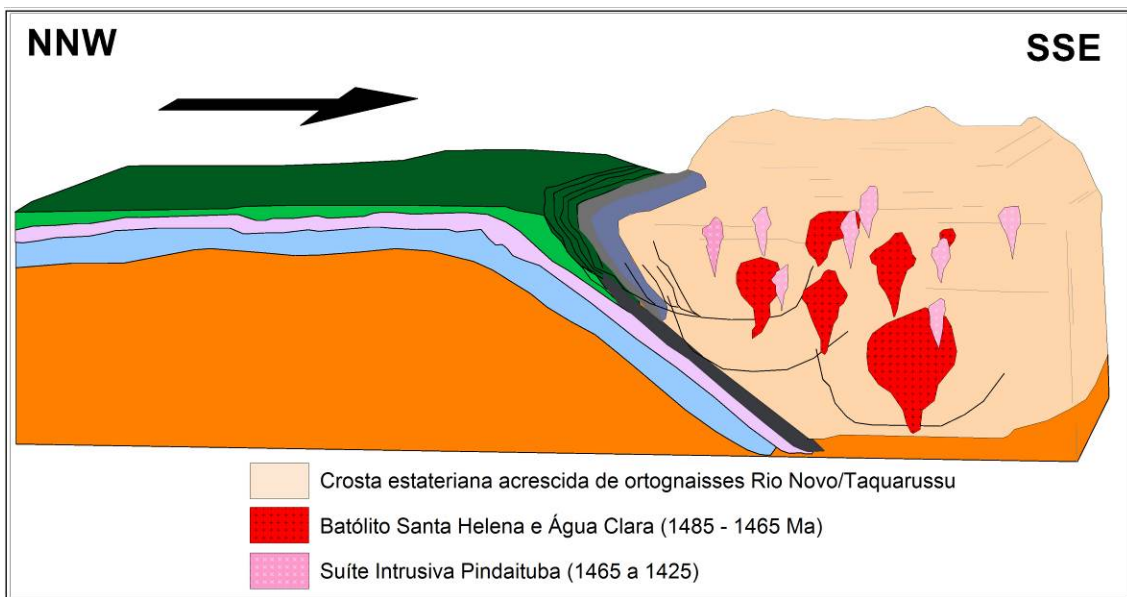


Figura 9.4 – Figura esquemática do episódio de subducção e formação de arcos vulcânicos intra-oceânicos no Domínio Jauru (modificado de Ruiz, 2005).

Os lineamentos magnéticos distribuídos ao longo do batólito Santa Helena (Figura 9.3) apresentam uma direção aproximadamente E-W na parte norte e central desse corpo, enquanto que na porção sul os lineamentos apresentam uma direção de aproximadamente N50E. Esses lineamentos podem estar associados às forças compressivas com direção NNW para SEE que atuaram sobre o batólito (Ruiz, 2005). Os lineamentos observados ao sul do batólito apresentam a mesma orientação das

anomalias magnéticas identificadas internas a esse corpo (Figura 9.1.3), indicando que possivelmente essas intrusões utilizaram o alívio de pressão gerado pela zona de fraqueza criada ao sul do batólito pelas fraturas identificadas, para se alojarem.

Baseado em resultados Ar-Ar obtidos em metassedimentos do Grupo Aguapeí, Ruiz (2005) afirma que a etapa final da evolução tectono-metamórfica do Cinturão Orogênico Aguapeí ocorre por volta de 930 a 910 Ma. Ainda segundo o autor, esse pulso orogênico final é acompanhado pela formação de zonas de cisalhamentos dúcteis normais (zonas de cisalhamento Piratininga, Corredor e Indiavaí-Lucialva – Figura 2.2), sugerindo um regime extensional, comum ao colapso orogênico. Como consequência desse colapso, desenvolve-se uma atividade ígnea bimodal caracterizada pelo enxame de diques máficos Rancho de Prata (Ruiz et al., 2005 – Figura 9.5) e pela Suíte Intrusiva Guapé (Geraldés et al., 2000 – Figura 2.2).

Ruiz (2005) destaca que esse enxame de diques se estende por uma faixa com direção N30W a N40W, com aproximadamente 30 km de largura e em torno de 100 Km de comprimento, sugerindo um sentido geral de ruptura/extensão para N65E (Figura 9.5). O magmatismo granítico (suíte Guapé) é caracterizado por rochas muito evoluídas, isotrópicas a discretamente foliadas, e apresentam índices negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ assinalando a participação de material crustal na formação do magma parental no estágio de descompressão, provocado pelo colapso orogênico. Os corpos graníticos apresentam forte associação com a zona de cisalhamento normal Indiavaí-Lucialva (Ruiz, 2005).

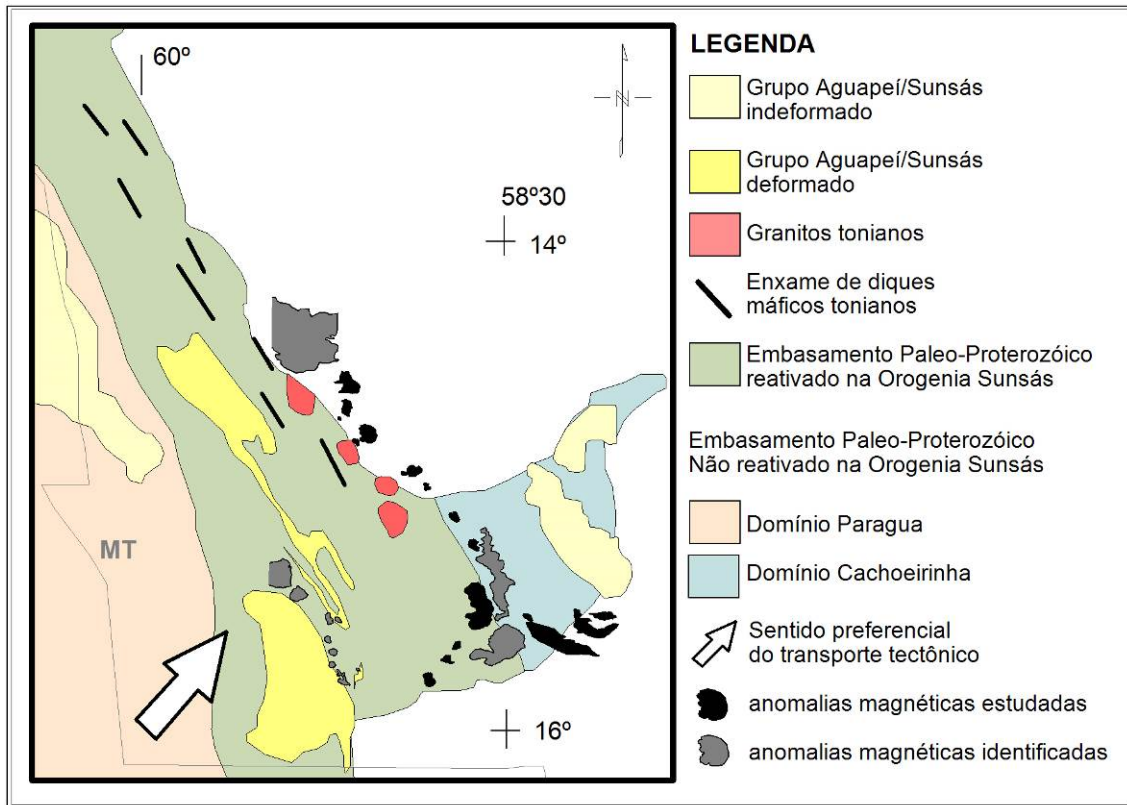


Figura 9.5 – Figura esquemática dos elementos tectônicos da Orogenia Toniana Sunsás, no Brasil. Adaptado de Ruiz (2005).

A parte norte das anomalias magnéticas identificadas neste trabalho (polígonos preto e cinza na Figura 9.5 e 4.4) apresentam um alinhamento de aproximadamente N37W, muito semelhante ao observado por Ruiz (2005) para o o enxame de diques (N30W a N40W) e para os granitos tonianos (Figura 9.5). As anomalias mais ao sul (números 9 a 14 na Figura 4.4), entretanto, estão alinhadas em direções de N37E (anomalias de 9 a 11) e N65W (anomalias 12 a 14). Esse comportamento pode indicar que, assim como o observado para os diques máficos e para os granitos tonianos (Figura 9.5), as anomalias magnéticas de 1 a 8 e 12 a 14 (Figura 4.4) apresentam uma correlação com a zona de cisalhamento evidenciada pela clara influência das zonas de

falha no comportamento de alguns corpos em sub-superfície (ex. anomalia de Glória do Oeste 1 e 2 e Caeté 1 a 3 – Figuras 8.11 e 8.16, respectivamente); as anomalias de 9 a 11, entretanto, provavelmente tiveram sua intrusão facilitada/condicionada pela presença de fraturas na porção sul do Batólito Santa Helena (Figuras 9.2), justificando assim a distribuição desses corpos com uma angulação quase perpendicular à zona de cisalhamento.

Nos capítulos 5 a 8 foi apresentada uma interpretação individual das anomalias magnéticas selecionadas, assim como uma análise do grupo em que cada uma foi inserida com base na rocha encaixante. No tópico a seguir, por sua vez, é feita uma interpretação conjunta de todas essas anomalias magnéticas, visando a partir do confronto dos resultados deste trabalho (estimativa do contraste de susceptibilidade magnética aparente, profundidade, comportamento em sub-superfície) com informações em literatura sobre a geologia e geotectônica local, entender melhor o cenário tectônico no qual elas se inserem.

9.2 – Interpretação das Anomalias Magnéticas no Contexto Regional

Entre as principais regiões com ocorrências mineralógicas associadas à Província Polimetálica do SW do Mato Grosso podemos citar: o (i) Distrito aurífero do Alto Guaporé (Figura 9.6), (ii) Distrito polimetálico de Cabaçal e a área potencial circunvizinha, e (iii) Distrito Niquelífero de Comodoro. O magmatismo alcalino e anorogênico, por sua vez, é representado pelos Distritos Diamantíferos (i) de Juína, (ii)

Chapada dos Guimarães, (iii) Alto Paraguai, Poxoréo e Paranatinga e áreas potenciais ao redor (Lacerda Filho, 2004).

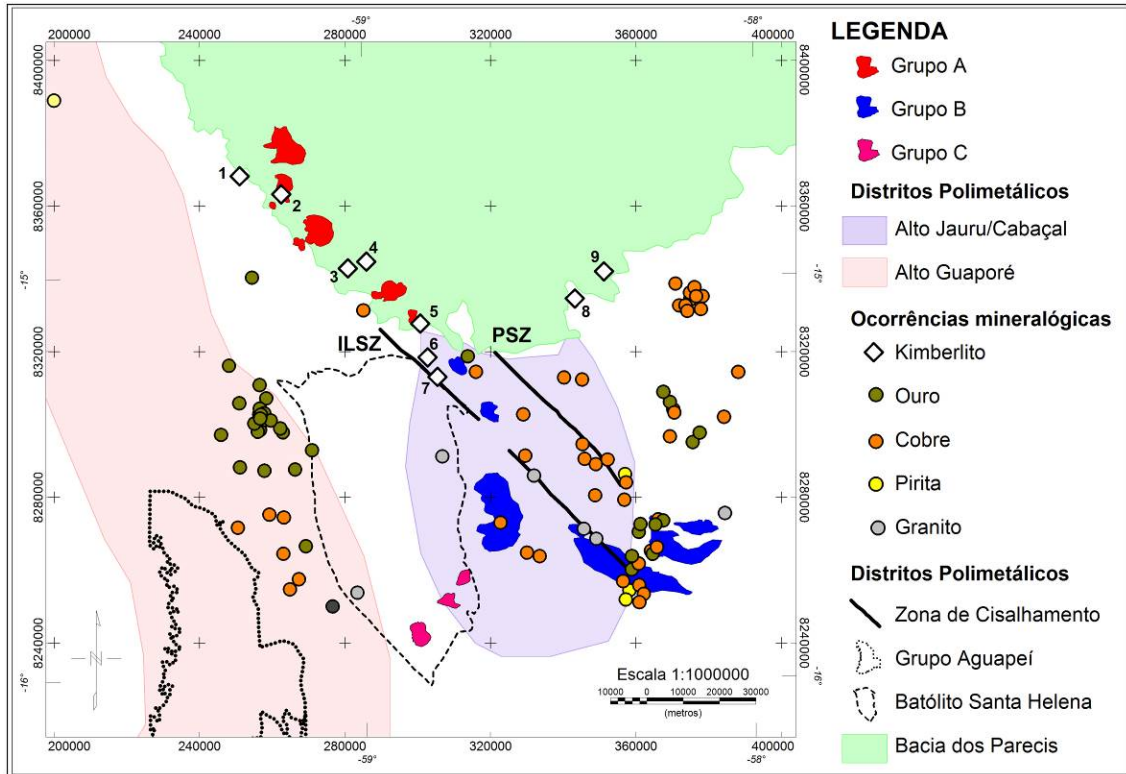


Figura 9.6 – Mapa da região sul do Cráton Amazônico, indicando os distritos polimetálicos Alto Jauru e Alto Guaporé (Lacerda Filho, 2004) com a localização das anomalias magnéticas estudadas (Grupo A a C), das principais ocorrências mineralógicas e dos limites geológicos do Batólito Santa Helena e Grupo Aguapeí. Os losangos identificam os kimberlitos (1) Sapé-01, (2) Sapé-02, (3) Jacaré-01, (4) Jacaré-02, (5) Jauru-01, (6) Jauru-02, (7) Jauru-03, (8) Progresso-01 e (9) Progresso-02. ILSZ e PSZ indicam as zonas de cisalhamento Indiavaí-Lucialva e Pitás, respectivamente.

Algumas dessas ocorrências mineralógicas estão localizadas extremamente próximas às anomalias estudadas (Figura 9.6) e, aliadas ao contraste de susceptibilidade

aparente recuperado pelas inversões dos dados magnéticos (Tabelas 5.1, 6.1, 7.1 e 8.1), elas podem fornecer informações importantes sobre a possível natureza das intrusões estudadas em subsuperfície e indicam possíveis novos alvos exploratórios com grande interesse econômico.

Com base na proximidade das ocorrências mineralógicas observadas, as anomalias magnéticas estudadas foram divididas agora em três grupos principais (Figura 9.6):

- ▶ o Grupo A é associado à presença de intrusões kimberlíticas com ocorrências diamantíferas e engloba as anomalias:
 - de Rio Juruena (RJU),
 - Córrego do Bugre 1 e 2 (CBG-1 e 2),
 - São José 1 a 5 (SJ-1 a 5),
 - Palmital 1 a 5 (PAL-1 a 5) e
 - Lucialva (Figura 5.1 – coincidindo com o Grupo 1 apresentado no capítulo 5);

- ▶ o Grupo B é composto pelas anomalias de:
 - Rio Jauru (RJA – proximidade com ocorrências de kimberlito, Au e Cu),
 - Figueira Branca (FGB – Au e Pd),
 - Bela Vista 1 a 9 (BV-1 a 9 – Cu),
 - Glória do Oeste 1 e 2 (GDO-1 e 2 – Cu, Pirita, Zn, Co e Au),
 - Aparecida 1 (APA-1 – Granito) e

- Caeté 1 a 3 (CAE-1 a 3 – Cu, Zn, Co, Au e Pt – Figuras 6.1 e 8.1.

Essas anomalias compõe os Grupos 2 e 4 na divisão inicial das anomalias – capítulo 4, e são descritas individualmente nos capítulos 6 e 8, respectivamente);

► o último grupo (C) engloba as anomalias de:

- Sertãozinho (SRT),
- Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2)e
- Nova (NOV, Figura 7.2 – componentes do Grupo 3, descrito no capítulo 7), as quais não apresentam uma relação direta com ocorrências mineralógicas conhecidas.

Abaixo é apresentada uma breve descrição da Província kimberlítica de Pontes e Lacerda e dos Distritos Polimetálicos de Pontes e Lacerda/Alto Jauru e Cabaçal/Alto Guaporé, assim como uma comparação das características desses depósitos com as anomalias magnéticas estudadas neste trabalho.

9.2.1 – Grupo A de anomalias magnéticas x Ocorrências kimberlíticas

O estado do Mato Grosso apresenta um grande potencial diamantífero, com depósitos primários associados a intrusões kimberlíticas e secundários ligados a depósitos aluvionares recentes e do paleoproterozóico. Próximo à Bacia dos Parecis, Siqueira e Teixeira (1993) identificam diversas províncias kimberlíticas: Juína/Aripuanã (JU), Paranatinga (PA), Pimenta Bueno (PB), Colorado do Oeste (CO) e Pontes e

Lacerda (PL) (Figure 9.7).

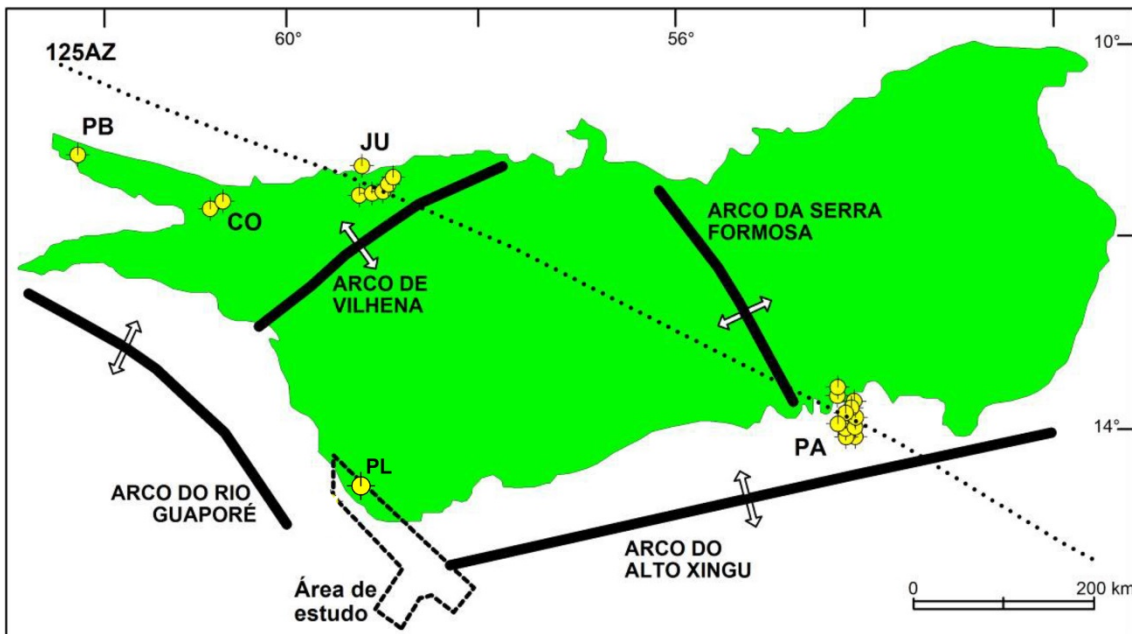


Figura 9.7 – Mapa simplificado da Bacia dos Parecis apresentando a localização das províncias kimberlíticas (símbolos amarelos) de Juína/Aripuanã (JU), Paranatinga (PA), Pimenta Bueno (PB), Colorado do Oeste (CO) e Pontes e Lacerda (PL), assim como do lineamento 125AZ. Modificado de Siqueira e Teixeira (1993).

Schobbenhaus et al. (1984 *apud* Bahia et al., 2006) descrevem os kimberlitos associados à província Pontes e Lacerda (datados do cretáceo – Figura 9.6) como distribuídos ao longo de um arco com direção NW-SE e de significante potencial econômico devido à presença de diamantes industriais associados a esses corpos.

Biondi (2003), por sua vez, ressalta a relação genética entre intrusões kimberlíticas e carbonatitos (por vezes associados a intrusões alcalinas, como observado para os complexos alcalino-carbonatíticos da Província Ígnea do Alto do Paranaíba, MG – Marangoni e Mantovani, 2013), a qual se faz notar pela coexistência espacial e

temporal dessas rochas nos diversos locais onde são observadas. Considerando que os kimberlitos da província Pontes e Lacerda estão localizados na borda SW da bacia, esse cenário tectônico (associado a complexos ultrabásicos-alcálinos), junto aos altos contrastes de susceptibilidade recuperados pelas inversões das anomalias do Grupo A (entre 0,031 e 0,163 S.I., Tabela 5.1) e a clara correlação entre a distribuição geográfica dos kimberlitos e das anomalias (Figura 9.8), pode-se concluir que as fontes magnéticas invertidas estão associadas a possíveis complexos alcálinos e kamafugitos. Logo, esses corpos apresentam um potencial exploratório para diferentes tipos de mineralizações tais como ETR, fosfato, carbonatito (ex.: complexo alcálico-carbonatítico de Tapira – Ribeiro, 2011) entre outros. Entretanto, é importante ressaltar que uma resposta conclusiva sobre a natureza desses corpos e o potencial exploratório real deles só pode ser obtida a partir de análises de testemunhos de sondagem na região.

As anomalias magnéticas identificadas no grupo A (Figura 9.6) estão todas localizadas em subsuperfície, a profundidades maiores do que 100 m (Tabela 5.1) e, portanto, encobertas pelos sedimentos do Grupo Parecis (formado pelas formações Salto das Nuvens e Utariti – Figura 2.2). Silva et al. (2003 *apud* Bahia, 2007) posicionaram este grupo no cretáceo médio a superior (entre 127 a $65,5 \pm 0,3$ Ma), embasados na ocorrência de fósseis de *Mesosuchidae* (*Notosuchidae*).

O fato das anomalias estarem abaixo da base da camada de sedimentos do Grupo Parecis pode ser utilizado como um indício de que esses corpos intrudiram nas falhas geradas pelo surgimento dessa bacia e, portanto, antes da deposição desses sedimentos. Segundo essa hipótese, tem-se que as anomalias magnéticas teriam idades anteriores a 127 Ma (idade mínima estimada para o Grupo Parecis por Silva et al. 2003 *apud* Bahia, 2007).

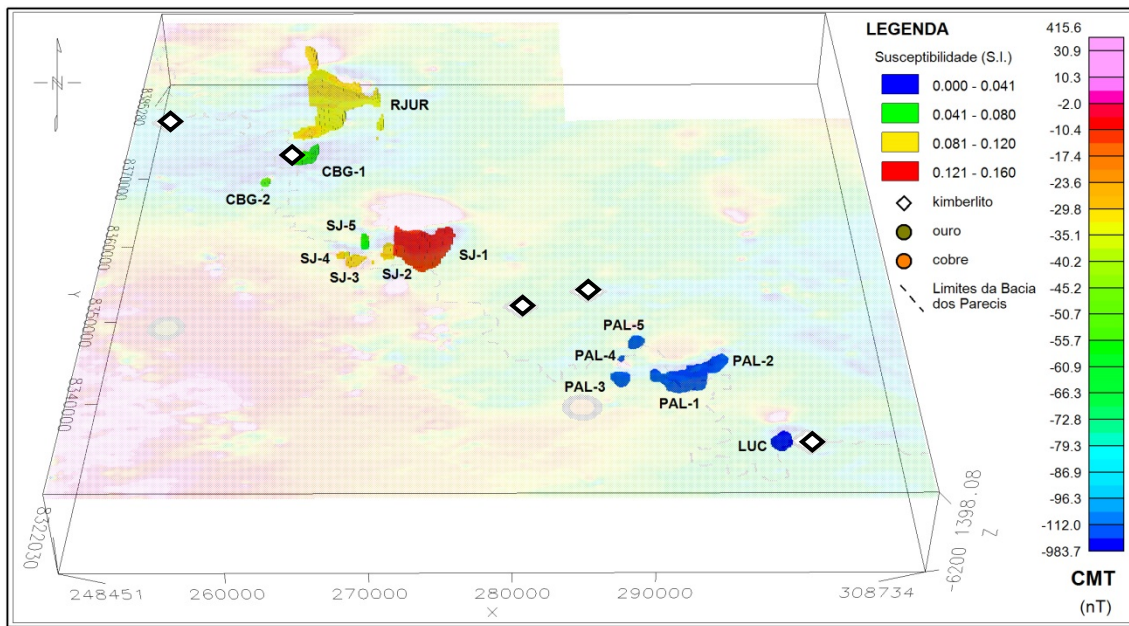


Figura 9.8 – Resultado da inversão dos dados magnéticos das anomalias de Rio Juruena (RJUR), Córrego do Bugre 1 (CBG-1) e 2 (CBG-2), São José 1 a 5 (SJ-1 a 5), Palmital 1 a 5 (PAL-1 a 5) e Lucialva (LUC) com a sobreposição do mapa de campo magnético total (CMT). Os losangos representam a localização dos kimberlitos e o círculo laranja a ocorrência de cobre, identificados pela CPRM na região. A linha pontilhada indica o limite sudoeste da Bacia dos Parecis na região.

Outro cenário tectônico possível, entretanto menos provável, considera que o magma intrusivo associado a essas fontes magnéticas utilizou as zonas de fraqueza presentes na borda da bacia, entretanto não teve força suficiente para atravessar a camada de sedimentos e se alojaram no embasamento. Neste cenário, as anomalias magnéticas do grupo A (Figura 9.6) seriam mais recentes do que os sedimentos do Grupo Parecis.

As ocorrências de kimberlitos reconhecidas na região foram associadas ao

Cretáceo superior (99.6 ± 0.9 a $65,5 \pm 0,3$ Ma – Lacerda Filho, 2004) e, portanto, contemporânea a última fase de deposição do Grupo Parecis (127 a $65,5 \pm 0,3$ Ma – Silva et al. 2003 *apud* Bahia, 2007).

Sendo assim, considerando a identificação das anomalias magnéticas do Grupo A como possíveis intrusões de caráter alcalino e/ou kamafugítico, e a possível contemporaneidade desses corpos com as intrusões kimberlíticas, não é possível obter uma resposta conclusiva sobre a relação temporal das anomalias magnéticas estudadas com a deposição do Grupo Parecis. Para tal, são necessárias sondagens associadas a datações isotópicas de amostras desses corpos.

9.2.2 - Grupo B de anomalias magnéticas x Depósitos de Alto Jauru/Cabaçal (Au, Cu, Zn)

O estudo dos depósitos de Au, Cu e Zn da parte SW do Cráton Amazônico sugere uma forte correlação entre o período de tempo dos eventos tectônicos e a idade de formação das concentrações minerais de importância econômica (Tassinari e Melito, 1994 *apud* Geraldes, 1996).

Uma das maiores dificuldades em se estudar as ocorrências mineralógicas na porção SW do Cráton Amazônico é a divergência por parte dos autores na nomenclatura dos distritos polimetálicos e na caracterização desses. Neste trabalho foi adotada a nomenclatura proposta por Bizzi et al. (2003) e utilizada por Lacerda Filho, (2004), a qual denomina o depósito polimetálico observado ao sul da bacia dos Parecis de Alto Jauru (Figura 9.6). Abaixo é apresentada uma breve descrição das principais características desse depósito.

9.2.2.1 – Depósito Alto Jauru (Cu, Zn, Au)

Segundo Geraldles (2012), mais de vinte depósitos de ouro são observados na região de Pontes e Lacerda, situada entre os rios Guaporé e Jauru (Figura 9.6).

Lacerda Filho (2004) destaca que a sequência vulcanossedimentar do Alto Jauru (Figura 2.2) é intrudida por rochas plutônicas gnaissificadas de composição tonalítica, com idades entre 2,0 e 1.7 Ga (Geraldles, 1996; Pinho et al., 1997).

De acordo com Bizzi et al. (2003), três principais tipos de mineralização têm sido reconhecidos na região (Pinho et al., 1997): mineralizações associadas à zona de cisalhamento; do tipo sulfeto vulcanogênico maciço (*volcanogenic massive sulphide* – VMS); e disseminadas em corpos de tonalitos.

De acordo com Geraldles (2012), a mineralização aurífera é hospedada em rochas vulcânicas félsicas e vulcanoclásticas do grupo Alto Jauru (Figura 2.2). Investigações petrológicas e geoquímicas detalhadas desenvolvidas por Pinho et al. (1997) na região, indicam que a deposição do ouro é associada à migração de fluídos metamórficos ao longo de zonas de cisalhamento.

O depósito aurífero do Cabaçal, associado a uma faixa vulcanossedimentar formada em ambiente de arco de ilha (Pinho et al., 1997), está hospedado em uma sequência de tufos e rochas vulcanoclásticas intercalados com níveis de chert da Formação Manoel Leme (Monteiro et al., 1986). Toledo (1997) classifica o depósito aurífero do Cabaçal como mesotermal epigenético associado à zona de cisalhamento e com forte influência do plutonismo tonalítico contemporâneo à sua formação. A mineralização, que se apresenta disseminada, bandada, venulada, brechóide e maciça, é composta por sulfetos, como calcopirita, pirita, pirrotita, marcassita, esfalerita, cubanita,

galena e molibdenita em associação com selenetos, teluretos e ligas Au-Ag e Au-Bi (Pinho et al., 1997).

Segundo Geraldès et al. (2004), a assinatura Pb-Pb do depósito aurífero de Cabaçal indica duas fontes diferentes: uma mais radiogênica ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.941 a 16.600 e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.527 a 15.600; e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 35.549 a 35.630), interpretada por Geraldès (2012) como possivelmente originada por uma fonte externa de fluido hidrotermal ao sistema principal; e outra menos radiogênica ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.650 a 15.843 e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.318 a 15.376 e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 35.324 a 35.469) a qual pode ser indicativa de uma contribuição de Pb da rocha encaixante vulcano-plutônica. Ainda segundo Geraldès (2012), essa diferença na assinatura do isótopo de Pb pode sugerir que mais de duas componentes estavam envolvidas na formação do depósito de ouro.

Pinho et al. (1997) afirmam que veios de carbonato são comuns em diferentes áreas e em diferentes rochas ao longo da mina do Cabaçal. Segundo esses autores, eles existem em rochas vulcânicas félsicas, vulcanoclásticas e zonas de alteração da clorita, e preenchem as fraturas extensionais geradas durante a fase mais recente ou pós-metamórfica, podendo ser distintos dois grupos. O primeiro é composto por veios de carbonato ocorrendo como uma forma lenticular ou ligeiramente sigmoidal. A componente principal é a calcita, no entanto, este grupo também apresenta sulfetos, como pirita, calcopirita, galena, e ocorrências pontuais de ouro. O segundo grupo engloba veios com uma largura média de 2 cm, que ocorrem em enxames com espaçamento de 10 a 20 cm. Calcita é o principal componente, embora alguns fragmentos de rochas hospedeiras estejam presentes. Ainda segundo esses autores, dados de isótopos estáveis de oxigênio e carbono, e razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos veios, indicam que o carbonato do primeiro grupo de veios, bem como os veios de carbonato-

quartzo são relacionados a processos ígneos, enquanto que os veios do segundo grupo são supostamente formados por fluídos metamórficos ou por fluídos meteóricos que percolaram e reagiram com as rochas encaixantes e preencheram as fraturas de extensão.

9.2.2.2 - Comparação entre o Depósito Alto Jauru e as anomalias magnéticas do Grupo B

Segundo Biondi (2003), sistemas hidrotermais magmáticos subvulcânicos (vulcânico emerso ou plutônico superficial) ocorrem, sobretudo, associados a zonas de subducção, junto a margens continentais ativas (tipo andina) ou aos arcos de ilha (como no caso do depósito de Cabaçal – Pinho et al. 1997).

Biondi (2003) destaca que, para depósitos epitermais, a pluma hidrotermal tem forma e dimensão condicionada por um corpo alojado próximo da superfície. Segundo esse autor, nesse tipo de sistema, os depósitos formados são caracterizados por uma forte participação de água meteórica na composição dos fluídos hidrotermais. O sistema hidrotermal evolui lateralmente, gerando depósitos e zonas alteradas de maiores dimensões. Em um mesmo distrito são comuns depósitos encaixados em litologias diferentes, com sistemas hidrotermais individualizados, associados a intrusões alojadas em situações estruturais e topográficas distintas. As formas e as dimensões dos depósitos passam então a depender da densidade e da extensão do sistema de falhas e da topografia e permeabilidade das rochas que condicionam o sistema hidrológico, superficial e subsuperficial, associado a cada intrusão.

Toledo (1997) enfatiza que a reavaliação das reservas minerais da jazida do Cabaçal e a aplicação de modelos de exploração mineral na região do Alto Jauru devem

levar em conta não apenas os controles estratigráficos da mineralização, mas também os controles estruturais, além da provável influência do plutonismo nos sistemas de formação de depósitos. De fato, uma vez que a pluma hidrotermal é condicionada pelo tamanho do plutão, a identificação e a caracterização tridimensional das intrusões do Grupo B (Figura 9.6) podem acrescentar informações importantes sobre esses depósitos.

Os modelos tridimensionais obtidos a partir da inversão das anomalias magnéticas do Grupo B apresentam contrastes de susceptibilidade aparente entre 0,038 a 0,248 S.I. (Tabela 5.1, 6.1, 7.1 e 8.1). Esses corpos apresentam não apenas uma divergência em relação à intensidade da susceptibilidade aparente, como também em relação à rocha encaixante, à profundidade, comportamento em profundidade (corpos mais alongados com uma direção preferencial ou não), volume estimado e presença de ocorrências minerais reconhecidas com interesse exploratório. Essas diferenças são esperadas para distritos de grande extensão, composto por depósitos com sistemas hidrotermais individualizados associados a intrusões alojadas em situações estruturais e topográficas distintas (Biondi, 2003).

Abaixo é apresentada uma comparação entre as anomalias do grupo B (Figura 9.6) e o cenário tectônico regional observado para o Domínio Jauru, onde essas intrudem (Figura 2.1). Para uma melhor visualização, os modelos tridimensionais obtidos pela inversão individual dessas anomalias foram dispostos no mesmo mapa (Figura 9.9). Sobre esse mapa, foi disposta a representação do campo magnético residual obtido para a região a partir da continuação para cima considerando uma altura de 6000 m.

9.2.2.3 – Comparação entre as anomalias magnéticas do Grupo B e o contexto tectônico

Segundo Ruiz (2005), no Domínio Jauru foram individualizadas unidades plutônicas (suítes intrusivas Salto Grande e Córrego Dourado) e vulcânicas (Metabasaltos do Vale do Jauru) com assinatura geoquímica e isotópica Sm-Nd típicas de limites oceânicos divergentes (N-MORB). Dois episódios orogênicos acrescionários foram identificados no Período Calimiano, no âmbito desse domínio.

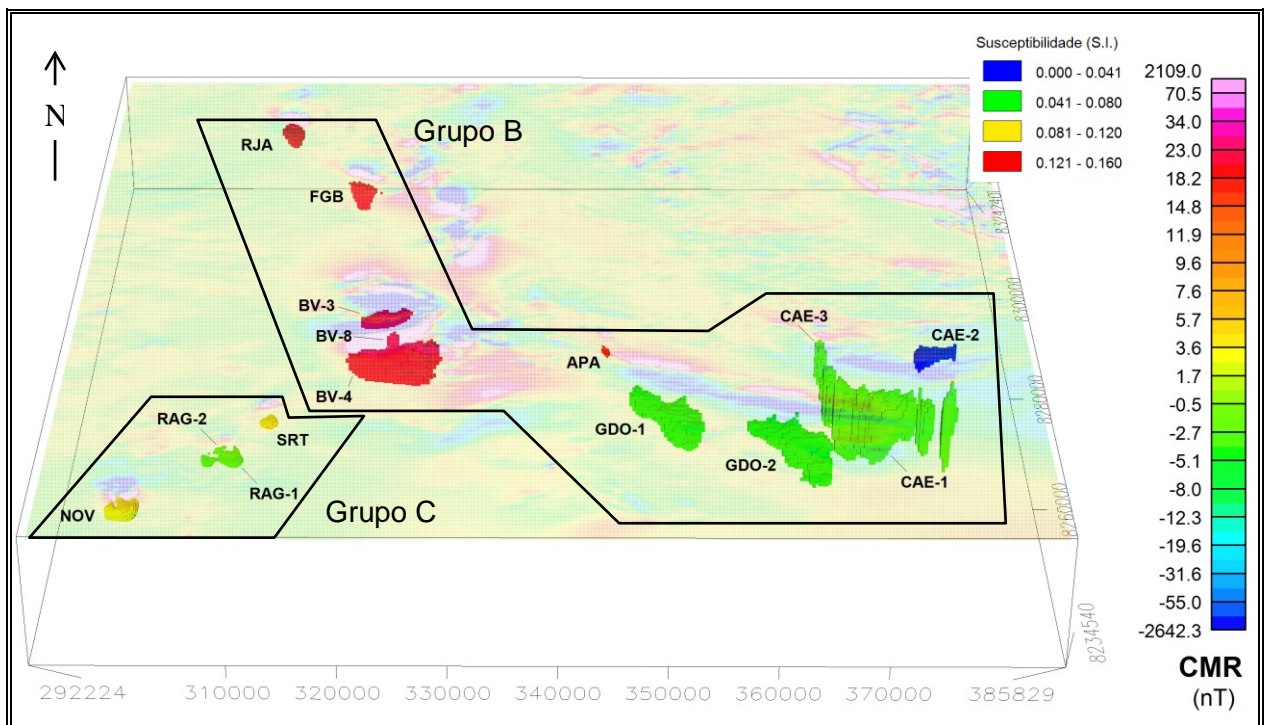


Figura 9.9 – Inversão dos dados magnéticos das anomalias do Grupo B: Rio Jauru (RJA), Figueira branca (FGB), Bela Vista 3, 4 e 8 (BV-3, 4 e 8, respectivamente), Aparecida (APA), Glória do Oeste 1 e 2 (GDO-1 e 2), Caeté 1 a 3 (CAE-1 a 3, respectivamente); e Grupo C: Sertãozinho (SRT), Rio Aguapeí 1 e 2 (RAG-1 e 2) e

Nova (NOV); com a sobreposição do mapa de campo magnético residual (CMR).

A fase orogênica mais antiga, correlata à Orogenia Cachoeirinha, é caracterizada pelos magmatismo juvenil ($\epsilon_{Nd}(t)$ positivo) definido por ortognaisses das suítes intrusivas Rio Novo ($1,552 \pm 03$ – Ruiz et al., 2004), Taquarussu ($1,568 \pm 43$) e Retiro ($1,567 \pm 07$ Ma – Ruiz, 2005) alojados entre 1,550 a 1,570 Ma, provavelmente formados em arcos de ilhas vulcânicos coalescidos em um regime tectônico do tipo *soft collision*. Após essa orogenia, segue-se a implantação de um arco magmático continental em margem tipo andino (Arco Magmático Santa Helena – Geraldès, 2000; Orogenia Santa Helena), identificado pelos batólitos cálcio-alcálicos Santa Helena (1464 ± 25 Ma por U-Pb obtido por Geraldès et al., 2001) e Água Clara (1485 ± 04 Ma por U-Pb, obtido por Matos et al., 1996) e por inúmeros corpos graníticos da Suíte Intrusiva Pindaituba (1465 a 1425 Ma – Geraldès et al. 2001), que assinalam uma grande variação composicional e ambiência tectônica (pré-colisionais a pós-orogênico). Segundo Ruiz (2005), os dados litogeoquímicos e isotópicos (Sm-Nd e Rb-Sr) indicam uma natureza juvenil para o magma parental.

De acordo com Teixeira et al. (2011), o domínio tectônico Jauru (Figura 2.1) foi intrudido não apenas por rochas plutônicas relacionadas aos orógenos Cachoeirinha (1587 - 1522 Ma) e Santa Helena (1485 - 1420 Ma), mas também por intrusões anorogênicas associadas à colisão ao sul da Sunsás. Ainda segundo esses autores, os arcos Cachoeirinha, Rio Alegre, Santa Helena e Sunsás são resultados de dinâmica mesoproterozóica que finalmente levou a acreção lateral ao longo da margem continental da província Rio Negro-Juruena (e.g., Cordani e Teixeira, 2007; Bettencourt et al., 2010; Teixeira et al., 2010).

As datações U-Pb (SHRIMP) em zircão realizada por Teixeira et al. (2011) indicam que a suíte intrusiva Figueira Branca cristalizou em $1,426 \pm 8$ Ma, sendo contemporâneo com a intrusão dos *plugs* gabróicos (1416 ± 7 Ma) e intrusões monzograníticas (1429 ± 3 Ma) observadas próximas a cidade de Indiavaí. Esses autores interpretam os dados de datação como indicativo de que a distribuição geográfica regional desse magmatismo máfico-ultramáfico intra-placa mesoproterozóico como contemporâneo à evolução do arco Santa Helena.

Segundo Teixeira et al. (2011), a assinatura $\epsilon_{Nd}(0)$ da suíte intrusiva Figueira Branca (de -5 a -1) é relativamente alta se comparada com a obtida para Santa Helena; o que sugere que o magma máfico-ultramáfico da suíte é relacionado com uma fonte homogênea e principalmente juvenil, como ressaltado pelos valores positivos de $\epsilon_{Nd}(t)$ (+3,0 a +4,7). Ainda segundo esses autores, a assinatura isotópica das rochas do arco de Cachoeirinha ($\epsilon_{Nd}(0)$ entre -14 e -22) é provavelmente influenciada por uma contribuição da crosta de Alto Jauru (com assinatura de $\epsilon_{Nd}(0)$ de aproximadamente -18) nesta fonte. Essa conclusão condiz com a ideia de que as rochas do arco Cachoeirinha foram originadas entre 1587 e 1522 Ma devido à subducção de uma placa a oeste, abaixo da crosta continental do terreno Jauru (Ruiz et al., 2004).

Os granitos anorogénicos observados no domínio Jauru (ex. Suíte Guapé) apresentam idade $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ entre 1018 e 913 Ma, o que provavelmente estima o episódio de intrusão em si (Ruiz, 2005). Ruiz (2005) também obteve uma idade de 930 Ma em sericita, a qual pode estimar a data de deformação associada com a reativação tectônica de um extenso sistema tectônico com direção NNW que limita o batólito Santa Helena. Esse autor interpreta esse padrão de idades como provavelmente uma das reativações regionais internas ao terreno Jauru relacionada à colisão da província

Sunsás.

Segundo Teixeira et al. (2011), as rochas dos arcos Cachoeirinha e Santa Helena possuem históricos de resfriamento separados, sem evidência de um evento de metamorfismo anterior ao evento de acreção/diferenciação relacionado datado por U-Pb em zircão em 1587-1522 Ma e 1485-1420 Ma, respectivamente. A este respeito, esses autores interpretam as idades mais jovens obtidas em biotitas como um reflexo das deformações posteriores ao resfriamento regional de uma zona orogenética espessada; como indicado anteriormente para rochas do mesoproterozóico observadas em outras regiões do SW do Cráton Amazônico (Tohver et al., 2006).

Rizzotto et al. (2014) datam a subducção da placa oceânica entre o Cráton Amazônico e o bloco Paraguá entre 1,47 e 1,43 Ga, e portanto, durante a implementação do orógeno Santa Helena.

A partir dos dados disponíveis, Teixeira et al. (2011) sugerem que as rochas do arco Cachoeirinha foram submetidas a uma exumação regional rápida (cerca de 50 milhões de anos), como estimado pelo *time-path* em zircão-titanita-hornblenda-biotita. O cinturão Santa Helena, por sua vez, apresenta idades U-Pb em zircões entre 1485 e 1420 Ma e $Ar^{40}-Ar^{39}$ em biotita de 1322 Ma, o que pode sugerir uma taxa de exumação significativamente mais baixa da crosta de Santa Helena em comparação com a parte mais a leste do domínio Jauru. Entretanto, determinações adicionais de $Ar^{40}-Ar^{39}$ para as rochas desse cinturão são necessárias para comprovar essa hipótese.

Embora a idade obtida para biotita pode estar associada com a fase pós-tectônica da Província Rondoniana-San Ignacio (Bettencourt et al., 2010), Teixeira et al. (2011) alegam que a estabilidade tectônica (cratonização) dessa província é melhor estimada pelas novas idades $Ar^{40}-Ar^{39}$ aparentes em biotita de um *plug* gabróico com idades de

1275 Ma.

Considerando uma avaliação integrada das idades radiométricas, restrições isotópicas e o conhecimento geológico regional descrito acima; foi elaborada uma figura apresentando a distribuição temporal dos principais eventos geotectônicos ocorridos para o Domínio Jauru. A Figura 9.10 exibe ainda uma estimativa para a intrusão dos kimberlitos reconhecidos na porção interna da Bacia dos Parecis apresentada por Schobbenhaus et al. (1984 *apud* Bahia et al., 2006 – Figura 9.6). As datações utilizadas para compor essa figura foram obtidos por Schobbenhaus et al. (1984 *apud* Bahia et al., 2006), Menezes et al. (1993), Geraldés et al. (2000, 2001), Santos et al. (2000) *apud* Lacerda Filho (2004), Lacerda Filho (2004), Matos et al. (2004) *apud* Lacerda Filho (2004), Ruiz et al. (2004), Ruiz (2005), Teixeira et al. (2011), Tamura et al. (2013), Rizzotto et al. (2014).

Ao confrontar as datações realizadas para o batólito de Santa Helena (Geraldés et al., 2001) com o estudo das componentes vetoriais do campo magnético em relação aos paleopolos magnéticos desenvolvido por Louro et al. (2013b) e com os resultados obtidos pelas inversões tridimensionais das fontes magnéticas de STZ, RAG-1 e 2 e NOV (apresentados no Capítulo 7, Figura 9.9), estimasse que esses corpos intrudiram no batólito após a instalação desse. Essa hipótese localiza essas anomalias como tendo ocorrido ao fim da Orogenia Santa Helena ou associada a um evento tectônico posterior a esse (Figura 9.10).

A datação por método U-Pb realizada por Teixeira et al. (2011) sobre a Suíte Intrusiva de Figueira Branca (SIFB), permitiu localizar essa suíte ao fim da Orogenia Santa Helena (Figura 9.10). Ao comparar essas idades com as propostas por Rizzotto et al. (2014) para a subducção da placa oceânica entre o Cráton Amazônico e o bloco

Paraguá (1,47 e 1,43 Ga – Figura 9.10) nota-se uma possível associação entre esse evento tectônico com a origem do magma formador da SIFB. Entretanto, estudos geoquímicos e isotópicos complementares são essenciais para confirmar o tipo de fonte magmática.

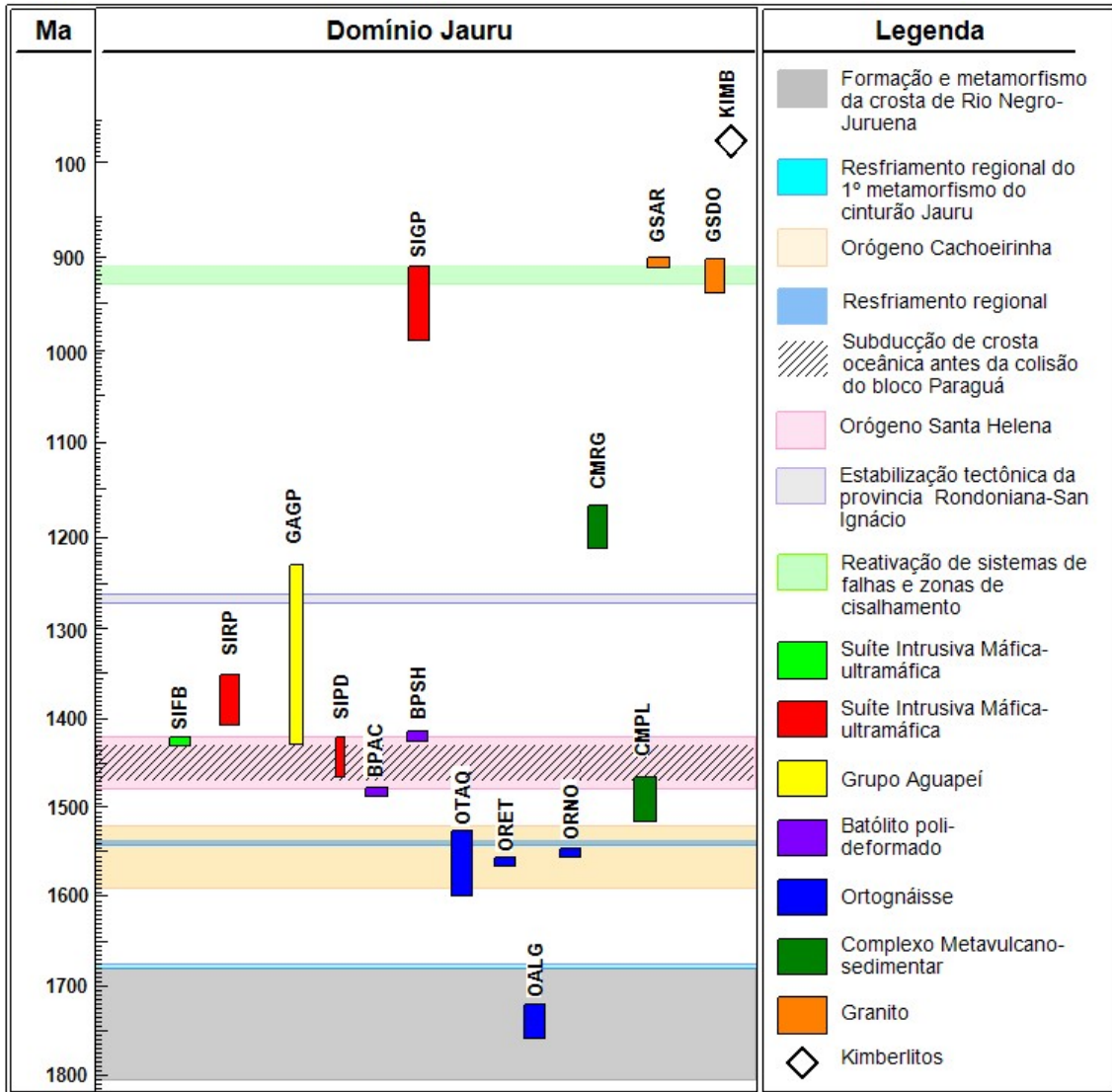


Figura 9.10 – Datação estimada para os principais eventos orogenéticos e ígneos ocorridos no Domínio Jauru. As siglas representam: o GAGP – Grupo Aguapeí, Suítes Intrusivas SIFB –Figueira Branca, SIRP – Rancho de Prata; SIPD –Pindaituba e SIGP – Guapé, Batólitos Poli-deformados BPAC – Água Clara e BPSH – Santa Helena,

Ortognaisses OTAQ – Taquarussu, ORET – Retiro, ORNO – Rio Novo, OALG – Alto Guaporé, os Complexos Metavulcano-sedimentares CMRG – Rio Galera e CMPL – Pontes e Lacerda, e os Granitos GSAR – Sararé e GSDO – São Domingo; KIMB - kimberlitos ao sul da Bacia dos Parecis. As referências utilizadas encontram-se no texto.

A proximidade da SIFB com a anomalia de RJAU (Figura 9.2.4) e a semelhança entre as respostas magnéticas e gamaespectrométricas obtidas para essas fontes (Figuras 6.1, 6.9 e 6.16) permite inferir uma provável conexão do ambiente tectônico e origem do magma gerados desses corpos. A SIFB é formada principalmente por rochas básico-ultrabásicas como gabros, noritos, gabronoritos e dunitos de caráter estratiforme. O corpo principal dessa suíte (Fazenda Figueira Branca – Figura 6.12), o qual foi associado à anomalia magnética invertida neste trabalho (Figura 6.14), está localizado próximo a diversas concentrações anômalas reconhecidas pela CPRM em sedimentos de batéia de Cu, Co, Ni, Cr, Au, Pt e Pd. A presença desses elementos evidencia o potencial exploratório dessa intrusão, assim como um possível interesse econômico da intrusão de RJAU. As características composicionais desses corpos, comparadas com as assinaturas radiométrica e magnética observadas (Figuras 6.1, 6.9 e 6.16), nos permite associar essas intrusões a (no caso de RJAU, possíveis) fontes máficas-ultramáficas. Segundo Teixeira et al. (2011), o caráter anorogénico da SIFB é suportado pelas características geológicas do domínio Jauru (Figura 2.1), dado que a intrusão ocorreu sob um regime extensional. Essa interpretação posiciona a SIFB em um ambiente tectônico consideravelmente diferente do proposto para a orogenia Santa Helena, apesar das datações obtidas por esses autores terem posicionado essas intrusões ao fim da Orogenia Santa Helena e da subducção de placa oceânica (Figura 9.10) proposta por Rizzotto et al. (2014).

A composição granítica do batólito Santa Helena estabelece que esse corpo foi resfriado em grandes profundidades e, posteriormente rearranjado em superfície por esforços tectônicos. Se as anomalias de SRT, RAG-1 e 2 e NOV (Figura 9.9) tivessem sido englobadas pelo magma do batólito em profundidade, essas teriam sido aquecidas a altas temperaturas e provavelmente apresentariam não apenas um grau de metamorfismo significativo como teriam perdido ou sofrido alterações na direção de magnetização registrada no período de cristalização. Esse cenário tectônico nos permite inferir que provavelmente essas anomalias intrudiram no batólito após a realocação deste em superfície, a partir das fraturas e falhas observadas nesse corpo (Figura 9.1.3), localizando assim essas anomalias ao fim da Orogenia Santa Helena (Figura 9.2.5).

A assinatura gamaespectrométrica apresentada por NOV (altas contagens de Th e U e médias a baixas de potássio – Fig. 7.19) pode ser interpretada como indicativa da intrusão de um magma com caráter félsico ou intermediário (Dickson e Scott, 1997). Essa resposta difere significativamente da observada para o Batólito Santa Helena uma vez que este apresenta uma assinatura caracterizada por concentrações bem mais elevadas de potássio e médias a baixas de tório e urânio (Ribeiro e Mantovani, 2012). Esse resultado, somado as interpretações do contexto tectônico, sugere que a intrusão desse magma pode estar associada a um possível ambiente de arco continental, gerado pela subducção de placa oceânica durante a Orogenia Santa Helena (Rizzotto et al., 2014, Figura 9.10).

A diferença entre as rochas encaixantes, a grande extensão do lineamento de anomalias considerado e a complexidade do contexto tectônico poderiam justificar a diversidade composicional das fontes anômalas e, por consequência, do contraste de susceptibilidade magnético observado para esses corpos. Entretanto, assim como dito

anteriormente, para confirmar essa teoria são essenciais estudos geoquímicos e isotópicos nessas intrusões visando confirmar não apenas a composição dessas, mas também a data de intrusão e o ambiente tectônico associado a esses corpos. Para tal, as anomalias com maior potencial para esses estudos são as intrusões de RJA, FGB e NOV, pois apresentam pontos de afloramento reconhecidos em dados gamaespectrométricos, imagens de satélite e/ou indícios geológicos reconhecidos.

As anomalias de APA, GDO-1 e 2 e CAE-1 a 3, por sua vez, exibem um forte controle estrutural evidenciado pelo comportamento em profundidade das fontes magnéticas invertidas (Figura 9.9). Esse comportamento nos permite elaborar dois cenários tectônicos possíveis para essas intrusões: o primeiro considera que essas anomalias seriam contemporâneas as demais e teriam ocorrido ao fim da Orogenia Santa Helena; enquanto que a segunda hipótese considera que esses corpos estariam associados ao ambiente de tectônica extensional proposto por Teixeira et al. (2011), o qual teria gerado uma reativação dos sistemas de falhas e zonas de cisalhamento na região entre 910 e 930 Ma (Figura 9.10). Nessa segunda hipótese, essas anomalias teriam intrudido contemporaneamente aos granitos anorogênicos observados na região (ex. Suíte Intrusiva Guapé – idade 950 ± 40 Ma por isócrona de Rb-Sr estimada por Lacerda Filho, 2004), sendo a cratonização final da parte SW do Cráton Amazônico estabelecida entre 900 e 940 Ma (Teixeira et al., 2011). Segundo Ruiz et al. (2004) os granitóides de Guapé, de São Domingos (GSDO – Figura 9.10), de Sararé (GSAR) e do Guaporé representam corpos epizonais gerados por fusão parcial da crosta continental em ambiente de descompressão pós-colisional ao final do Ciclo Orogenético Sunsás. Caso as anomalias de APA, GDO-1 e 2 e CAE-1 a 3 (Figura 9.9) sejam contemporâneas a esses granitoides, é plausível cogitar que a intrusão do magma associado a ambos os

grupos esteja ligado a essa descompressão. Entretanto, com base apenas nos dados magnéticos não é possível definir seguramente qual o evento tectônico associado a essas intrusões sendo, como dito acima, essencial estudos geoquímicos e isotópicos para caracterizar o cenário tectônico no qual esses corpos estão inseridos.

10 – CONCLUSÕES

Neste trabalho foram analisados os dados de aerolevantamentos magnéticos e gama espectrométricos contratados pela CPRM sobre a Área 2 (código 1080), localizada no sudoeste do estado do Mato Grosso. A partir da análise desses dados foram identificadas 34 anomalias magnéticas ao longo de um lineamento com direção preferencial NW-SE. Visando uma melhor interpretação das anomalias magnéticas identificadas, essas foram divididas em quatro grupos em função da rocha encaixante e da distribuição dessas ao longo do arco. Essas anomalias foram inicialmente analisadas individualmente visando caracterizar os limites laterais, a profundidade do topo (caso não haja indícios de afloramento), estimar o contraste de susceptibilidade magnética aparente e o volume da fonte em subsuperfície. Os resultados obtidos foram confrontados com informações geológicas, geoquímicas, isotópicas, com a geotectônica e com os principais depósitos minerais conhecidos da região.

As anomalias magnéticas identificadas apresentam uma grande diversidade em relação à intensidade e polarização magnética. Essa diferença pode ser explicada por diversos fatores como: variação composicional (fontes com concentração maior ou menor de minerais ferromagnéticos e a composição dos mesmos – ex. presença ou ausência de hematita ou magnetita), direção do campo magnético terrestre na época da intrusão do magma e o período de resfriamento do corpo (justificando a variação na direção da componente remanescente registrada por cada anomalia, mesmo que extremamente próximas), assim como efeito de auto-desmagnetização observado para as anomalias com susceptibilidade acima de 0.1 S.I. Entretanto apenas com os dados

aerotransportados não é possível fazer uma estimativa confiável da influência da auto-desmagnetização nos dados, o qual não foi considerado na realização das inversões dos dados. A proximidade de alguns dos dipolos magnéticos identificados na região torna impossível isolar a componente magnética associada a cada uma das intrusões, sugerindo uma possível conexão desses corpos em profundidade. Esse comportamento, associado à presença de remanência evidenciada pela polarização reversa de algumas anomalias, tornou essencial a utilização de técnicas com pouca dependência da direção de magnetização para a interpretação.

O Grupo 1 é composto por 14 anomalias distribuídas ao longo de 5 áreas, totalmente internas aos limites sudoeste da Bacia dos Parecis. A estimativa da profundidade do topo dos limites laterais das fontes magnéticas pela técnica do EHD-depth e os modelos tridimensionais obtidos para essas anomalias indicaram uma profundidade média de 224 m. Ao confrontar esses resultados com as informações em literatura sobre a profundidade do embasamento da bacia dos Parecis na região de estudo (aproximadamente 100 m) foi possível concluir que essas intrusões estão localizadas no embasamento da bacia e totalmente encobertas pelos sedimentos do Grupo Parecis (composto pelas Formações Salto das Nuvens e Utiariti). Esta interpretação condiz, por sua vez, com o esperado a partir do mapa ternário gerado para a região, o qual apresenta uma assinatura radiométrica de baixo dos três elementos claramente associada com os sedimentos da bacia.

A distribuição das anomalias magnéticas e a proximidade dessas com os kimberlitos conhecidos na região, associadas ao alto contraste de susceptibilidade aparente recuperado pela inversão, principalmente para as anomalias de São José 1 a 5, indicam dois possíveis cenários: no primeiro essas fontes magnéticas estariam

associadas ao mesmo evento tectônico que permitiu a intrusão dos corpos kimberlíticos, enquanto que no segundo elas estariam ligadas a eventos magmáticos distintos (possivelmente em épocas diferentes), mas que ocorreram a partir da mesma zona de fraqueza (ou seja, as falhas e fraturas geradas no período de rifteamento da bacia).

Apenas os dados magnéticos não são suficientes para descartar totalmente a possibilidade de que as intrusões kimberlíticas e as fontes magnéticas invertidas possam estar associadas a eventos tectônicos diferentes, o que teria permitido a intrusão de magmas com composições diferentes ao longo da mesma zona de fraturas.

A evolução da Bacia dos Parecis ocorreu entre 450 Ma (deposição da Formação Cacoal) e 100 Ma (deposição da Formação Utiariti) segundo Bahia et al. (2006). Se as anomalias magnéticas estudadas tivessem intrudido ao longo das falhas e fraturas geradas pela fase de rifteamento dessa bacia assim como os kimberlitos, mas fossem associadas a outro evento tectônico (ex. subducção de placa oceânica próxima à borda da bacia, como observado durante a Orogenia Santa Helena – Rizzotto et al., 2014), este teria gerado uma desestabilização da província Rondoniana-San Ignácio e, portanto, a definição de cráton não seria mais aplicável. Por essa razão a segunda hipótese proposta pode ser considerada menos provável.

Com base no cenário tectônico apresentado na primeira hipótese, nos limites laterais estimados para as fontes em profundidade e os altos contrastes de susceptibilidade aparente recuperados pelas inversões desses corpos, as anomalias magnéticas observadas ao sul da Bacia dos Parecis foram interpretadas como possíveis intrusões alcalinas ou kamafugíticas associadas aos kimberlitos reconhecidos na região. Entretanto, para uma resposta mais conclusiva são necessários furos de sondagem, análises geoquímicas e geocronológicas dessas intrusões para determinar a(s)

composição(ões) dos corpos analisados e a possível contemporaneidade desses com os kimberlitos.

As anomalias de Rio Jauru, Figueira Branca e Nova foram as únicas a apresentarem indícios de afloramento identificável a partir dos dados de gamaespectrometria. A assinatura radiométrica observada para Rio Jauru e Figueira Branca sugere uma natureza máfica-ultramáfica para a intrusão. A Suíte Intrusiva Figueira Branca é composta por rochas básico-ultrabásicas, sendo que o corpo principal (Fazenda Figueira Branca) associado à anomalia magnética estudada ocupa uma área aflorante de aproximadamente 5 km² e exibe forma elipsoidal, alongada na direção NW-SE condizente com o obtido pelo EHD e pelo modelo 3D. Considerando que os litotipos dominantes desse corpo são leucogabros, gabros, noritos, gabronoritos, olivina-noritos, troctolitos, lherzolitos e dunitos, pode-se concluir que a assinatura radiométrica observada para essa anomalia condiz com o esperado.

A história tectônica do batólito de Santa Helena é marcada pela ação de diversas forças compressivas que fraturaram esse corpo. Essas falhas teriam então gerado uma zona de fraqueza propícia para a intrusão do magma gerador das fontes magnéticas de Sertãozinho, Rio Aguapeí 1 e 2 e Nova (Grupo 3 – descrito no capítulo 7). Estudo das componentes vetoriais do campo magnético e a comparação deste com informações conhecidas sobre paleopolos magnéticos da região (Louro et al., 2013b) permitiu estimar a idade dessas intrusões em aproximadamente 130 Ma, e portanto, mais novo do que o batólito Santa Helena (com idades entre 1.42 e 1.45 Ga – Geraldtes et al., 2001) e que a reativação dos sistemas de falhas e zonas de cisalhamentos devido a uma tectônica extensional (ramificações tardias da Sunsás sobre o Domínio Jauru com idade entre 930 e 910 Ma) proposta por Teixeira et al. (2011). Entretanto, a estimativa através das

componentes do campo magnético é uma aproximação grosseira, sendo essencial a realização de datações em amostras dessas intrusões para ser feita uma correlação confiável do ambiente tectônico em que essas anomalias intrudem e o papel delas no histórico evolutivo do batólito Santa Helena.

As anomalias de Glória do Oeste 1 e 2 e Caeté 1 (integrantes do Grupo 4, descrito no capítulo 8) apresentam um comportamento mais alongado com direção NW-SE, semelhante ao observado para as anomalias de Rio Jauru e Figueira Branca, evidenciando uma clara influencia da zona de cisalhamento Indivaí-Lucialva no posicionamento do magma gerador desses corpos.

Em 2000, a CPRM desenvolveu um levantamento geoquímico/geológico analisando a concentração de Ni, Cu, Cr, Co, Zn e Au em sedimento de corrente e Pt, Pd, Cr e Au em concentrado de bateia na região de Tabuleta (situada entre os municípios de Glória do Oeste e São José dos Quatro Marcos) e, portanto, sobre a área onde as anomalias de Glória do Oeste 1 e 2 e Caeté 1 a 3 estão intrudidas. Uma possível interpretação do cenário observado para essas ocorrências considera que as intrusões de Glória do Oeste 1 e 2 e Caeté 1 a 3 sofreram processos de hidrotermalismo, sendo que as falhas da zona de cisalhamento serviram como conduto para o fluido hidrotermalizado atingir a superfície. O ribeirão Caeté e o córrego Barreirão teriam então lixiviado (ao menos parcialmente) esses minerais da zona de precipitação, justificando assim os valores anômalos observados ao longo da hidrografia da região.

Entretanto, assim como dito anteriormente, apenas com base nos dados de magnetometria não é possível fazer considerações mais profundas sobre a natureza da intrusão associada a essas anomalias e os processos geotectônicos ocorridos em profundidade. Para confirmar a interpretação realizada, seriam necessários estudos de

amostras adquiridas em furos de sondagens nas fontes magnéticas visando identificar com maior confiabilidade a litologia desses corpos e a relação destes com as ocorrências mineralógicas observadas para a região. Podem ser utilizados também outros métodos geofísicos baseados no estudo de diferentes propriedades físicas (como métodos elétricos ou gravimetria), visando uma melhor caracterização do comportamento dessas fontes em subsuperfície. Uma vez feita à estimativa dos limites laterais e da profundidade do topo dessas intrusões (Tabela 8.1), esses estudos podem ser desenvolvidos com maior facilidade e planejamento.

Os modelos tridimensionais obtidos a partir da inversão das anomalias magnéticas do Grupo B (descrito no capítulo 9) apresentam susceptibilidades entre 0.038 a 0.248 S.I. (Tabelas 5.1, 6.1, 7.1 e 8.1). Apesar da possível associação dessas anomalias com o Depósito Alto Jauru, esses corpos apresentam não apenas uma divergência em relação ao contraste de susceptibilidade aparente, como também em relação à rocha encaixante, à profundidade, dimensão e presença de ocorrências reconhecidas de minerais de interesse exploratório. Essas divergências são esperadas para distritos de grande extensão, composto por depósitos com sistemas hidrotermais individualizados associados a intrusões alojadas em situações estruturais e topográficas diferentes (Biondi, 2003).

A partir dos resultados obtidos nesse trabalho pode-se concluir que as fontes mais superficiais, com alto potencial exploratório, situadas no Grupo A (apresentado inicialmente no capítulo 9) associadas às ocorrências kimberlíticas são: São José 3, 4 e 5 (profundidades de aproximadamente 200 m e susceptibilidade de 0.063 a 0.120 S.I.) e Palmital 1 a 5 (profundidades de aproximadamente 200 m e susceptibilidade de 0.017 a 0.037 S.I.), sendo essas últimas as mais próximas da ocorrência de cobre observada na

região. Segundo Robb (2005), magmas empobrecidos em SiO₂ mas altamente enriquecido em elementos alcalinos (Na, K e Ca) são relativamente raros, mas podem ser economicamente importantes uma vez que frequentemente contém concentrações significativas de diversos metais como Cu, Fe, P, Zr, Nb, ETR, F, U e Th. Por essa razão, considerando a possível associação dessas intrusões com rochas alcalinas ou kamafugíticas, pode-se concluir que essas intrusões apresentam um alto potencial exploratório.

Entre as anomalias identificadas no Grupo B (capítulo 9), associado ao depósito mineral Alto Jauru, as anomalias que apresentam maior potencial exploratório evidenciado pelo processamento dos dados e inversão 3D foram as intrusões de Nova, Rio Jauru e Figueira Branca, as quais apresentam pontos de afloramento; Gloria do Oeste 1 e 2 e Caeté 1 a 3 devido as ocorrências geoquímicas registradas de Au, Pt, Cu e outras associadas a região onde esses corpos estão alojados.

As trinta e quatro anomalias identificadas neste trabalho apresentam uma grande variação em relação à rocha encaixante, intensidade e direção de magnetização total e profundidade da fonte magnética. A distribuição de ocorrências mineralógicas (Cu, Au, Pt, etc.) e intrusões ígneas (como corpos kimberlíticos), assim como informações em literatura sobre datações isotópicas, foram aliados aos resultados obtidos pela interpretação geofísica (contraste de susceptibilidade aparente obtido pelas inversões, assinatura radiométrica e lineamentos magnéticos) para tentar identificar possíveis litologias composicionais e estabelecer uma conexão entre essas anomalias magnéticas e os principais modelos tectônicos propostos para a região. Entretanto, apenas com base nos dados geofísicos aerotransportados, não é possível obter uma resposta conclusiva sobre algumas teorias propostas nesse trabalho. Para tal, são necessários trabalhos

complementares de furos de sondagem, geoquímica de rocha total e datação isotópica para estabelecer a composição dessas fontes e a correlação dessas com a evolução tectônica do SW do Cráton Amazônico. Para tais estudos, as anomalias de Figueira Branca, Rio Jauru e Nova são os corpos com maior potencial para esses estudos, uma vez que foram as únicas fontes a apresentarem indícios de afloramento em superfície evidenciado pelas assinaturas gamaespectrométricas observadas na região.

A anomalia de Nova, apesar de não apresentar uma correlação clara com nenhuma ocorrência mineral identificada na região, ela está intrudida interna aos limites do batólito de Santa Helena. A localização geográfica dessa anomalia, associada à assinatura magnética intensa com presença de uma componente remanescente significativa e às evidências de afloramento tanto de dados radiométricos como imagens de satélite, evidenciam a necessidade de revisar os modelos evolutivos propostos para esse batólito. Nesse trabalho foram propostos dois modelos evolutivos possíveis para justificar a presença desse corpo e das intrusões associadas à Sertãozinho e Rio Aguapeí 1 e 2 dentro desse batólito. Apesar da interpretação dos dados magnéticos e gamaespectrométricos indicarem que muito provavelmente esses corpos intrudiram após a mobilização tectônica final do batólito em superfície, uma resposta conclusiva só pode ser obtida a partir de estudos complementares. Nesse contexto, a anomalia de Nova se torna um alvo com enorme potencial para estudos de geoquímica (visando identificar a litologia da fonte) e datações isotópicas visando caracterizar o papel dessas intrusões na evolução do batólito.

A interpretação dos dados geofísicos permitiu concluir que as anomalias identificadas estão associadas a eventos diferentes durante a evolução da PIRS. Essa conclusão é evidenciada principalmente pela diferença nas assinaturas radiométricas

observadas para as anomalias de Figueira Branca e Rio Jauru (baixo dos três elementos, geralmente associado a magmas máficos ou ultramáficos – Grupo 2, capítulo 6) e Nova (altas contagens de tório e urânio e baixas a médias de potássio, usualmente associada a magmas félsicos ou intermediários – Grupo 4, capítulo 8).

Ao longo dos próximos anos, o grupo de pesquisa GEOLIT (Geofísica da Litosfera) do IAG/USP deverá se aprofundar na análise dessas anomalias a partir de estudos geoquímicos e isotópicos de amostras coletadas na região, principalmente ao longo das intrusões de Figueira Branca, Rio Jauru e Nova.

11 – REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. 1978. A evolução dos crátons Amazônico e do São Francisco comparada com seus homólogos do hemisfério norte. *In: CON. BRAS. GEOL.*, 30. Recife, 1978. Anais... Recife, SBO. v. 6, p. 2393-2407.
- AMARAL, G. 1974. Geologia pré-cambriana da região Amazônica. Tese de Livre Docência em Geologia – Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil. 212 p.
- ARAÚJO, R. V. V.; SOBRAL, L. G. S.; SANTOS, R. L. C.; 2002. Produção de fosfato no Brasil: complexo de mineração de Tapira/Fosfertil. *In: ENTMME*, XIX, Recife. Contribuição Técnica ao XIX ENTMME... Recife, 2002. CT 2002-050-00.
- ARAÚJO, L. M. B.; 2008. Evolução do magmatismo pós-cinemático do Domínio Cachoeirinha: suítes intrusivas Rio Branco, Alvorada e Santa Cruz, SW do Cráton Amazônico, MT. 158 f. Tese de doutorado em geologia – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade do Estado de São Paulo, Rio Claro, Brasil.
- AVIV, R.; VULCAN, U.; 1983. Airbone gamma-ray surey over Israel: the methodology of the calibration of the airborne system. Israel Atomic Energy Commission, Report No. Z.D. 58/82.
- BAHIA, R. B. C.; 2007. Evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis — Amazônia. Tese de doutorado – Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil.

- BAHIA, R. B. C.; MARTINS-NETO, M. A.; BARBOSA, M. S. C.; PEDREIRA, A. J. 2006. Revisão estratigráfica da Bacia dos Parecis – Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências* 36 (4), 692–703.
- BAHIA, R. B. C.; MARTINS-NETO, M. A.; BARBOSA, M. S. C.; PEDREIRA, A. J.; 2007. Análise da evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4), 639-649.
- BARANOV, V.; 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22(2), p. 359-383.
- BARNETT, C. T., 1976. Theoretical modeling of the magnetic and gravitational fields of an arbitrarily shaped three-dimensional body. *Geophysics*, 41, p. 1353-1364.
- BARROS, L. V.; ASSUMPÇÃO, M.; 2011. Basement depths in the Parecis Basin (Amazon) with receiver functions from small local earthquakes in the Porto dos Gaúchos seismic zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 142-151. doi: 10.1016/j.jsames.2011.04.002.
- BETTENCOURT, J. S.; LEITE Jr., W. B.; RUIZ, A. S.; MATOS, R.; PAYOLLA, B. L.; TOSDAL, R. M.; 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, p. 28–46.
- BIONDI, J. C. 2003. *Processos metalogenéticos e os depósitos brasileiros*. São Paulo: Oficina de Textos. 528 p. ISBN: 85-86238-31-7.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; BAARS, F. J. 2003. *Geologia, tectônica e Recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapas na escala 1:2.500.000*. In.; BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (ed.) *Geologia, Tectônica e Recursos Mienais do Brasil: texto, mapas e SIGI*. CPRM: Ed.

UnB.

- BLAKELY, R. J., 1995. Potential theory in gravity and magnetic applications. 1 ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 441 p.
- BLAKELY, R. J.; SIMPSON, R. W.; 1986. Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, 51, p. 1494-1498.
- CARSLAW, H. S.; JAEGER, J. C.; 1959. *Conduction of Heat in Solids*, 2nd edn. Oxford: Clarendon Press.
- CONEGO Jr., D.; RIBEIRO, V. B.; MANTOVANI, M. S. M.; LOURO, V. H. A.; 2013. 3D inversion of a subsurface magnetic anomaly: study case of Lucialva anomaly (SW of Mato Grosso, Brazil). In: 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society (SBGf), Rio de Janeiro.
- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M. A. S.; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectónica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONOR. GEOL. CHILENO, 2. Arica, 1979. Actas... Arica, Instituto de Investigaciones Geológicas, v. 4, p. 137-148.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: HATCHER Jr, R. D.; CARLSON, M. P.; MCBRIDE, J. H.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. 4-D Framework of Continental Crust. Colorado: Geological Society of America Memoir, 200, p. 297–320.
- CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; TRINDADE, R. I.; 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15, p. 396–407.
- CORDANI, R.; SHUKOWSKY, W.; 2009. Magnetização remanescente: um parâmetro crucial

- para a interpretação e modelamento de anomalias magnéticas em território brasileiro. Rev. Bras. Geof., vol.27, n.4.
- CORDEIRO, P. F. O.; BROD, J. A.; PALMIERI, M.; OLIVEIRA, C. D.; BARBOSA, E. S. R.; SANTOS, R. V.; GASPAR, J. C.; ASSIS, L. C.; 2011. The Catalão I niobium deposit, central Brazil: Resources, geology and pyrochlore chemistry. Ore Geology Reviews, 41, p. 112-121.
- CORDELL, L.; GRAUCH, V. J. S.; 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico. In: The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps. Society of Exploration Geophysicists, p. 181-197.
- COSTA, S. A. G.; FRANGOMENI, P. R. P.; FRANGOMENI, M. G.; 1975. Projeto Serra do Roncador. Reconhecimento Geológico. Relatório Final. Goiânia: CPRM, 4 v. (Convênio DNPM/CPRM).
- COTIS, D. S.; MANTOVANI, M. S. M.; RIBEIRO, V. B.; SANTOS, R. P. Z.; 2013. Geophysical Characterization of Magnetic Anomaly Rio Jauru (Mato Grosso, Brazil). In: 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society (SBGf), Rio de Janeiro. Anais... SBGf. v. 1.
- DICKSON, B. L.; SCOTT, K. M.; 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. AGSO Journal of Australia Geology and Geophysics, 17(2), 187-200.
- FAIRHEAD, J. D.; SALEM, A.; BLAKELY, R. J.; 2010. Continental to basin scale mapping of basement depth and structure using the tilt0depth method. EGM 2010 International Workshop Adding new value to Electromagnetic, Gravity and Magnetic Methods for Exploration Capri, Italy.

- FARINA, M.; 1988. Metais do grupo da platina - ambiências geológicas e ensaio sobre a geologia quantitativa com aplicações para descobrimento de depósitos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXV, Belém, Pará. Anais... SBG, 130-143.
- FARINA, M.; NUNES, N. S. DE V.; ARAÚJO E. S.; RIBEIRO, P. S. E.; LACERDA FILHO, J. V.; OLIVEIRA, C. C.; 2000. Informe de Recursos Minerais nº 24 da Série Metais do Grupo da Platina e Associados; Geologia e Resultados Prospectivos da Área Figueira Branca/Indiavaí – Mato Grosso. Site: <http://www.cprm.gov.br/arquivos/pdf/recmin/informe24.pdf>. Acessado em 05 de março de 2014.
- FEDI, M.; FLORIO, G.; 2001. Detection of potential fields source boundaries by enhanced horizontal derivative method. *Geophysical Prospecting*, 49, p. 40–58.
- FEDI, M.; FLORIO, G.; RAPOLLA, A.; 1994. A method to estimate the total magnetization direction from a distortion analysis of magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 42 (3), 261–274.
- FERNANDES, C. J.; PULZ, G. M.; KUYUNJIAN, R. M.; PINHO, F. E. C. 2005. Diferenças entre os depósitos auríferos do Grupo Aguapeí (estado de Mato Grosso) e os clássicos exemplos de ouro em conglomerados. *Pesquisas em Geociências*, v. 32, n. 1, p. 17-26. ISSN 1807-9806.
- FOOTE R. S.; 1968. Improvement in airborne gamma radiation data analyses for anomalous radiation changes. In: SIMPÓSIO SOBRE O USO DE TÉCNICAS NUCLEARES NA PROSPECÇÃO E DESENVOLVIMENTO DE RECURSOS MINERAIS. International Atomic Energy Meeting. Anais..., Buenos Aires.

- GERALDES, M. C. 1996. Estudos geoquímicos e isotópicos das minealizações auríferas da região de Pontes e Lacerda, MT. Dissertação de Mestrado – Universidade Estadual de Campinas, Campinas.
- GERALDES, M. C.; TEIXEIRA, W.; VAN SCHMUS, W. R.; 2000. Isotopic and chemical evidence for three accretionary magmatic arcs (1.79- 1.42 Ga) in SW Amazon craton, Mato Grosso State, Brazil, *Revista Brasileira de Geociências*, 30, p. 99-101.
- GERALDES, M. C.; VAN SCHMUS, W. R.; CONDIE, K. C.; BELL, S.; TEIXEIRA, W.; BABINSKI, M.; 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Research*, 111, p. 91-128.
- GERALDES, M. C.; BETTENCOURT, J. S.; TEIXEIRA, W.; MATOS, J. M.; 2004. Geochemistry and isotopic constraints on the origin of the Mesoproterozoic Rio Branco “anorogenic” plutonic suite, SW of Amazonian Craton, Brazil: high heat flow and crustal extension behind the Santa Helena arc?. *Journal of South American Earth Science*, 16, 1-14.
- GERALDES, M. C. 2012. Pb isotope signatures of polymetallic (Au-Cu-Zn) deposits of the SW Amazonian Cratons and their relation to crustal evolution. In: Su, Y. (ed.) *Noble metals*. InTech: 426 p. ISBN: 978-953-307-898-4.
- GUNN, P. J.; 1975. Linear transformations of gravity and magnetic fields. *Geophysical Prospecting*, 23, p. 300-312.
- HARTMANN, G. A.; PACCA, I. G.; 2009. Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81(2), 243-255.
- HSU, S.; COPPENS, D.; SHYU, C.; 1998. Depth to magnetic source using generalized analytic signal. *Geophysics*, 63, 1947–1957.

- IAEA; 1991. Airborne gamma ray spectrometer surveying. Viena: International Atomic Energy Agency. 97 p. (Technical Report Serie, nº 323).
- ISOTTA, C. A. L.; CARNEIRO, J. M.; KATO, H. T.; BARROS, R. J. L.; 1978. Projeto Província Estanífera de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: DNPM/CPRM. 16 v.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I.; 2002. An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science Ltd. 3 edição. ISBN 0-632-04929-4. 281 p.
- LACERDA FILHO, J. V.; 2004. Geologia e recursos minerais do estado de Mato Grosso. Esc. 1:1.000.000. Goiânia: CPRM. 200 p. (Convênio CPRM/SICME).
- LI, Y.; OLDENBURG, D. W. 2001. Stable reduction to the pole at the magnetic equator, *Geophysics*, v. 66, p. 571-578.
- LI, Y.; OLDENBURG, D. W.; 2003. Fast inversion of large-scale magnetic data using wavelet transforms and a logarithmic barrier method. *Geophysical Journal International*, 152(2), 251-265.
- LI, Y.; SHEARER, S. E.; HANEY, M. M.; DANNEMILLER, N.; 2010. Comprehensive approaches to 3D inversion of magnetic data affected by remanent magnetization. *Geophysics*, 75(1).
- LOURO, V. H. A.; 2013. Procedimentos de Análise em Magnetometria: Estimativa de Magnetização Remanente visando Inversões para Exploração Mineral. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Geofísica; Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. 165 p.
- LOURO, V. H. A.; MANTOVANI, M. S. M.; 2012. 3D inversion and modeling of magnetic and gravimetric data characterizing the geophysical anomaly source in Pratinha I in the southeast

- of Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 80, 110-120.
- LOURO, V. H. A.; RIBEIRO, V. B.; MANTOVANI, M. S. M.; 2013. Geophysical exploration of the Buraco da Velha Deposit (RO). In: 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society (SBGf), Anais..., Rio de Janeiro.
- LOURO, V. H. A.; RIBEIRO, V. B.; MANTOVANI, M. S. M.; 2013b. Indirect estimation of the tectonic evolution of magnetic structures along the Indiavaí-Lucialva Shear Zone, Mato Grosso, Brazil. In: AGU Meeting of Americas, Anais..., Cancún, México.
- MARANGONI, Y. R.; MANTOVANI, M. S. M. 2013. Geophysical signatures of the alkaline intrusions bordering the Paraná Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, n. 41, p. 83-98.
- MATOS, J. B.; SOUSA, M. Z. A.; RUIZ, A. S.; SILVA, C. H.; SOUSA, F. C. 1996. Caracterização preliminar do granodiorito Água Clara do Distrito de Farinópolis (Araputanga-MT). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39. Balneário Camboriú, SC. Anais... Balneário Camboriú. Santa Catarina: SBG, p. 64-66.
- MATOS, J. B.; SCHORSCHER, J. H. D.; GERALDES, M. C.; SOUSA, M. Z. A.; RUIZ, A. S. 2004. Petrografia, geoquímica e geocronologia das rochas do Orógeno Rio Alegre, Mato Grosso: um registro de crosta oceânica mesoproterozóica no SW do Cráton Amazônico. *Geologia USP - Série Científica*, 4, p. 75–90.
- MENEZES, R. G.; SILVA, P. C. S.; SILVA, L. C.; TAKAHASHI, A. T.; LOPES Jr, I.; BEZERRA, J. R. I. 1993. Pontes e Lacerda. Folha SD.21-Y-C-II. In: MME/DNPM, Projeto Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília, 126 p.
- MINTY, B. R. S.; 1988. A review of airborne gamma-ray spectrometric data-processing

- techniques. Canberra: Australian Gov. Publ. Service. 48 p.
- MONTALVÃO, R. M. G.; BEZERRA, P. E. L. 1985. Evolução geotectônica do Cráton Amazônico (Amazônia Legal) durante o Arqueano e Proterozóico. *In: SIMP. GEOL. DA AMAZÔNIA*, 2. Belém, 1985. Anais... Belém, SBG. v. 1, p. 282-297.
- MONTEIRO, H.; MACEDO, P. M.; SILVA, M. D.; MORAES, A. A.; MARCHETO, C. M. L.; 1986. O Greenstone Belt do Alto Jauru. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 34, Anais... Goiânia, v.2, 631-647.
- MONTES, A. S. L.; FROTA, G. B.; MOREIRA, J. M.; MENEZES FILHO, N. R.; ALMEIDA, V. J. 1974. Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso; Relatório Final. Folha Juruena, SC.21-Y. Goiânia: CPRM, v. 11.
- NUNES, N. S. V., 2000. Geologia e resultados prospectivos da área Figueria Branca/Indiavaí – Mato Grosso. Goiânia: CPRM, 2000. (Programa Nacional de Prospecção de Metais do Grupo da Platina - PNPP. Informe de Recursos Minerais. Série do Grupo da Platina e Associados, 24).
- PEREIRA, W. R.; MANTOVANI, M. S. M.; 2012. Inversão de dados geofísicos do Complexo Alcalino-Carbonatítico do Barreiro, Araxá (MG). *Geologia USP – Sér. cient.*, 12(2), p. 11-30.
- PINHO, F. E. C.; FYFE, W. S.; PINHO, M. A. S. B.; 1997. Early proterozoic evolution of the Alto Jauru Greenstone belt, southern Amazonian Craton, Brazil. *International Geology Review*, 39, 220-229.
- RIBEIRO, V. B., 2011. Modelagem Geofísica do Complexo Alcalino de Tapira – MG. Dissertação de Mestrado em Geofísica – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências

- Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 117 f.
- RIBEIRO, V. B.; MANTOVANI, M. S. M. 2011. Campo gravimétrico do complexo alcalino de Tapira (MG): comparação entre técnicas de interpolação e de separação regional-residual. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 29, p. 463-485.
- RIBEIRO, V. B.; MANTOVANI, M. S. M.; 2012. Contribuição Geofísica ao Estudo do Batólito Granítico de Santa Helena (MT). *Geologia USP – Série Científica*, 12, 65-82.
- RIBEIRO, V. B.; LOURO, V. H. A.; MANTOVANI, M. S. M.; 2012. 3D Inversion of magnetic data of grouped anomalies with different magnetizations study applied to Palmital intrusions. In: AGU Fall Meeting, San Francisco. AGU Fall Meeting 2012 - Scientific Program.
- RIBEIRO, V. B.; LOURO, V. H. A.; MANTOVANI, M. S. M.; 2013. 3D Inversion of magnetic data of grouped anomalies, study applied to São José intrusions in Mato Grosso, Brazil. *Journal of Applied Geophysics*, 93, 67–76.
- RIBEIRO, V. B.; LOURO, V. H. A.; MANTOVANI, M. S. M.; 2013b. Identification of new magnetic exploration targets in the southwest portion of Parecis Basin, Mato Grosso, Brazil. In: AGU Meeting of Americas, 2013, Cancún.
- RIBEIRO, V. B.; LOURO, V. H. A.; MANTOVANI, M. S. M.; 2013c. Geophysical study of the Sertãozinho, Rio Aguapeí and Nova anomalies (SW of Mato Grosso, Brazil). In: International Congress of the Brazilian Geophysical Society (SBGf), 13, Rio de Janeiro.
- RIBEIRO FILHO, W.; LUZ, J. S.; ABREU FILHO, W.; 1975. Projeto Serra Azul: reconhecimento geológico. Relatório Final. Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM. V1 (Convênio DNPM/CPRM).

- RIZZOTTO, G. J.; HARTMANN, L. A.; SANTOS, J. O. S.; McNAUGHTON, N. J. 2014. Tectonic evolution of the southern margin of the Amazonian craton in the late Mesoproterozoic based on field relationships and zircon U-Pb geochronology. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, vol.86, n. 1.
- ROBB, L. J. 2005. *Introduction to ore-forming processes*. UK: Blackwell Publishing, 386 p. ISBN 0-632-06378-5.
- RUIZ, A. S.; SIMÕES, L. S. A.; MATOS, J. B.; SOUSA, M. Z. A.; GODOY, A. M.; RUIZ, L. M. B. A.; 2004. Aspectos Petrográficos, Estruturais e Geoquímicos do Plúton Santa Clara: um exemplo do Magmatismo Calymmiano no SW do Cráton Amazônico - Mato Grosso. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, vol. IV.
- RUIZ, A. S.; 2005. *Evolução geológica do sudoeste do Cráton Amanzônico região limítrofe Brasil-Bolívia – Mato Grosso*. Tese de Doutorado em Geologia – IGCE-UNESP, Rio Claro, Brasil. 297 f.
- RUIZ, A. S.; SIMÕES, L. S. A.; ALMEIDA, H. L.; GODOY, A. M.; MANZANO, J. C. 2005. Análise estrutural do Batólito Santa Helena: implicações sobre a evolução tectônica do SW do Cráton Amazônico durante as orogenias San Ignácio-Rondoniano e Sunsás-Aguapeí. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, X, e International Symposium on Tectonics, IV*, Boletim de Resumos Expandidos, Curitiba: p. 411-417.
- SAES, G. S.; 1999. *Evolução tectônica e paleogeográfica do Aulacógeno Aguapei (1.2–1.0 Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado em Geociências – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo. 135 p.
- SAES, G. S.; LEITE, J. A. D.; WESKA, R. K.; 1984. *Geologia da Folha Jauru (SD. 21-Y-C-III)*:

- uma síntese dos conhecimentos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, 1984, Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG, v.5, 2193-2204.
- SAES, G. S.; FRAGOSO CESAR, A. R. S.; 1996. Acresção de terrenos mesoproterozóicos no SW da Amazônia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Boletim de Resumos Expandidos..., Salvador: SBG, p. 124–126.
- SALEM, A.; WILLIAMS, S.; FAIRHEAD, J. D.; RAVAT, D.; SMITH, R. 2007. Tilt-Depth method: a simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. The Leading Edge. p. 1502 a 1505.
- SALEM, A.; WILLIAMS, S.; FAIRHEAD, J. D.; SMITH, R.; RAVAT, D. 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. Geophysics, vol. 73, n. 1. p. L1–L10.
- SANTOS, J. O. S.; LOGUÉRCIO, S. O. C. 1984. Aparte meridional do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central) e as Bacias do Alto Tapajós e Parecis-Alto Xingu. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. eds. Geologia do Brasil Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, DGM/DNPM. p. 93-127.
- SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; HARTMANN, L. A.; GAUDETTE, H. E.; GROVES, D. I.; MCNAUGHTON, N. J.; FLETCHER, I. R.; 2000. A new understanding of the provinces of Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. Gondwana Research, 3, p. 489–506.
- SANTOS, J. O. S.; RIZZOTTO, G. J.; POTTER, P. E.; MCNAUGHTON, N. J.; MATOS, R. S.; HARTMANN, L. A.; CHEMALE, F.; QUADROS, M. E. S.; 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb

- geochronology. *Precambrian Research*, 165, p.120–152.
- SCANDOLARA, J. E.; RIZZOTTO, G. J.; BAHIA, R. B. C.; QUADROS, M. L. E. S.; AMORIM, J. L.; DALL'IGNA, L. G.; 1999. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Rondônia: texto explicativo e mapa geológico na escala 1:1.000.000*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brasília: CPRM-Serviço Geológicos do Brasil.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000*. Brasília: DNPM, 501 p.
- SHEARER, S. E.; 2005. *Three-dimensional inversion of magnetic data in presence of remanent magnetization*. 2005. 148 f. Dissertação de Mestrado em Geofísica – Departamento de Geofísica do Center for Gravity, Electrical and Magnetic Studies, Colorado School of Mines.
- SILVA, G. G., LIMA, M. I. C.; ANDRADE, A. R. F., ISSLER, R. S.; GUIMARÃES, G.; 1974. *Geologia. Folha SB.22-Araguaia e parte da Folha SC.22-Tocantins*. DNPM/RADAM: Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Minerais, 4), p. 1-172.
- SILVA, A. J. P. da, LOPES, R. da C., VASCONCELOS, A. M., BAHIA, R. B. C. 2003. *Bacias sedimentares e Meso-Cenozóicas interiores*. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, CPRM. 673 p.
- SILVA, L. G. 2006. *Metodologia geofísica para discriminação de corpos intrusivos na província alcalina do Alto Parnaíba – MG*. Dissertação de Mestrado em Geologia – UnB, Brasília,

Brasil. 117 f.

- SIQUEIRA, L. P.; TEIXEIRA, L. B. 1993. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. *In: SBGf, Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, Rio de Janeiro. Resumos Expandidos...*, Rio de Janeiro, p. 168-170.
- SOUSA, F. J. 1991. Revisão da geologia da porção SW do estado de Mato Grosso, S do estado de Rondônia e do leste da Bolívia. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 21, v. 1, p. 74-81.
- TAMURA, L. N.; D'AGRELLA-FILHO, M. S.; TRINDADE, R. I. F.; TEIXEIRA, W.; RUIZ, A. S. 2013. Estudo paleomagnético do enxame de diques máficos rancho de prata. *Latinmag Letters*, v. 3, Special Issue. PB15, 1-8. *Proceedings Montevideo, Uruguay*.
- TASSINARI, C. C. G.; TEIXEIRA, W.; SIGA, O., Jr.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U. G. 1987. Geological evolution and evaluation of recent geochronological data in the Amazonian Craton. *In: Precambrian Evolution of the Amazonian Region. Project 204, RIGS-UNESCO*, p. 20-31.
- TASSINARI, C. C. G.; BETTENCOURT, J. S.; GERALDES, M. C.; MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J. M.; 2000. The Amazonian Craton. *In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. Tectonic evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil*, p. 41-95.
- TASSINARI, C. C. G.; MELITO, K. 1994. The time-bound characteristics of gold deposits in Brazil and their tectonic implications. *Comunicaciones*, n. 45, p. 45-55.
- TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C. C. G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Prec. Res.*, v. 42, p. 213-227.

- TEIXEIRA, W.; GERALDES, M. C.; MATOS, R.; RUIZ, A. S.; SAES, G.; VARGAS-MATOS, G.; 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsás belt, SW portion of the Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Science*, 29, p. 47–60.
- TEIXEIRA, W.; GERALDES, M. C.; D’AGRELLA-FILHO, M. S.; SANTOS, J. O. S. BARROS, M. A. S.; RUIZ, A. S.; COSTA, P. C. C. 2011. Mesoproterozoic juvenile maficultramafic magmatism in the SW Amazonian Craton (Rio Negro-Juruena province): SHRIMP U-Pb geochronology and Nd-Sr constraints of the Figueira Branca Suite. *Journal of South American Earth Sciences*, n. 32, p. 309-323. doi:10.1016/j.jsames.2011.04.011.
- TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. 1990. *Applied geophysics*. 2 ed. Nova Iorque: Cambridge University Press, 770 p.
- TOHVER, E.; VAN DER PLUIJM, B.; SCANDOLARA, J. E.; ESSENE, E. J.; 2005. Late Mesoproterozoic deformation of SW Amazonia (Rondônia, Brazil): geochronological and structural evidence for collision with southern Laurentia. *Journal of Geology*, 113, 309–323.
- TOHVER, E.; TEIXEIRA, W.; VAN DER PLUIJM, B.; GERALDES, M. C.; BETTENCOURT, J. S.; RIZZOTTO, G.J. 2006. Restored transect across the exhumed Grenville orogen of Laurentia and Amazonia, with implications for crustal architecture. *Geology*, n. 34, p. 669-672.
- TOLEDO, F. H. 1997. Mineralização e alteração hidrotermal do depósito de ouro do Cabaçal, Mato Grosso. Dissertação (Mestrado em Geologia) – UNICAMP, Campinas. 86 p.
- VERDUZCO, B.; FAIRHEAD, J. D.; GREEN, C. M.; MACKENZIE, C.; 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping, *The Leading Edge*, 23, 116 -119.
- WRIGHT, S. J.; 1997. *Primal-dual interior-point methods*: SIAM.