



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



MONOGRAFIA DO TRABALHO DE
CONCLUSÃO DE CURSO

ESTUDO GEOFÍSICO-ESTRUTURAL NA REGIÃO DA SINCLINAL
BUENÓPOLIS-CENTRO NORTE DE MINAS GERAIS

Matheus Machado de Oliveira Andrade

Ouro Preto, fevereiro de 2018

**ESTUDO GEOFÍSICO-ESTRUTURAL NA REGIÃO DA
SINCLINAL BUENÓPOLIS-CENTRO NORTE DE MINAS
GERAIS**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Luís Antônio Rosa Seixas

MONOGRAFIA

Nº 272

ESTUDO GEOFÍSICO-ESTRUTURAL NA REGIÃO DA SINCLINAL BUENÓPOLIS – CENTRO NORTE DE MINAS GERAIS

Matheus Machado de Oliveira Andrade

Orientador

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins

Co-Orientadora

Prof^a. Dr.^a Maria Silvia Carvalho Barbosa

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 400, ano 2017/2.

OURO PRETO

2018

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Matheus Machado de Oliveira Andrade

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

A553e Andrade, Matheus Machado de Oliveira.
Estudo geofísico-estrutural na região da Sinclinal Buenópolis - Centro Norte
de Minas Gerais [manuscrito] / Matheus Machado de Oliveira Andrade. -
2018.
111f.: il.: color; tabs; mapas.
Orientador: Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins.
Coorientador: Profa. Dra. Maria Silvia Carvalho Barbosa.
Monografia (Graduação). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de
Minas. Departamento de Geologia.
1. Geofísica. 2. Geologia Estrutural. 3. Geotectônica. I. Martins, Maximiliano
de Souza. II. Barbosa, Maria Silvia Carvalho. III. Universidade Federal de
Ouro Preto. IV. Título.

CDU: 550.3

<http://www.sisbin.ufop.br>

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

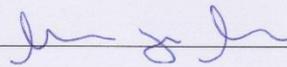
TÍTULO: Estudo geofísico-estrutural na região da sinclinal Buenópolis - centro norte de Minas Gerais.

AUTOR: MATHEUS MACHADO DE OLIVEIRA ANDRADE

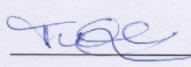
ORIENTADOR: Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins

Aprovado em: 07 de fevereiro de 2018

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Maximiliano de Souza Martins  _____ DEGEO/UFOP

MSc. Maria Eugênia Silva Souza  _____ DEGEO/UFOP

MSc. Túlio Delogo Tavares  _____ DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 07/02/2018

Agradecimentos

Primeiramente agradeço a minha mãe Simone e ao meu pai Paulo por todo suporte e educação a qual me proporcionaram, por não terem medido esforços para que eu desfrutasse de todas as oportunidades ao longo da vida. Junto a eles agradeço aos meus avós, Geraldo e Delminda, e a minha madrinha Heloisa por todo carinho, atenção e dedicação.

Ao professor Maximiliano Martins por toda atenção, pelos ensinamentos, pelo exemplo de competência e pela oportunidade de participar deste projeto.

A professora Maria Silva por toda atenção, por todo conhecimento transmitido, e por despertar em seus alunos o fascínio pela geofísica.

Meu agradecimento ao geofísico Antonino Juarez Borges pelos dados disponibilizados e pelo suporte, espero que este trabalho esteja digno de sua memória.

Aos companheiros de campo: Tulio Delogo Tavares, Leticia Batisteli e Fernanda Guedes, pela companhia na campanha deste trabalho.

A todos os funcionários da CPRM que contribuíram, diretamente ou indiretamente, para que esta monografia fosse concluída. Em especial a Joana Magalhães, Marcelo Marinho e Marcio Silva, pela oportunidade de estágio e pela confiança depositada; aos geólogos: Raianny Ferreira e Renato Barros, no qual foi um prazer trabalhar ao lado.

Ao Inconfidentes Rugby e a todos os camaradas que lutaram lado a lado, seja dentro ou fora das quatro linhas, entre eles: Xurek, Ramon, Breno, Samuel, Aladin, Ligeirinho, Tako. Foi uma honra imensurável ter defendido as cores do clube ao lado de vocês.

Por fim e não menos importante, a todos os grandes amigos que fiz na Engenharia Geológica, que tornaram a jornada muito mais fácil, em especial: SMS, Tefão, Anarda, Erika, Tako, Leon, Pietro, Furmiga, Boston, Distoá, Maromba, Fer, Max, Vanessa, Andrezão, Leo, Raissão, Pleonasma.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. LOCALIZAÇÃO	1
1.2. OBJETIVOS	1
1.3. JUSTIFICATIVA.....	2
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.4.1. Revisão Bibliográfica	3
1.4.2. Trabalho de campo	3
1.4.3. Cartografia.....	4
1.4.4. Banco de dados.....	4
1.4.5. Análise qualitativa	4
1.4.6. Análise quantitativa	4
1.4.7. Integração geofísica-geológica	5
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	7
2.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO	7
2.1.1. Cráton São Francisco.....	7
2.1.2. Faixa Araçuaí.....	9
2.2. QUADRO ESTRATIGRÁFICO.....	13
2.2.1. Unidades do embasamento	15
2.2.2. Supergrupo Espinhaço.....	16
2.2.3. Grupo Diamantina	16
2.2.4. Grupo Conselheiro Mata	17
2.2.5. Suíte Pedro Lessa	17
2.2.6. Supergrupo São Francisco.....	18
2.2.7. Grupo Macaúbas.....	18
2.2.8. Grupo Bambuí... ..	19
2.2.9. Grupo Areado.....	20
2.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	20
2.4. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FAIXA ARAÇUAÍ	22
3. MÉTODOS GEOFÍSICOS	25
3.1. GRAVIMETRIA.....	25
3.1.1. Gravímetros.....	27
3.1.2. Reduções gravimétricas.....	28
3.1.3. Aplicações dos levantamentos gravimétricos.....	30

3.2. MAGNETOMETRIA.....	31
3.2.1. Campo magnético terrestre	32
3.2.2. Magnetismo dos corpos	33
3.2.4. Tratamento e filtragem de dados.....	34
3.2.3. Deconvolução de Euler	36
3.3. RADIOMETRIA	37
3.3.1. Decaimento radioativo natural.....	38
3.3.2. Radioatividade das rochas	39
4. ANÁLISE QUALITATIVA	41
4.1. BANCO DE DADOS	41
4.1.1. Gravimetria	41
4.1.2. Magnetometria e Radiometria.....	41
4.2. METODOLOGIA.....	42
4.1.1. Gravimetria.....	42
4.2.2. Magnetometria	42
4.2.3. Radiometria.....	43
4.3. ANÁLISE GRAVIMÉTRICA	43
4.4. ANÁLISE MAGNETOMÉTRICA	48
4.5. ANÁLISE RADIOMÉTRICA	56
4.6. INTEGRAÇÃO GEOFÍSICA	60
5. INTEGRAÇÃO GEOFÍSICA-GEOLÓGICA	63
5.1. INTEGRAÇÃO ESTRATIGRÁFICA-GEOFÍSICA	64
5.2. INTEGRAÇÃO ESTRUTURAL-GEOFÍSICA	68
6. ANÁLISE QUANTITATIVA	73
6.1. METODOLOGIA.....	73
6.2. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS.....	76
6.2.1. Perfis Gravimétricos	76
6.2.2. Perfis Magnetométricos	80
6.3. VISUALIZAÇÃO 3D	89
7. DISCUSSÕES	93
7.1. COMPOSIÇÃO LITOLÓGICA DA ÁREA	93
7.2. ESTRUTURAS E TECTÔNICA DA ÁREA.....	96
8. CONCLUSÃO.....	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	109

INDÍCE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização e vias de acesso. (Fonte: IBGE)	1
Figura 2.1 - Cráton São Francisco-Congo correspondem a porção interna das placas colisionais durante a assembleia <i>West Gondwana</i> no fim do Neoproterozóico (Alkmim <i>et al.</i> 2017).	8
Figura 2.2 - Cráton São Francisco (Modificado de Alkmim & Marshak 1998 <i>in</i> Santos <i>et al.</i> 2004)...	9
Figura 2.3 - Domínio da Faixa Araçuaí (Alkmim <i>et al.</i> 2017).....	11
Figura 2.4 - Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental: SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CASZ: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; GB: Bloco de Guanhães; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; IZ: Zona de Cisalhamento de Itapebi; núcleo cristalino (crystalline core) (modificado de Alkmim <i>et al.</i> 2006 <i>in</i> Alkmim <i>et al.</i> 2017).	12
Figura 2.5 - Mapa geológico da região estruturado e modificado a partir de Lopes <i>et al.</i> (2011) e Noce & Fogaça (1997).	14
Figura 2.6 - Coluna estratigráfica da seção Pré-Cambriana da Bacia do São Francisco (Reis & Alkmim 2015).	15
Figura 2.7 - Feições dominantes e domínios estruturais da área de estudo (modificado de Souza Filho 1995 <i>in</i> Lopes 2011).....	22
Figura 2.8 - Modelo evolutivo do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, segundo o modelo <i>Nutcracker tectonics</i> ; a) Bacia Macaúbas, antecessora ao orógeno Araçuaí, por volta de 800Ma; b) Início do fechamento da bacia Macaúbas, a cerca de 600Ma; c) Desenvolvimento completo do orógeno, a cerca de 570Ma; d) escape da porção sul do orógeno e colapso extencional, a cerca de 500Ma (Alkmim <i>et al.</i> 2006).	24
Figura 3.1 - Princípio de operação de gravímetro estável (Kearey <i>et al.</i> 2009).....	27
Figura 3.2 - Correção de ar livre (A), Correção de Bouguer (B), Correção de terreno, relativa à observação em uma altura h acima do <i>datum</i> (Kearey <i>et al.</i> 2009).	29
Figura 3.3 - Representação vetorial do campo magnético terrestre (modificado de Telford <i>et al.</i> 1990 <i>in</i> Mendes 2016).....	32

Figura 3.4 - Representação dos polos magnéticos distribuído em um dado corpo, onde há o alinhamento na direção de um campo externo B, produzindo uma magnetização induzida (modificado de Kearey <i>et al.</i> 2009 in Mendes 2016).....	33
Figura 3.5 - Intervalos médios de susceptibilidade magnética nas rochas mais comuns (modificado de Kearey <i>et al.</i> 2009 in Mendes 2016).....	34
Figura 4.1 - Fluxograma representativo da produção dos mapas temáticos Anomalia <i>free-air</i> , Topografia e Anomalia Bouguer; a partir do <i>software</i> Geosoft Oasis Montaj 7.0.1.....	44
Figura 4.2 - Mapa da Anomalia de Bouguer com as fácies gravimétricas interpretadas.	45
Figura 4.3 - Mapa de Anomalia de Bouguer com os principais lineamentos interpretados e representados em roseta.....	47
Figura 4.4 - Domínios gravimétricos estabelecidos a partir das Fácies Gravimétricas.....	48
Figura 4.5 - Fluxograma representativo da produção dos mapas temáticos Campo Anômalo, dx, dy, dz, Amplitude de Sinal Analítico e Derivada da Amplitude de Sinal Analítico, a partir do <i>software</i> Geosoft Oasis Montaj 7.0.1.....	50
Figura 4.6 - Mapa de amplitude de sinal analítico com as magnetofácies interpretadas.....	51
Figura 4.7 - Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) com seus lineamentos interpretados e representados em roseta.....	53
Figura 4.8 - a) Lineamentos com direção N-S; b) Lineamentos com direção E-W.	54
Figura 4.9 - Domínios magnetométricos estabelecidos a partir das Magnetofácies.....	55
Figura 4.10 - Lineamentos do domínio oeste, representados sobre os mapas de Amplitude de Sinal Analítico e Domínios Magnetométricos, junto a roseta representativa.	56
Figura 4.11 - Mapas temáticos radiométricos gerados no <i>software</i> Geosoft Oasis Montaj 7.0.1	57
Figura 4.12 - Mapa de radiofácies sobreposto a imagem ternária.....	59
Figura 4.13 -Domínios Geofísicos, estabelecidos a partir do mapa de Tório.....	61
Figura 5.1 - Sobreposição de imagens geradas em ambiente SIG.....	63
Figura 5.2 - a) Mapa geológico da área de estudo (modificado de Martins et al., 2011 e Noce & Fogaça, 1997); b) Mapa de domínios geofísicos.....	64
Figura 5.3 - a) Mapa litológico da área de estudo (modificado de Martins et al., 2011 e Noce & Fogaça, 1997); b) Imagem ternária; c) Imagem ternária com os contatos geológicos.....	66

Figura 5.4 - a) Mapa litológico da área de estudo (modificado de Martins et al., 2011 e Noce & Fogaça, 1997); b) Mapa de radiofácies.....	67
Figura 5.5 - a) Mapa geológico da área de estudo (modificado de Martins et al., 2011 e Noce & Fogaça, 1997); b) Mapa de Anomalia de Bouguer; c) Mapa de Anomalia de Bouguer com os contatos geológicos.....	70
Figura 5.6 - a) Mapa geológico da área de estudo (modificado de Martins et al., 2011 e Noce & Fogaça, 1997); b) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico; c) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com os contatos geológicos.....	71
Figura 6.1 - a) Mapa de Anomalia de Bouguer com 11 perfis traçados de na direção W-E. b) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com 18 perfis traçados de na direção W-E.....	74
Figura 6.2 - Interface do software Euler 1.0, indicando os dados utilizados, o tipo de dado a ser trabalhado, a altura de voo, o índice estrutural. o tamanho da janela, a profundidade máxima de processamento.....	75
Figura 6.3 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 2, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa de Anomalia de Bouguer; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa de Anomalia de Bouguer; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. E2, F1 e E4 são estruturas descritas no texto.....	77
Figura 6.4 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 7, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa de Anomalia de Bouguer; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa de Anomalia de Bouguer; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. A, E1 e E2 são estruturas descritas no texto.....	78
Figura 6.5 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 11, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa de Anomalia de Bouguer; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa de Anomalia de Bouguer; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. B1, E2 e E4 são estruturas descritas no texto.....	80
Figura 6.6 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 2, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. L1, E2 e E4 são estruturas descritas no texto.....	82

Figura 6.7 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 4, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. E1, L1, E2, E5, E4 e E6 são estruturas descritas no texto. 83

Figura 6.8 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 7, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. A, L1, B, C, D1, D e E6 são estruturas descritas no texto..... 85

Figura 6.9 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 9, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. L1, D1, E4 e E6 são estruturas descritas no texto..... 86

Figura 6.10 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 14, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. D2, A', B', F1 e D1 são estruturas descritas no texto. 88

Figura 6.11 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 18, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. B1, B2, E2, F2 e D1 são estruturas descritas no texto. 89

Figura 6.12 - Modelo 3D da área gerado pelo método de *krigagem*. 90

Figura 6.13 - Visualização em diferentes ângulos do modelo 3D da área gerado pelo método de *krigagem*. 91

Figura 7.1 - a) Mapa litológico com as formações de destaque delimitadas em setores (vermelho); b) Imagem Ternária as formações de destaque delimitadas em setores (vermelho) e as mesmas delimitadas em branco no limite oeste do Domínio Central..... 94

Figura 7.2 - a) Imagem Ternária com as anomalias associadas as coberturas detrítico-lateríticas delimitadas em branco; b) Mapa litológico com as anomalias associadas as coberturas detrítico-

lateríticas delimitadas em vermelho; c) Mapa litológico reinterpretado com locação de novas coberturas detrítico-lateríticas.	95
Figura 7.3 - a) Imagem aproximada do mapa de Amplitude de Sinal Analítico com zonas de cisalhamento, de derfomação preferencial dúctil, delimitadas em branco; b) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com as feições estruturais originalmente mapeadas.	97
Figura 7.4 - a) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com as estruturas E2 e E4 representadas em branco; b) Mapa de Anomalia de Bouguer com as estruturas E2 e E4 representadas em branco; c) Mapa litológico com as estruturas E2 e E4 representadas em preto.	99
Figura 7.5 - Visualização do modelo 3D da área com as estruturas E2 e E4 representadas em branco.	100
Figura 7.6 - a) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com as estruturas: E2, E4 e E5; representadas em branco; b) Mapa de elevação topográfica confeccionado a partir dos dados gravimétricos, com as estruturas: E2, E4 e E5; representadas em branco.	101
Figura 7.7 - a) Área de análise aproximada com as principais fraturas de cisalhamento conjugadas representadas em branco e com representação dos vetores do esforço principal σ_1 ; b) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com as informações estruturais originais do mapa geológico e localização da área contendo as fraturas alvo.	103
Figura 7.8 - a) Aproximação do segmento AB do Perfil 7, com altos e baixos estruturais delimitados pelas falhas em vermelho; b) Deconvolução 2D magnetométrica do Perfil 7.	104
Figura 7.9 - a) Mapa geológico com as fraturas de cisalhamento conjugadas (em vermelho) formando de pequenas bacias; b) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com as fraturas de cisalhamento conjugadas (em branco) formando de pequenas bacias, e com a estruturas originais do mapeamento.	105

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 - Variação de densidade e densidade média de rochas sedimentares, ígneas e metamórficas (Telford <i>et al.</i> 1990).	26
Tabela 3.2 - Filtros de Fourier e suas finalidades geofísicas.....	35
Tabela 3.3 - Relação do índice estrutural com os modelos físico e geológico (Reid <i>et al.</i> 1990).....	36
Tabela 3.6 - Abundâncias relativas de elementos radioativos em tipos de rochas diversas (modificado de Kearey <i>et al.</i> 2009 in Mendes 2016).....	38
Tabela 3.4 - Ocorrência de minerais radioativos, potássio (modificado de Telford <i>et al.</i> 1990).	39
Tabela 3.5 - Ocorrência de minerais radioativos, urânio (modificado de Telford <i>et al.</i> 1990).	40
Tabela 3.6 - Ocorrência de minerais radioativos, tório (modificado de Telford <i>et al.</i> 1990).....	40
Tabela 4.1 - Concentrações relativas de Th, U e K das radiofácies interpretadas.....	58

Resumo

A região limitada entre a Serra Mineira e o flanco oeste do alto Boqueirão está incluída em uma área de significativa complexidade estrutural, atribuída a um modelo tectônico *thick-skinned*. Inúmeros estudos foram publicados apresentando modelos e conceitos estruturais que justificam a influência do embasamento na formação das grandes estruturas presentes na área, como a Sinclinal Buenópolis. Aspirando colaborar com o conhecimento geológico em subsuperfície, foram confeccionados mapas temáticos geofísicos utilizando dados aeromagnetométricos, aeroradiométricos e gravimétricos de satélite. A partir dos dados gravimétricos e magnetométricos foram elaborados perfis, 18 magnetométricos e 11 gravimétricos, a fim de gerar um modelo estrutural contendo informações de nível crustal profundo. Os mapas e perfis, integrados ao conhecimento geológico, foram utilizados para: delimitar e subdividir os três principais domínios tectônicos da área; descrever e estimar a profundidade das falhas que limitam os domínios tectônicos apresentados; identificar o comportamento dos lineamentos gravimétricos e magnetométricos que regem as principais estruturas; executar uma análise descritiva dos altos e baixos estruturais do embasamento, que atuam como bacias deposicionais; compreender o grau de influência do embasamento na formação das estruturas supracrustais, assim como a profundidade das mesmas; corroborar com o conhecimento geofísico dos grupos estratigráficos. Os perfis gravimétricos gerados permitiram determinar um processo de compensação isostática flexural, acarretado pela bacia que acomoda o Grupo Bambuí no Domínio Central, indicando profundidades da interação crosta-manto superiores a 30 mil metros; falhas profundas de alto ângulo, que superam 25 mil metros, também foram identificadas. Os perfis magnetométricos enfatizaram sistemas de falhas e dobras com características específicas em cada domínio, com respostas concordantes as estabelecidas nos perfis gravimétricos, porém em menores profundidades e maior detalhe. Este trabalho também propõe uma reinterpretação da Folha Serra do Cabral (Martins et al. 2011), onde originalmente havia sido mapeado como Grupo Macaúbas Indiviso, ocorre as formações Santa Rita e Córrego dos Borges.

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

Este trabalho é parte do projeto do convênio PETROBRÁS-FEOP (2015-2018), financiado pelo mesmo e intitulado: “Relações entre tectônica e sedimentação em bacias rift e orogênicas”. Ocorreu sob coordenação do professor Fernando Flecha Alkmim e com participação do professor Maximiliano de Souza Martins, orientador desta monografia.

1.1. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo localiza-se na região centro norte de Minas Gerais, sua área encontra-se, em parte, no município de Buenópolis, estando essa na Figura 1.1.

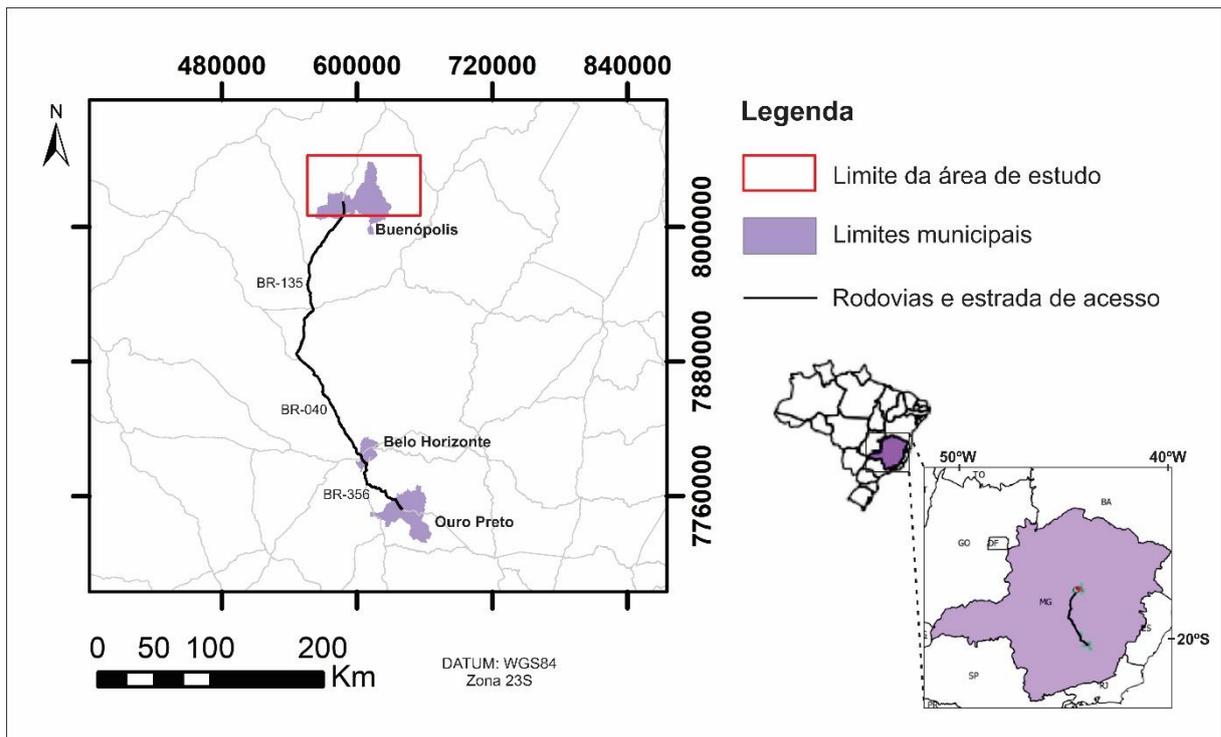


Figura 1.1 - Localização e vias de acesso. (Fonte: IBGE)

1.2. OBJETIVOS

Primordialmente este trabalho tem como objetivo executar a análise geofísica e estrutural da área alvo apresentada acima. Visando a caracterização dos altos e baixos estruturais, relacionados a tectônica *thick-skinned*, presentes no limite da borda leste do cráton São Francisco

e da Faixa Araçuaí. Compreendendo assim a relação estrutural entre a disposição do embasamento e as estruturas formadas na área.

Junto a isso, tem-se como objetivo específico, a confecção de mapas temáticos gravimétricos, magnetométricos e radiométricos do local, e o levantamento de dados estruturais na escala 1:25.000. A partir das análises dos mesmos busca-se melhor entendimento do arcabouço estrutural da área.

1.3. JUSTIFICATIVA

Alguns trabalhos de abordagem regional, como o de Alkmim *et al.*(2007), assumem que a área de estudo encontra-se inserida no contexto tectônico *thick-skinned*, ou seja, o embasamento encontra-se envolvido na deformação. Este modelo tectônico presente no limite leste do cráton São Francisco advém do Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço. Além disto Chiavegatto (1992) reconhece o topo da sucessão registrada no Grupo Bambuí, no interior da bacia São Francisco, como uma bacia de caráter *foreland*. De acordo com os estudos de Chapman & DeCelles (2015), a natureza estrutural em seqüências sedimentares associadas a bacias do tipo *foreland*, indicam que a arquitetura e a composição do substrato exercem forte controle durante a sedimentação, condicionando ainda a propagação das frentes de deformação, responsáveis pela morfologia das bacias.

Analisando o panorama tectônico da área, exposto acima, entende-se que há necessidade de melhor compreender as estruturas existentes no embasamento e a influência destas na reologia das grandes dobras, falhas e zonas de cisalhamento presentes na área. Devido a limitação de dados em profundidade, a utilização de métodos geofísicos torna-se crucial para gerar informações concretas a respeito das deformações presentes nas rochas do embasamento. Utilizando dados gravimétricos e magnetométricos é possível compreender os padrões estruturais existentes na área e determinar a profundidade das anomalias geradas pelas estruturas, assim como caracterizar a geometria das mesmas. A elaboração e análise, em conjunto, dos perfis gravimétricos e magnetométricos permite explicar os modelos de bacia estabelecidos na área de estudo, assim como seus limites e barreiras físicas.

A área de estudo também foi segmentada por Souza-Filho (1995) em macrodomínios tectônicos, utilizando mapas temáticos gravimétricos, magnetométricos e radiométricos; pode-se ratificar a ocorrência destes domínios. Para isso busca-se padrões de estruturas e lineamentos geofísicos, além de técnicas de separação de fácies geofísicas. Os padrões estruturais,

estabelecidos em profundidade, nos perfis de deconvolução e no modelo magnetométrico 3D também possibilitam a caracterização dos macrodomínios tectônicos.

De modo geral, a heterogeneidade das características que definem o segmento do cráton São Francisco, no qual se encontra a área de estudo, assim como a escassez de dados relativos a geofísica-estrutural, fundamentam a necessidade de uma análise mais detalhada neste aspecto. É importante salientar que esta monografia possui finalidade acadêmica e as técnicas utilizadas buscam assinalar anomalias geofísicas que correspondem a feições estruturais e a tectônica de bacias.

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

Esta monografia consistiu, consecutivamente, nas seguintes etapas descritas abaixo.

1.4.1. Revisão Bibliográfica

Para a confecção desta monografia foram utilizados, como base de consulta bibliográfica, principalmente, os trabalhos de Heilbron *et al.* (2017), *São Francisco Craton, Eastern Brazil Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*, e o relatório da folha Serra do Cabral (SE.23-X-C-V) de Martins *et al.* (2011). Os demais artigos e trabalhos, consultados, relacionados a área de estudo, foram retirados das referências usadas pelos autores acima e utilizadas a fim de se obter maior conhecimento sobre a área.

1.4.2. Trabalho de campo

As campanhas de campo foram realizadas em duas etapas. A primeira relativa a disciplina Mapeamento Geológico, foi executada em julho de 2016 e teve seus dados apresentados no Relatório do mapa geológico em escala 1:25000 da região de Curimataí – MG. A segunda etapa, deu-se entre os dias 19 e 28 de outubro de 2016. Onde foram executados levantamentos geológicos, em pontos estratégicos, a fim de dar suporte aos dados geofísicos gerados neste trabalho.

1.4.3. Cartografia

A área de estudo abrange os mapas geológicos das folhas Serra do Cabral (SE.23-X-C-V) e Curimataí (SE.23-X-C-VI), estas foram digitalizadas e integradas para fins interpretativos. Todos os mapas apresentados neste trabalho foram tratados e expostos de acordo com o DATUM WGS84.

1.4.4. Banco de dados

Para este trabalho, foram utilizados os bancos de dados aeromagnetométricos e aeroradiométricos integrados, dos estados de Minas Gerais, Espirito Santo e Rio de Janeiro; da CPRM (Serviço Geológico do Brasil); tendo sido estes disponibilizados pelo geofísico Antonino Juarez Borges. A base de dados integralizados corresponde às áreas 13 e 11A, obtidas através do programa Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais da CODEMIG, durante os anos de 2008 e 2009.

1.4.5. Análise qualitativa

Utilizando o banco de dados geofísicos, foram gerados mapas temáticos radiométricos e magnetométricos, com intuito de caracterizar a zona de estudo. Utilizou-se o *software* Oasis Montaj 7.0.1, da companhia GEOSOFT, para confecção dos mapas, e posteriormente o *software* ArcGis (versão 9.3). No último, os mapas foram georreferenciados e integrados aos dados geológicos em ambiente SIG, visando à interpretação qualitativa dos dados.

1.4.6. Análise quantitativa

Com a finalidade de interpretar quantitativamente os dados geofísicos, foi feito a Deconvolução de Euler (2D) dos perfis gravimétricos e magnetométricos, foi utilizado a versão livre do *software* Euler 1.0. Tal procedimento possibilita a visualização do condicionamento estrutural das anomalias magnéticas da área de estudo, permitindo assim estimar topo da anomalia, em profundidade, nos perfis esquemáticos. Dos dados magnetométricos processados na Deconvolução de Euler, por intermédio do método de *krigagem*, criou-se modelos 3D dos perfis esquemáticos, possibilitando uma análise mais ampla das estruturas em profundidade.

1.4.7. Integração geofísica-geológica

Baseando-se nas análises quantitativas, os dados geofísicos obtidos foram integrados. Possibilitando as interpretações das anomalias geofísicas de acordo com os dados, estruturais e litológicos, levantados na campanha de campo e os anteriormente mapeados na região.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Neste capítulo caracterizou-se o contexto geológico e tectônico no qual a área está inserida.

2.1. CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A área de estudo está localizada na região sudeste do cráton São Francisco, zona limítrofe entre a Faixa Araçuai e o cráton São Francisco, mais especificamente no aulacógeno Pirapora. Tal região compreende um trecho de altos e baixos estruturais, relacionados a tectônica *thick-skinned*. As unidades litoestratigráficas presentes na região são pré-cambrianas e correspondem aos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Alkmim *et al.* 2007).

Os grupos Diamantina e Conselheiro Mata, de idade mesoproterozóica, representam o Supergrupo Espinhaço na região de estudo. Estes foram depositados no período em que os cenários tectônicos da bacia eram de *rift-sag* e de margem passiva. Os grupos Macaúbas e Bambuí, de idade neoproterozóica a cambriano são os representantes do Supergrupo São Francisco. O Grupo Macaúbas corresponde à dois períodos tectônicos de rifitamento e posterior formação de margem passiva, já o Grupo Bambuí representa uma bacia *foreland*. A coluna estratigráfica de Reis & Alkmim (2015) relaciona o contexto tectônico com as unidades da região abordada por este trabalho (Figura 2.6).

2.1.1. Cráton São Francisco

O cráton São Francisco, situado na porção leste do Brasil, está incluso no contexto da plataforma Sul Americana, estabelecendo-se como um segmento litosférico ao final da orogenia do paleoproterozóico, quando foi conectado ao cráton do Congo, seu correspondente africano, até o Cretáceo Inferior, na abertura do Atlântico Sul (Figura 2.1) (Alkmim & Martins-Neto 2001, Alkmim *et al.* 2006).

De acordo com Alkmim *et al.* (1993), no decurso da formação do supercontinente Gondwana no Neoproterozóico, as colisões diacrônicas que ocorreram a sua margem resultaram nos cinturões orogênicos brasileiros e em suas faixas moveis, situadas ao redor dos limites das regiões crâtonicas. No que se refere ao cráton São Francisco, foram edificadas as faixas Araçuai,

Ribeira, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana, relacionadas a falhas reversas de grande rejeito.

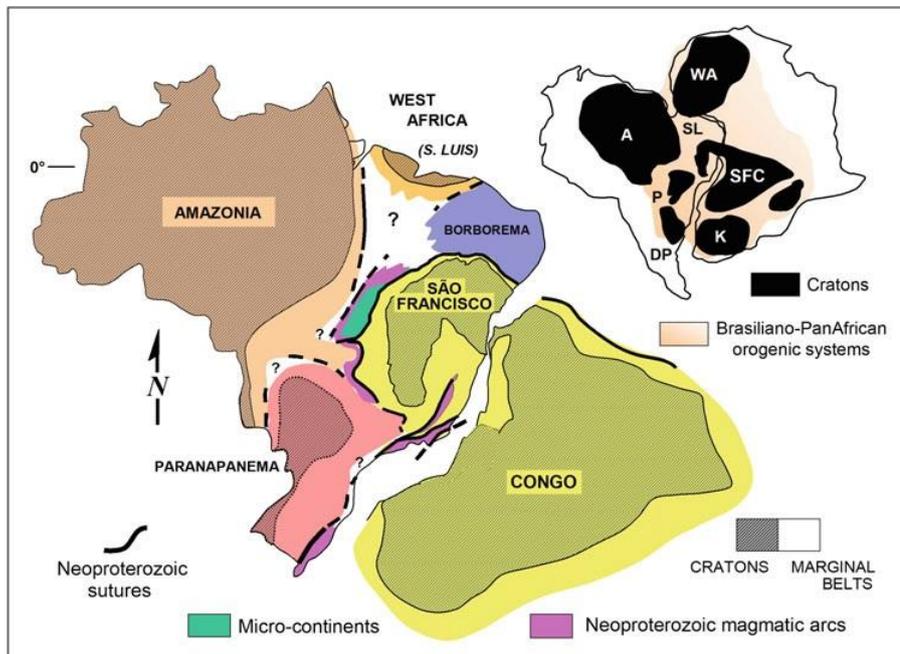


Figura 2.1 - Cráton São Francisco-Congo correspondem a porção interna das placas colisionais durante a assembleia *West Gondwana* no fim do Neoproterozóico (Alkmin *et al.* 2017).

O embasamento do cráton São Francisco é composto por núcleos arqueanos e rochas paleoproterozoicas mais antigas que 1.8Ga; estando recoberto por unidades supracrustais posteriores a 1.8Ga, proterozóicas e fanerozóicas (Alkmim & Martins Neto 2012). As áreas de cobertura do cráton São Francisco, segundo Alkmim (2004), compreendem a três grandes unidades morfotectônicas: i) a bacia São Francisco, ii) o aulacógeno Paramirim e iii) grande parte do Rift Recôncavo-Tucano-Jatobá (Figura 2.2).

A bacia São Francisco compreende as unidades dos supergrupos Espinhaço (paleo/mesoproterozóico) e São Francisco (neoproterozóico). O aulacógeno Paramirim abrange os domínios da Chapada Diamantina e da Serra do Espinhaço Setentrional, com alguns registros dos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Alkmim & Martins Neto 2012).

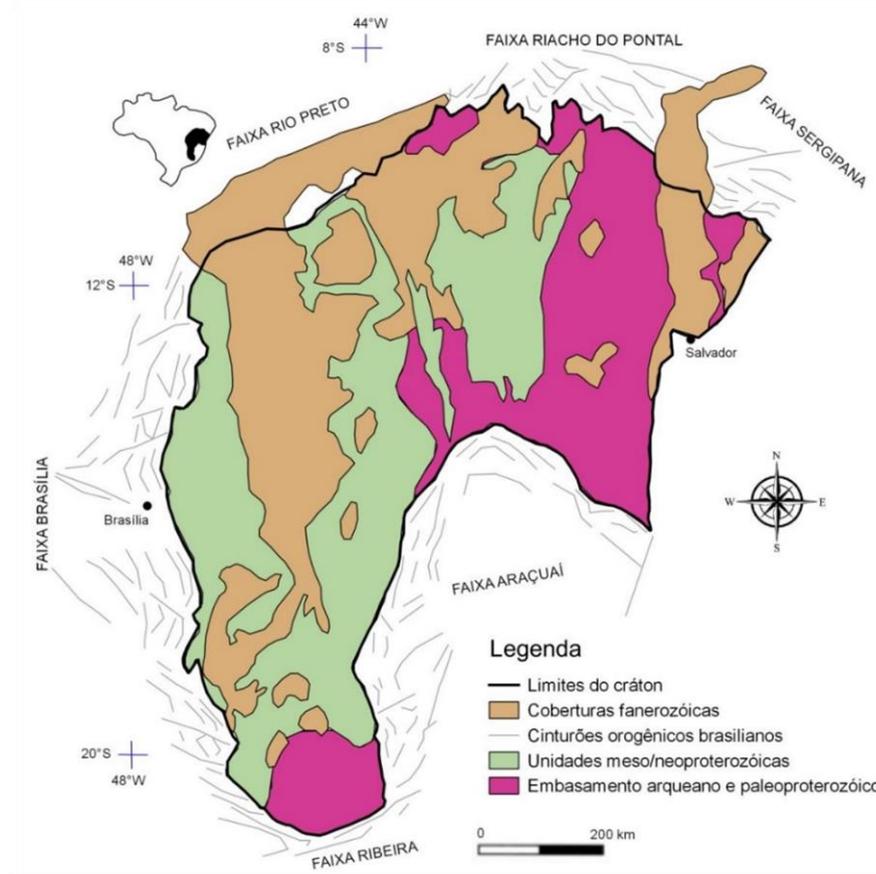


Figura 2.2 - Cráton São Francisco (Modificado de Alkmim & Marshak 1998 in Santos *et al.* 2004).

Considerando a geometria e a deformação das coberturas proterozoicas, a área cratônica é dividida em dois domínios que se juntam ao longo de um corredor de deformação, o Corredor Paramirim (Alkmim *et al.* 1993). Estes domínios, denominados domínio I e II, foram poupados de deformação significativa, apresentam cinturões de antepaís com vergências centrípetas, enquanto o corredor do Paramirim apresenta vergência centrífuga. No contexto do compartimento central do cráton São Francisco, é observado a partir de mapas *bouguer*, um grande baixo estrutural do embasamento, denominado de Baixo de Pirapora. Este baixo estrutural separa dois altos do embasamento; o Alto de Januária junto ao limite NE da bacia do São Francisco, e o Alto de Sete Lagoas a sul (Alkmim & Martins-Neto 2001).

2.1.2. Faixa Araçuaí

A Faixa Araçuaí abrange toda margem oriental do cráton São Francisco e corresponde a porção mais externa do Orógeno Araçuaí. O orógeno formou-se devido ao fechamento do Oceano

Adamastor, desenvolvendo-se em um ambiente de golfo (Alkmim *et al* 2017). De acordo com Almeida (1977) o cinturão de dobras e falhas que compõem a Faixa Araçuaí possuem sistema estrutural com orientação preferencial NS, ao longo do cinturão do Espinhaço com inflexões para NE. A Figura 2.3 apresenta o domínio da Faixa Araçuaí com base no modelo de elevação digital.

Alkmim *et al.* (2007) dividem a Faixa Araçuaí-Congo Ocidental em compartimentos tectônicos distintos, caracterizados em função de sua orientação espacial, cinemática e história de nucleação das estruturas dominantes (Figura 2.4). Sendo estes: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; Zona de dobramentos de Salinas; Corredor transpressivo de Minas Novas; Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o aulacógeno do Paramirim; Bloco de Guanhões; Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; Zona de Cisalhamento de Itapebi; núcleo cristalino (*crystalline core*); Faixa Congo-Oeste. A Faixa Araçuaí engloba os oito primeiros compartimentos listados acima. Dentre os compartimentos tectônicos discriminados, o Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional é, de longe, o melhor estudado, tanto do ponto de vista stratigráfico, como estrutural.

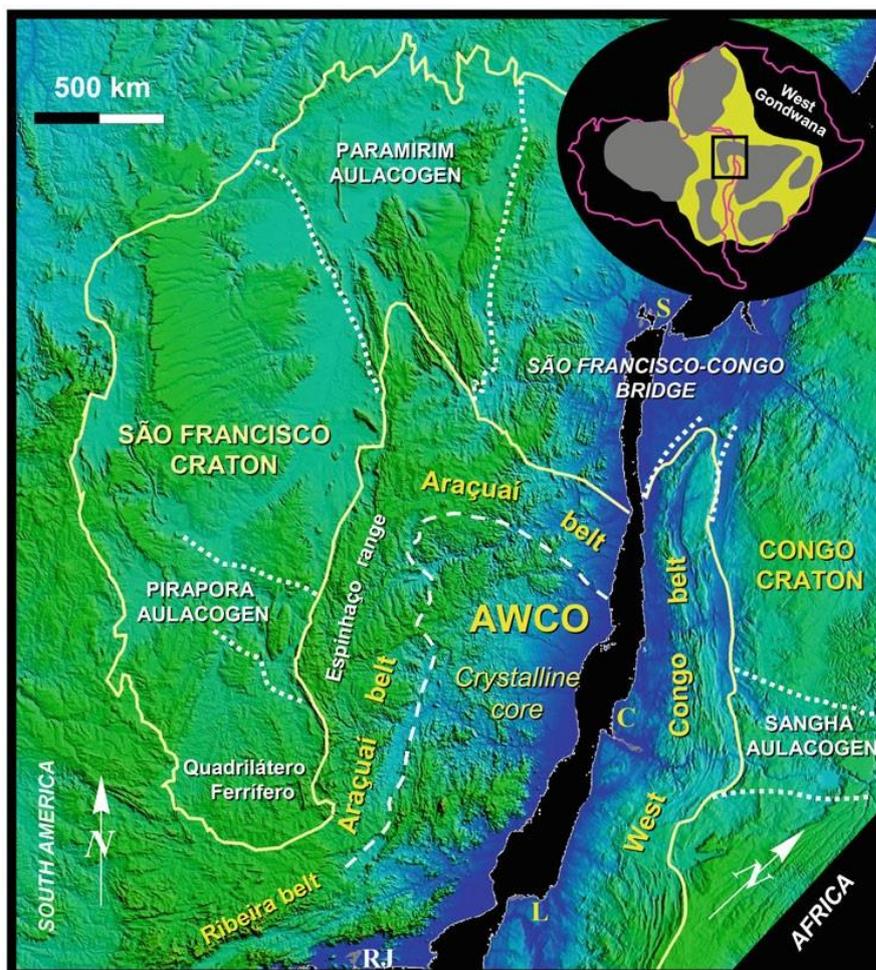


Figura 2.3 - Domínio da Faixa Araçuaí (Alkmim *et al* 2017).

O cinturão de cavalgamento da Serra do Espinhaço está posicionado na borda leste do cráton São Francisco, sua deformação envolve o embasamento arqueano/paleoproterozoico; rochas da cobertura meso a neoproterozoicas, dos supergrupos Espinhaço e São Francisco; e intrusões máficas pós-Espinhaço. Esse compartimento tectônico também se estende para o interior do cráton onde o embasamento não está envolvido na deformação, compreendido como um cinturão epidérmico de antepaís do orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.* 1996).

O cinturão de cavalgamentos da Serra do Espinhaço possui vergência em direção ao cráton São Francisco, seu arcabouço estrutural é dominado por falhas de empurrão e dobras de orientação N-S, por lineações de estiramento E-W e indicadores cinemáticos definindo o transporte tectônico para oeste (Alkmim *et al.* 2006).

A evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, segundo (Alkmim *et al.* 2006), pode ser contada por um modelo de cinco estágios principais: i) bacia precursora

Macaúbas; ii) convergência inicial; iii) colisional; iv) escape lateral da porção sul; e v) colapso gravitacional.

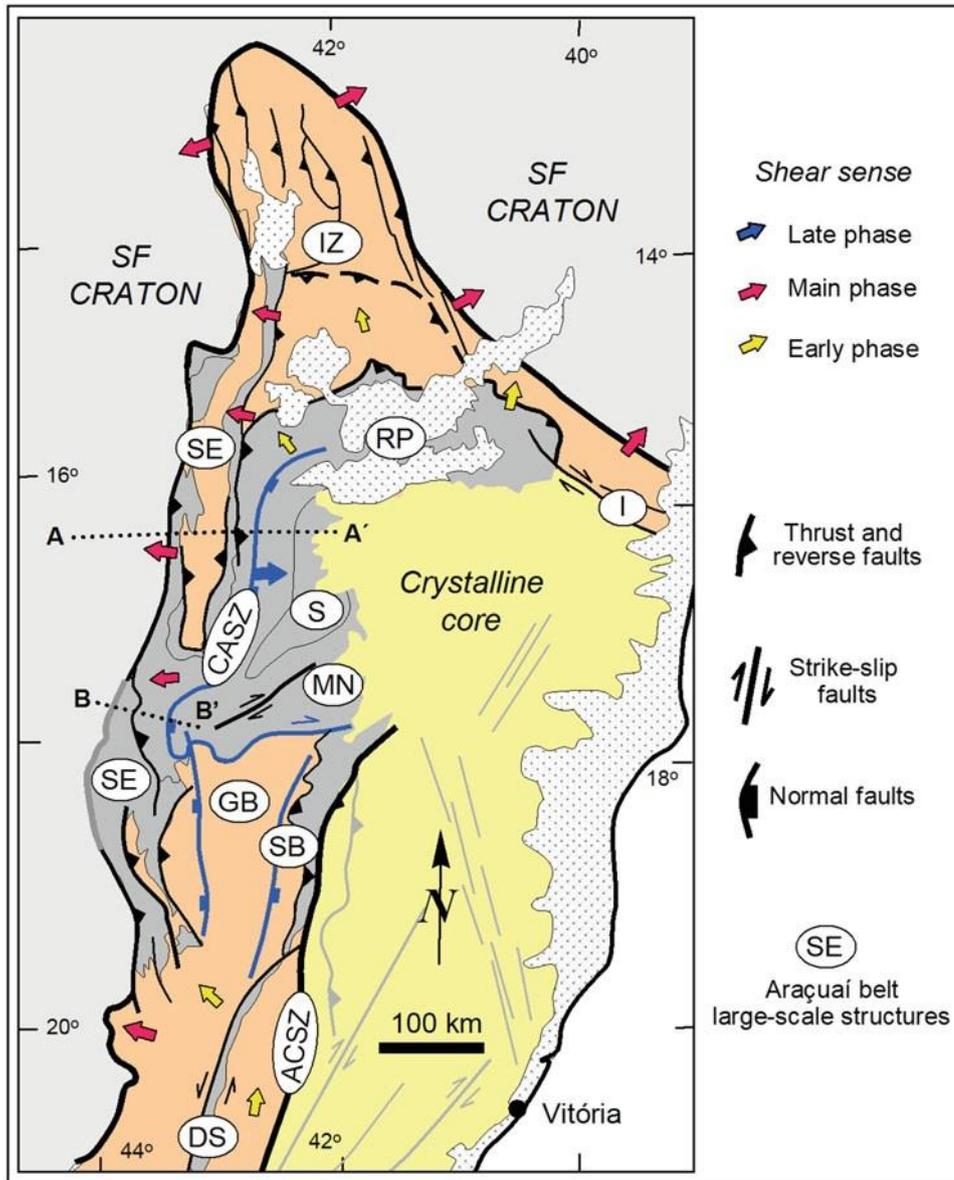


Figura 2.4 - Compartimentos tectônicos do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental: SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CASZ: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o aulacógeno do Paramirim; GB: Bloco de Guanhões; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; IZ: Zona de Cisalhamento de Itapebi; núcleo cristalino (crystalline core) (modificado de Alkmim *et al.* 2006 in Alkmim *et al.* 2017).

2.2. QUADRO ESTRATIGRÁFICO

O quadro litoestratigráfico da área de estudo é composto por unidades do Supergrupo Espinhaço e do Supergrupo São Francisco; além da Suíte Pedro Lessa, do Grupo Areado, e de depósitos aluvionares e coberturas detrítico-lateríticas.

A Figura 2.5 apresenta o mapa geológico simplificado da área de estudo, baseado nos mapas geológicos da Folha Serra do Cabral e da Folha Curimataí, respectivamente, confeccionados por Martins *et al.* (2011) e Noce & Fogaça (1997). Este mapa foi modificado de acordo com informações obtidas na campanha de campo da disciplina Mapeamento Geológico e na campanha referente a esta monografia.

Na Figura 2.6 está exposta a coluna estratigráfica da seção Pré-Cambriana da Bacia do São Francisco, proposta por Reis & Alkmin (2015).

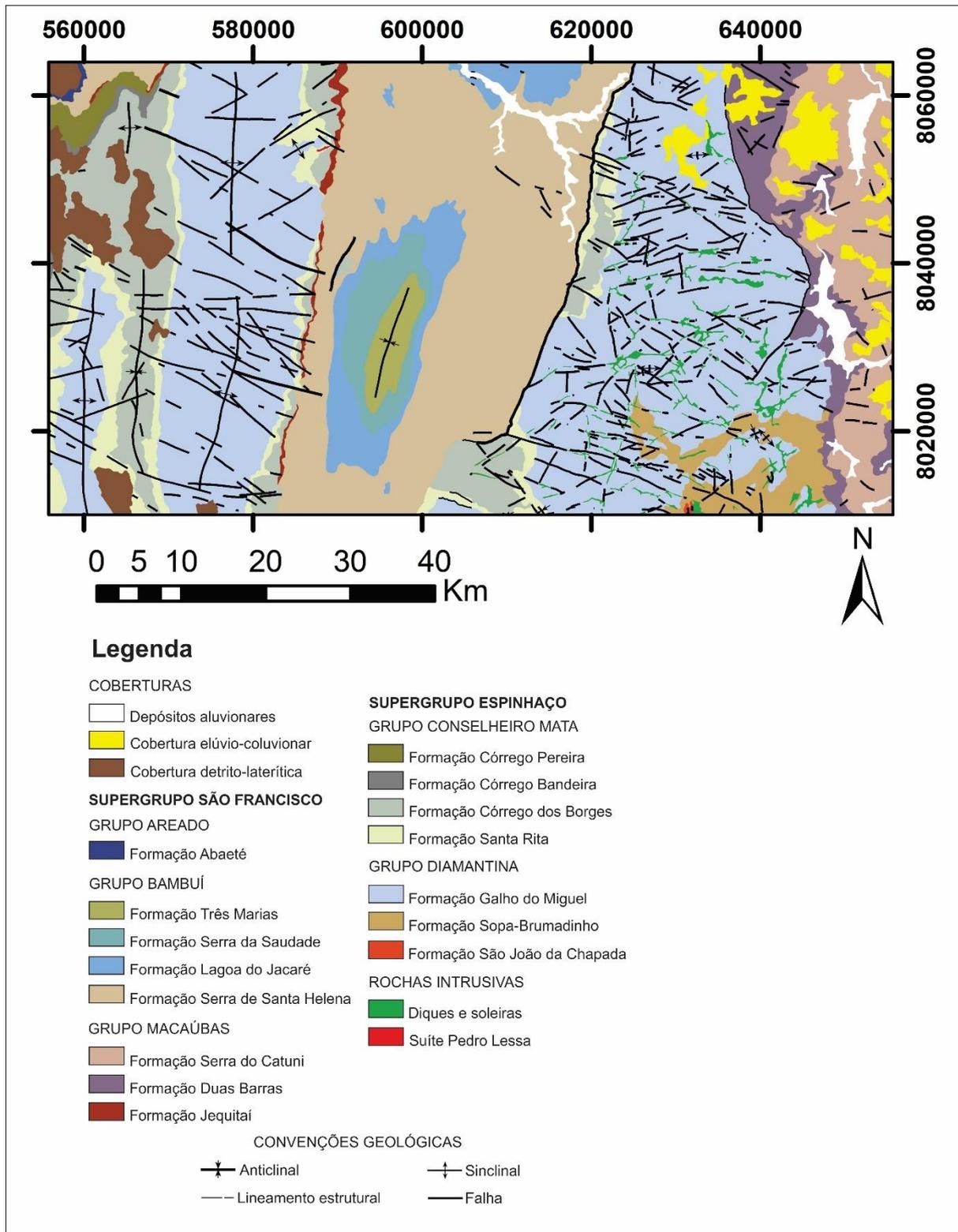


Figura 2.5 - Mapa geológico da região estruturado e modificado a partir de Martins *et al.* (2011) e Noce & Fogaça (1997).

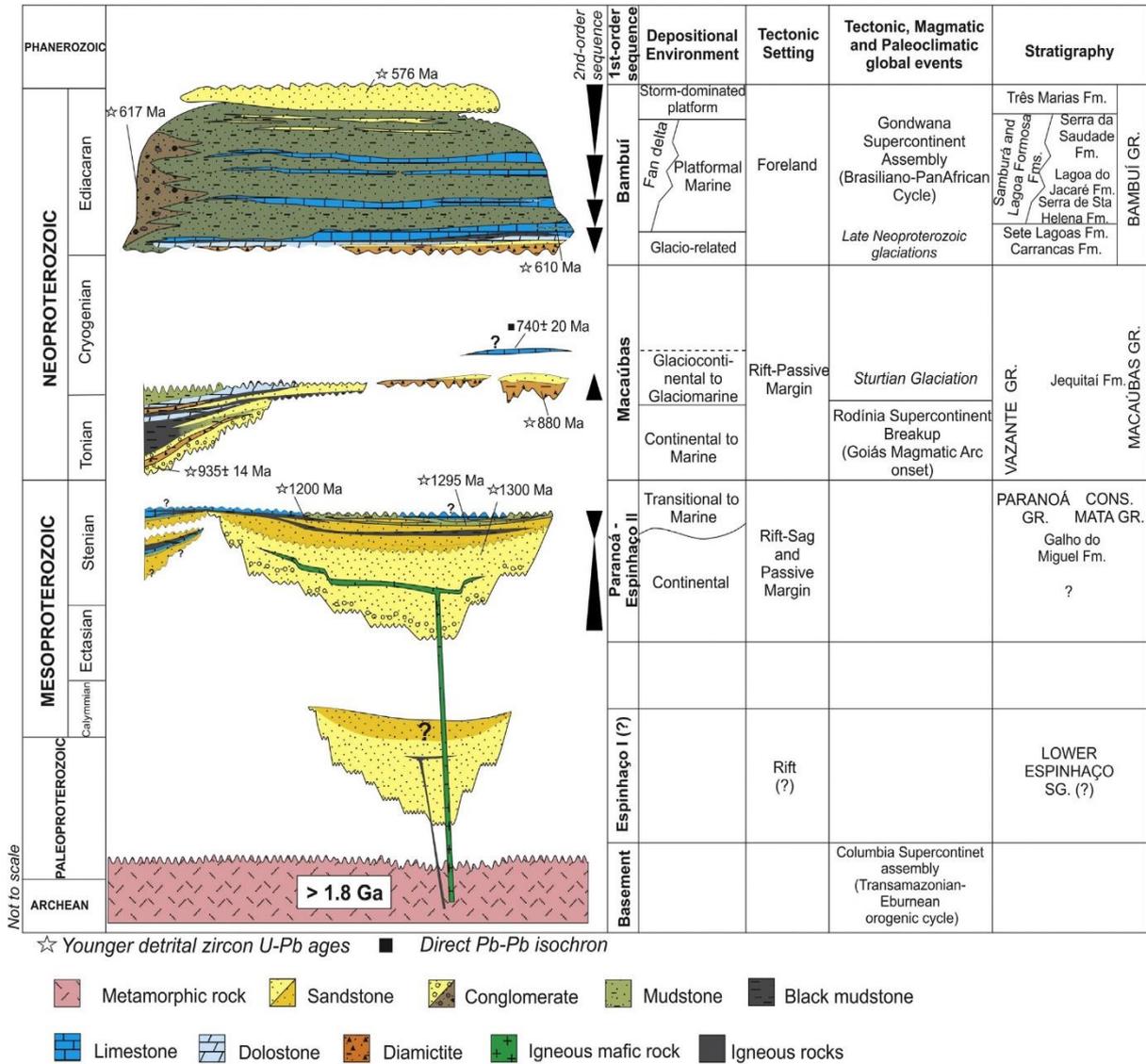


Figura 2.6 - Coluna estratigráfica da seção Pré-Cambriana da Bacia do São Francisco (Reis & Alkmin 2015).

2.2.1. Unidades do embasamento

Baseando-se nos mapeamentos executados na área, tanto pela CPRM, quanto pela CODEMIG; admite-se que não há rochas do embasamento aflorantes. Pelos estudos de Noce *et al.* (2007), assume-se, que as rochas do embasamento, aflorantes, mais próximas, referem-se aos complexos: Porteirinha, Gouveia e Guanhões.

Estes complexos encontram-se no domínio externo do Orógeno Araçuai, que compreendem o cinturão de dobramento-cavalcamento na borda do cráton São Francisco. O

Complexo Guanhães é parte do núcleo arqueano do embasamento do cráton São Francisco Meridional, já o Complexo Proteirinha e o Complexo Gouveia representam exposições de associações rochosas predominantemente arqueanas (Noce *et al.* 2007).

No Complexo Gouveia tem-se expostas rochas gnáissico-migmatíticas e uma sequência greenstone belt. O Complexo Proteirinha é composto por gnaisses bandados com composição predominantemente granodiorítica, localmente migmatizados, contendo intercalações concordantes de anfibolitos e de rochas metaultramáficas. No Complexo Guanhães ocorrem gnaisses e migmatitos TTG, corpos graníticos, faixas metavulcanosedimentares e sequências metassedimentares portadoras de formações ferríferas bandadas (Noce *et al.* 2007).

2.2.2. Supergrupo Espinhaço

De idade paleo/mesoproterozóica, o Supergrupo Espinhaço estende-se do domínio fisiográfico da Serra do Ginete à Serra Central, sendo dividido por Costa (1976) em três grupos principais: Espinhaço Inferior, Espinhaço Médio e Espinhaço Superior. Na Serra do Cabral, aflora a parte superior da unidade, composta de depósitos eólicos que alternam para pelitos e arenitos marinhos (Souza Filho, 1995).

O Supergrupo Espinhaço é dividido nos grupos Diamantina e Conselheiro Mata (Dossin *et al.*, 1984, 1990). Na área de estudo, o Grupo Diamantina é representado apenas pelas formações Galho do Miguel e Sopa Brumadinho. O Grupo Conselheiro Mata tem como seus representantes, na área, as formações: Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira e Córrego Pereira (Souza-Filho, 1995).

2.2.3. Grupo Diamantina

A Formação Galho do Miguel é o principal representante do Grupo na área, sendo esta, ocorrente nos núcleos das anticlinais das serras do Cabral e Mineira. É descrita por Espinoza (1996) como uma sucessão monótona de arenitos maciços, puros, cinza-claros a esbranquiçados, de granulometria fina-média com estratificações cruzadas de grande porte e uma sucessão rítmica com ciclos em *coarsening-upward* no topo. Souza-Filho (1995) a descreve como arenitos puros e grosseiros com estratificações cruzadas de grande a médio porte, separada do Grupo Conselheiro Mata por uma paraconformidade.

2.2.4. Grupo Conselheiro Mata

De acordo com Lopes *et al.* (2014) os litotipos que compõem esta unidade situam-se em sua maioria nos flancos das anticlinais na Serra do Cabral e Serra Mineira. As formações encontradas na área são: Santa Rita, Córrego dos Borges, Córrego Bandeira e Córrego Pereira.

A unidade basal do Grupo Conselheiro Mata, a Formação Santa Rita, é descrita por Dupont (1995) como membros pelíticos separados por um membro arenítico, com contato gradacional para a formação sotoposta. Já Souza-Filho (1995) descreve os corpos da Formação Santa Rita ocorrentes na Serra do Cabral como metassiltitos gradativos à filitos quartzosos e metarenitos arcoseanos e sericíticos, com contato erosivo no topo com a Formação Córrego dos Borges.

De acordo com Souza-Filho (1995), a Formação Córrego dos Borges é composta por quartzitos finos a médios, metassiltitos e metaconglomerados com seixos arredondados. Estes possuem estratificações plano paralelas e cruzadas de baixo ângulo (tabular e acanalada), além de marcas de onda simétrica e assimétrica. Possui contato transicional com a Formação Córrego Bandeira.

A Formação Córrego Bandeira é composta por interdigitações entre metapelitos e metarenitos, com ocorrência de laminações e estratificações cruzadas. Seu contato no topo é gradacional (Souza-Filho 1995).

Sendo a última observada na região de estudo, a Formação Córrego Pereira, é descrita por Souza Filho (1995) como quartzitos puros e micáceos, com lentes pelíticas, acamamento dado por estruturas plano paralelas e estratificação cruzada, ocorrendo também marcas de onda.

2.2.5. Suíte Pedro Lessa

A Suíte Metaígneia Pedro Lessa é composta, segundo Lopes *et al.* (2014), por corpos intrusivos de metagrabos verdes a cinza, com textura holocristalina e granulação média a grossa. Esta unidade possui maior ocorrência na porção leste da área de estudo, onde está delimitada a Folha Curumataí. No que diz respeito a porção mapeada da Folha Serra do Cabral, há apenas 3 localidades isoladas desta suíte metaígneia.

2.2.6. Supergrupo São Francisco

O Supergrupo São Francisco possui a maior representatividade litológica da Bacia do São Francisco, representado na área de estudo pelos grupos Macaúbas e Bambuí. De acordo com Souza Filho (1995), o contato basal do Supergrupo São Francisco com o Supergrupo Espinhaço ocorre a partir de uma discordância regional, angular e erosiva.

2.2.7. Grupo Macaúbas

Na área de estudo o Grupo Macaúbas é constituído basicamente por uma sequência proximal, caracterizada por depósitos glaciogênicos e transicionais (Pedrosa-Soares *et al.* 1998 e Pedrosa-Soares *et al.* 2001). Na serra do Cabral, o equivalente do evento de glaciação é a Formação Jequitáí (Lopes *et al.* 2014). É caracterizada por diamictitos de matriz fina, pelítica e carbonática; com clastos de granulometria variável de grãos, seixos e matações de variadas composições, normalmente maciços, com algumas ocorrências de estratificações (Souza-Filho 1995).

Na Folha Curimataí, as formações Domingas, Duas Barras e Serra do Catuní representam o Grupo Macaúbas (Noce & Fogaça, 1997). Para estes autores, não existem informações sobre a continuidade lateral da Formação Domingas, tendo ocorrência restrita e descontínua. Seu principal litotipo é um metassiltito, exibindo bandamento milimétrico e cores diversas, apresentando-se com alto grau de intemperismo. Níveis de rocha carbonática, de espessura centimétrica a decimétrica, ocorrem localmente.

A Formação Duas Barras bordejia o Supergrupo Espinhaço ao longo da vertente oriental da Serra Mineira. Esta é composta, essencialmente, por quartzitos, com níveis conglomeráticos e intercalações filíticas subordinadas; são mal selecionados e impuros; de granulação média a grossa. Estes quartzitos exibem, frequentemente, bandamento composicional dado pela alternância de leitos de granulação média a grossa (ricos em grânulos) com leitos de granulação mais fina (Noce & Fogaça, 1997).

A Formação Serra do Catuni é descrita por Noce & Fogaça (1997) sendo composta por metadiamictitos e intercalações subordinadas de quartzitos e filitos; tendo a relação seixo/matriz variável, embora sempre com predominância da matriz. Por sua vez, a matriz é, normalmente, quartzítica, de grão fino a médio, bastante micácea e friável.

2.2.8. Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí está representado, na área de estudo, pelos litotipos do Subgrupo Paraopeba, composto pelas formações: Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade; e pela Formação Três Marias. Vale ressaltar que a Formação Sete Lagoas, apesar de estar inserida no Subgrupo Paraopeba, não é encontrada na área de estudo. Segundo Castro & Dardenne (2000) o Grupo Bambuí corresponde a uma intercalação de carbonatos e pelitos marinhos, com conglomerados na borda e arenitos no topo da bacia; já o Subgrupo Paraopeba correspondente ao evento de transgressão marinha. Martins-Neto & Alkmim (2001) interpretam os sedimentos do Subgrupo Paraopeba como depósitos de plataforma marinha estável, associados com o preenchimento de uma bacia de antepaís em relação ao cinturão de dobras e falhas de cavalgamento da faixa Brasília.

A Formação Serra de Santa Helena é a unidade do Grupo Bambuí com maior representatividade na área de estudo. Esta por sua vez, de acordo com Lopes *et al.* (2014), é constituída por um pacote de metassiltitos/metargilitos laminados, esverdeados a acinzentados quando fresco, mas com diversas colorações de alteração, variando de amarelado a rosado. O contato desta unidade com a formação superior - Lagoa do Jacaré - é transicional.

Os litotipos da Formação Lagoa do Jacaré formam morros íngremes e paredões irregulares que se sobressaem em meio aos pelitos das unidades circundantes. Esta é caracterizada por calcilitos e calcarenitos laminados, com laminações e estratificações plano-paralelas de espessuras variáveis, além de estratificações cruzadas de pequeno a médio porte. A unidade possui contato superior concordante e gradacional com a Formação Serra da Saudade (Lopes *et al.* 2014).

Os litotipos da Formação Serra da Saudade são semelhantes aos descritos para a Formação Serra de Santa Helena, sendo composta por metasiltitos/metargilitos laminados, porem apresentando maior variação de cores: acinzentados a esverdeados, ou amarelados ou rosados; quando alterados. Além disso, arenitos finos com laminações plano-paralelas e marcas de onda assimétricas ocorrem subordinados a estes metasiltitos/metargilitos (Lopes *et al.* 2014).

Segundo Lopes *et al.* (2014), a Formação Três Marias é caracterizada por arcóseos acinzentados, quando frescos, maciços, com estratificações planas e estratificações cruzadas de porte métrico. Varia de granulometria, de fina a grossa, rica em micas detríticas. A grande predominância de arcósios finos a grossos, localmente com clastos, mostrando freqüentes estratificações cruzadas, sugerem uma sedimentação em ambiente fluvial, do tipo *braided*.

2.2.9. Grupo Areado

O Grupo Areado é representado na área de estudo exclusivamente pela Formação Abaeté. De acordo com Lopes *et al.* (2014), a Formação Abaeté possui uma pequena extensão na área alvo. Caracteriza-se por ortoconglomerados polimíticos, maciços, com matriz silto-arenosa ferruginosa. Em geral apresentando-se lateritizados, e quando tal, estes conglomerados mostram-se arroxeados a avermelhados. A Formação Abaeté não possui deformação ou metamorfismo, repousando discordantemente sobre os sedimentos do Grupo Bambuí.

2.3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

A compilação de dados geofísicos e de campo, exposta por Alkmim Martins-Neto (2001), permite a caracterização de grandes altos e baixos no substrato da bacia São Francisco. Dentre eles, o baixo de Pirapora, onde está inclusa a área de estudo, foi interpretada por Alkmim & Martins-Neto (2001) como um dos braços do *rift* Espinhaço, posteriormente reativados por uma tectônica compressional.

A interpretação das linhas sísmicas, feita por Reis (2016), que abrangem parte da bacia São Francisco, aponta a presença de diversos *horsts* e *grabens*, fracamente invertidos na região do baixo Pirapora. Estas estruturas envolvem o Supergrupo Espinhaço e as sequências Macaúbas e Bambuí.

Souza-Filho (1995) sugere um aumento significativo do relevo estrutural na região da Serra do Cabral em relação ao mesmo medido na porção central da bacia. Tratando-se de uma bacia sucessora, a bacia São Francisco tem sua geometria controlada por falhas, posteriormente reativadas como falhas reversas, durante o evento orogênico Brasileiro. De acordo com Hercos *et al.* (2007, *In* Lopes *et al.* 2014), as grandes falhas e megadobras que ocorrem nas coberturas proterozóicas, sugerem uma tectônica *thick-skinned* para região limitada pela Serra Mineira e Serra do Cabral.

A região alvo deste estudo, está inclusa em um cinturão de antepaís (*foreland*) da Faixa Araçuaí, de acordo com a divisão da bacia, apresentada por Alkmim & Martins-Neto (2001). Souza-Filho (1995) divide a região em macrodomínios, Espinhaço e São Francisco, de acordo com o estilo tectônico de cada um e correspondentes aos supergrupos homônimos; sendo estes responsáveis pelo controle estrutural da região. Além disso, o macrodomínio São Francisco é subdividido de acordo com o decréscimo da intensidade tectônica, sendo que esta diminui de leste para oeste.

A estruturação da região é composta por antiformes e depressões sinformes desenvolvidas ambos os macrodómnios, estas estruturas possuem vergência de leste para oeste. As charneiras das dobras apresentam duplo caimento em torno das direções N15E e S15W, com desvios para NNW e SSE (Souza-Filho 1995). No macrodómnio Espinhaço a deformação é acomodada em dobras de amplitude regional e em sistemas de falhas obliquas e direcionais, o que não é verificado no macrodómnio São Francisco. Neste, a deformação é acomodada em deslocamentos inter-estratais e em intenso dobramento parasítico de menores ordens (Souza-Filho 1995 *In* Lopes 2014).

A Serra do Cabral é compartimentada por falhas de rasgamento WNW, dividindo o macrodómnio Espinhaço em duas porções. No extremo sul da serra, as estruturas estão rotacionadas compondo a curvatura do *Front* do Espinhaço. As estruturas tectônicas são atribuídas a uma única fase de deformação, progressiva, com superposição de estruturas geradas (Souza-Filho, 1995).

Na Serra Mineira, ocorre uma culminação antiformal, em forma de braquiantiformal, com charneira mergulhando para norte. Há, mais a leste, uma culminação sinformal, que também mergulha para norte e que para sul forma o Sinclinal de Conselheiro Mata, uma depressão sinformal. Mais a leste, em contato com o Supergrupo São Francisco, e ao norte, a partir de Curimataí, a megaculminação antiformal da Serra Mineira, com linha de charneira oscilante, expõe a Formação Galho do Miguel (Souza Filho 1995). A Figura 2.7, abaixo, exemplifica as feições dominantes na região.

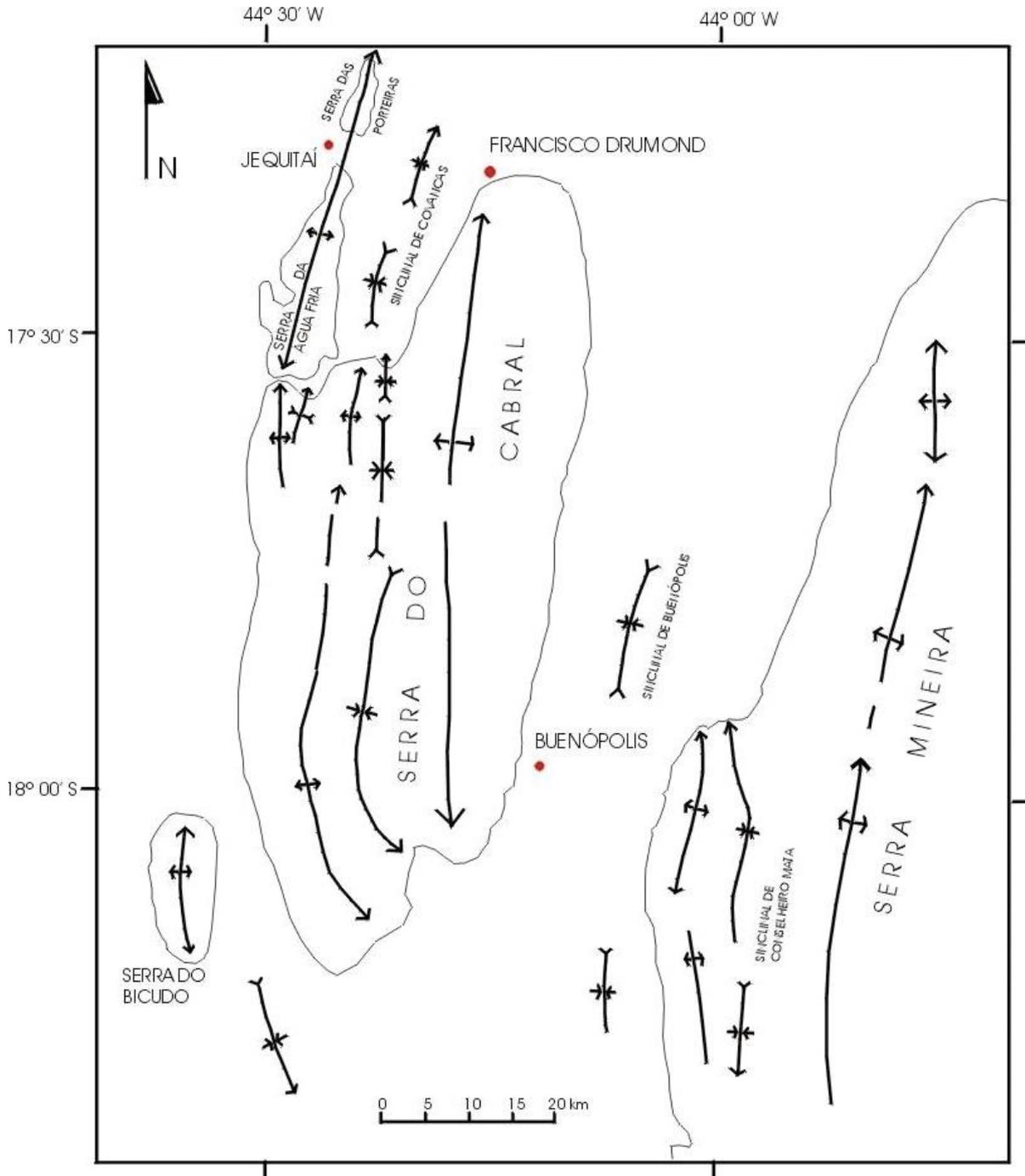


Figura 2.7 - Feições dominantes da área de estudo (modificado de Souza Filho 1995 in Lopes 2014).

2.4. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA FAIXA ARAÇUAÍ

A Faixa Araçuaí representa um cinturão de dobramentos e cavalgamentos (*fold-trust belt*) neoproterozóico, cuja a evolução geológica e tectônica é marcada por dois eventos extencionais. O primeiro evento ocorre a cerca de 1,75Ga, responsável pelo rifte Espinhaço, incorporou ao Orógeno Araçuaí-Congo Oeste os aulacógenos Paramirim e Pirapora. Postula-se que o segundo

rifte ocorreu em cerca de 900Ma. A bacia Macaúbas sobrepôs o sistema de rifte do Espinhaço, ampliando-se para o sul em um oceano restrito (Alkmim *et al.* 2006).

O modelo *Nutcracker tectonics* proposto por Alkmim *et al.* (2006), exemplificado pela Figura 2.9, assume, que por volta de 600Ma, inicia-se o processo de fechamento da bacia Macaúbas, correspondendo ao início da subducção da sua porção oceânica. No conseguinte estágio, colisional, dá-se o fechamento completo da bacia devido a convergência das margens passivas opostas do *rift* Macaúbas. Resultando no envolvimento do limite externo da bacia antepaís (*foreland*) com o cinturão *fold-thrust belt* (Alkmim *et al.* 2006).

Tardiamente (560–535 Ma), durante o processo de colisão, parte do Orógeno Araçuaí-Congo Oeste sofre um escape na parte sul. Posteriormente, na fase final de fechamento (500Ma), ocorre o colapso extencional do orógeno (Alkmim *et al.* 2006).

Tal processo de evolução da bacia favoreceu o consumo da litosfera oceânica. Entre 580 e 560Ma ocorre a principal fase colisional da orogênese Brasileira, promovendo a propagação de frentes de empurrão em direção aos crátons assim como o desenvolvimento do Orógeno Araçuaí-Congo Oeste (Pedrosa-Soares *et al.* 2001).

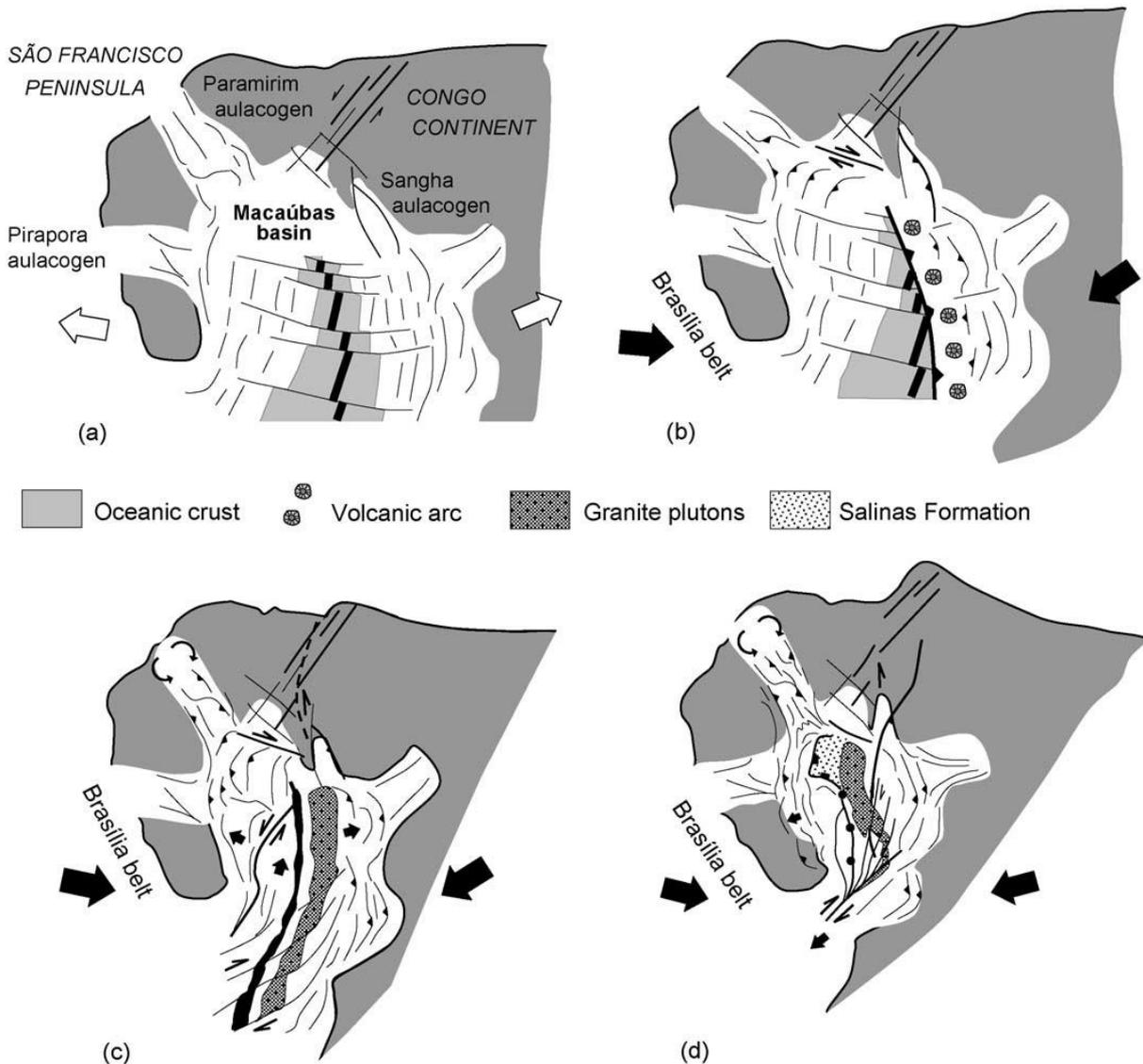


Figura 2.8 - Modelo evolutivo do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental, segundo o modelo *Nutcracker tectonics*; a) Bacia Macaúbas, antecessora ao orógeno Araçuaí, por volta de 800Ma; b) Início do fechamento da bacia Macaúbas, a cerca de 600Ma; c) Desenvolvimento completo do orógeno, a cerca de 570Ma; d) escape da porção sul do orógeno e colapso extencional, a cerca de 500Ma (Alkmim *et al.* 2006).

CAPÍTULO 3

MÉTODOS GEOFÍSICOS

A geofísica é a ciência responsável por aplicar os princípios da física no estudo da Terra., sendo incumbida de investigar as propriedades físicas das rochas a partir de medições em superfície e/ou subsuperfície, a fim de compreender a variabilidade lateral e vertical destas. Devido a capacidade de obtenção de informações em profundidade, a geofísica vem sendo uma importante ferramenta para análise estruturas e tectônica de bacias.

Os métodos de exploração geofísica podem ser divididos em dois grupos: aqueles que fazem uso dos campos naturais (potenciais) da Terra e aqueles que utilizam de energia artificial aplicada na superfície (Kearey *et al.* 2002). É importante ressaltar que nenhum método geofísico é considerado ideal para análise de bacias, pois cada um possui suas aplicabilidades, limitações, vantagens e desvantagens (Parasnis 1971). Para se obter melhores resultados é necessário que haja a combinação de mais de um método, visando sanar as deficiências dos mesmos.

Para a elaboração deste trabalho foram utilizados dados de levantamentos de método magnético e gravimétrico (potencial), além do radiométrico, ambos apresentados a seguir neste capítulo.

3.1. GRAVIMETRIA

A gravimetria é responsável pelo estudo da subsuperfície da Terra, através da força gravitacional (Equação 3.1) exercida pelas rochas sobre corpos de prova, localizados no gravímetro.

$$|F| = \left| \frac{GM}{r^2} m \right| = |mg| \quad \text{Equação 3.1}$$

A Eq. 3.2 demonstra que a Lei da Atração Gravitacional Universal é o princípio físico do método gravimétrico. Sendo, a força de atração (F) entre dois corpos, dependente da relação entre suas massas (M , m) e da distância entre seus centros de gravidade (r). Onde G é a constante da gravitação universal (de valor $6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$) (Serway & Jewett 2004). A força (F) e massa (m) se relacionam por meio da aceleração gravitacional (g). A partir desta relação é definido o potencial gravitacional (U) (Equação 3.2).

$$U = -\frac{GM}{r} \quad \text{Equação 3.2}$$

A primeira derivada do potencial gravitacional (U), em qualquer direção, resulta no componente da gravidade naquela direção. O potencial gravitacional, promove o conceito de superfícies equipotenciais, sendo este de suma importância na geofísica. As superfícies equipotenciais são níveis com um mesmo potencial gravitacional, dentro do campo onde o trabalho é nulo. O nível do mar é uma superfície equipotencial amplamente utilizada na gravimetria (Kearey *et al.* 2009).

Nas equações acima, temos um modelo ideal onde a gravidade é constante. Entretanto, a forma elipsoidal, rotação, topografia, efeitos de marés e a distribuição interna das massas da Terra, fazem com que a gravidade sofra variações significativas (Kearey *et al.* 2009).

A maior parte da massa da Terra (~ 99,7%) concentra-se no manto e núcleo. Do restante, estima-se que 0,001% da gravidade medida na superfície corresponde as litologias relacionadas à prospecção geológica (Telford *et al.* 1990). Na Tabela 3.1 são apresentadas as variações de densidades e as densidades médias de algumas destas rochas.

Tabela 3.1 - Variação de densidade e densidade média de rochas sedimentares, ígneas e metamórficas (Telford *et al.* 1990).

	Rochas	Variação de densidade (g/m^3)	Densidade média (g/m^3)
Sedimentares	Arenito	1,61 - 2,76	2,35
	Folhelho	1,77 - 3,20	2,40
	Calcário	1,93 - 2,90	2,55
	Dolomito	2,28 - 2,90	2,70
Ígneas	Andesita	2,40 - 2,80	2,61
	Basalto	2,70 - 3,30	2,99
	Riolito	2,35 - 2,70	2,52
	Granito	2,50 - 2,81	2,50
Metamórficas	Anfibolito	2,90 - 3,04	2,96
	Gneiss	2,59 - 3,00	2,80

As anomalias gravimétricas são resultantes dos contrastes de densidade entre um corpo rochoso e a sua vizinhança. A densidade das rochas depende da composição e da porosidade das mesmas. Geralmente, as rochas ígneas e metamórficas possuem baixa porosidade e as diferenças de densidades correspondem às diferenças de composição. Já as rochas sedimentares, devido à compactação, apresentam aumento da densidade em função da profundidade (Telford *et al.* 1990).

3.1.1. Gravímetros

O s gravímetros, são instrumentos responsáveis pelas medições gravimétricas, registrando a força de atração gravitacional entre o centro de gravidade do planeta e o do medidor do gravímetro. Basicamente, o aparelho utiliza um sistema de balança com mola, contendo uma maça constante. As variações no peso da massa, devido a oscilação da aceleração gravitacional, alteram o comprimento da mola e desta maneira a gravidade é medida (Kearey *et al.* 2009).

Na Figura 3.1, uma mola de comprimento s foi estendida por uma quantidade δs , como resultado de um aumento de gravidade δg que ampliou o peso da massa m suspensa. A extensão da mola é proporcional à força extensora (Lei de Hooke, descrita pela Equação 3.3), dessa maneira tem-se (onde k é a constante elástica da mola):

$$m\delta g = k\delta s \rightarrow \delta s = \frac{m}{k} \delta g \quad \text{Equação 3.3}$$

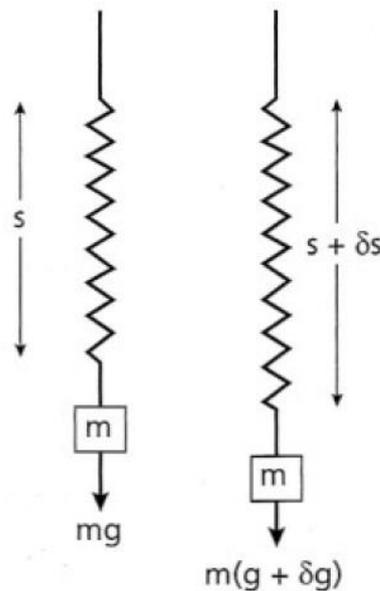


Figura 3.1 - Princípio de operação de gravímetro estável (Kearey *et al.* 2009).

O modelo mecânico apresentado acima descreve todo o princípio da metodologia gravimétrica. Contudo, as variações de densidade na subsuperfície são diminutas (da ordem de $100\mu\text{ms}^{-2}$) e a precisão requerida dificilmente é atingida com gravímetros mecânicos. Desta forma, são necessários mecanismos óticos e eletrônicos de maior sensibilidade para registrar a variação da atração gravitacional (Kearey *et al.* 2009).

A coleta em campo das medidas de gravidade relativa são procedimentos padronizados nos levantamentos gravimétricos. Para tais procedimentos são utilizadas estações de gravidade absoluta como referência de abertura e fechamento de circuito. Os valores de gravidade absoluta, das estações de referência, são obtidos através da Rede Internacional de Padronização da Gravidade de 1971. A partir da Rede Internacional de Padronização da Gravidade, o valor absoluto de gravidade de um local qualquer pode ser determinado e o local torna-se uma nova estação de referência. O procedimento consiste basicamente em determinar a diferença de gravidade, entre uma estação conhecida e o novo ponto. A partir desta diferença infere-se a gravidade absoluta da nova estação de referência (Telford *et al.* 1990).

3.1.2. Reduções gravimétricas

Para que os resultados de um levantamento gravimétrico possam ser interpretados, é necessário que se faça correções de acordo com as variações do campo gravitacional da Terra, para que não haja diferença destes com as rochas em subsuperfície. Este procedimento conhecido como redução gravimétrica utiliza um geoide (elipsoide) de referência, superfície equipotencial gravimétrica do nível médio dos mares, para reduzir o valor da gravidade medida ao geoide (Luiz & Silva 1995).

Todas as acelerações que não decorrem exclusivamente da atração gravitacional da massa que preenche o espaço entre a superfície e o elipsoide são removidas. As correções, descritas abaixo, são responsáveis pela remoção destas acelerações.

Correções de maré são necessárias, principalmente para levantamentos de alta precisão, devido aos efeitos gravitacionais de Sol e da Lua associados aos seus movimentos orbitais. A atração do Sol e da Lua gera distorção no formato da Terra, conhecidas como marés solidas terrestres (*solid Earth tides*), alterando a distância da superfície ao centro do planeta (Kearey *et al.* 2009). Essas variações são previsíveis e periódicas, o que possibilita que sejam monitoradas e corrigidas por *softwares*, utilizando coordenadas geográficas e temporais (Luiz & Silva 1995).

Correção de deriva instrumental (*drift instrumental*) é aplicada em leituras sucessivas numa estação base ao longo do dia, esta correção baseia-se nas mudanças da leitura gravimétrica decorrentes do mal funcionamento mecânico do equipamento. A correção do *drift* é realizada extraíndo (em módulo) a variação linear de cada ponto amostrado (Luiz & Silva 1995).

A correção de Eötvös (EC) é aplicada as medidas de gravidade obtidas em veículos em movimento (aviões e navios). Essa correção é responsável pela remoção da aceleração decorrente

do movimento do veículo. Para tal é estabelecida a aceleração aproximada pela Equação 3.4, onde V é a velocidade do veículo α é a direção azimutal e ϕ é a latitude (Telford *et al.* 1990).

$$E_C = 75,03 V \text{ sen} \alpha \cos \phi + 0,0415 V^2 \quad \text{Equação 3.4}$$

Correção de latitude (C_L) é executada devido a forma não esférica da Terra e pelo fato da velocidade angular de um ponto sobre a superfície da Terra diminuir a partir de máximo no equador até zero nos polos. Para tal correção transporta-se os dados de uma latitude (ϕ_1) para outra latitude de referência (ϕ_0), de maneira que a gravidade se relacione à latitude sobre o esferoide de referência, utilizando para tal a Equação 3.5 (Luiz & Silva 1995, Kearey *et al.* 2009):

$$C_L = g_1 - g_0 \approx 5162,83(\text{sen}^2 \phi_1 - \text{sen}^2 \phi_0) \quad \text{Equação 3.5}$$

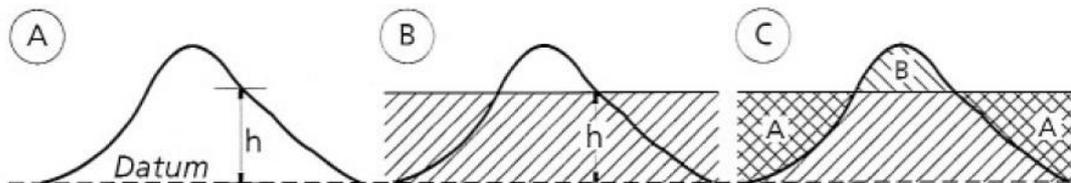


Figura 3.2 - Correção de ar livre (A), Correção de Bouguer (B), Correção de terreno, relativa à observação em uma altura h acima do datum (Kearey *et al.* 2009).

A correção de elevação ar livre (*free-air correction* - FAC), exemplificada na Figura 3.2A, é executada a fim de ajustar a diferença das altitudes medidas em relação ao geóide, de acordo com a lei de Newton. Calculando a diferença da aceleração gravitacional (g_h), entre o nível médio dos mares e a estação, observada à uma elevação h , é possível inferir a FAC, a partir da Equação 3.6 (Kearey *et al.* 2009, Telford *et al.* 1990).

$$|g| = \left| \frac{GM}{r^2} \right| \quad |g_h| = \left| \frac{GM}{(r+h)^2} \right|$$

$$FAC = \Delta g = |g - g_h| \approx \frac{GM}{r^3} = 0,3086h \quad \text{Equação 3.6}$$

Reescrevendo a Equação 3.6 obtém-se a gravidade teórica (g_h) para qualquer altitude (h), conforme a Equação 3.7 demonstra.

$$g_h = g - FAC \quad \text{ou} \quad g_h = g - 0,3086h \quad \text{Equação 3.7}$$

Calculada a FAC, encontra-se a anomalia de ar livre (C_{AL}). Para tal, é necessário reduzir o valor gravimétrico medido em campo (g_{obs}), com a correção de maré e *drift*, ao valor da gravidade prevista para a altitude (g_h) referente (Equação 3.8).

$$C_{AL} = g_{obs} - g_h = g_{obs} - g + 0,3086h \quad \text{Equação 3.8}$$

É importante ressaltar que a correção de elevação ar livre elimina apenas a variação de altitude ortométrica, não considerando efeitos gravitacionais provocados pelas rochas entre a superfície real e o *datum* gravimétrico (Telford *et al.* 1990). A correção de Bouguer (C_B) é responsável por remover este efeito, corrigindo o excesso ou a falta de massa existente entre a superfície equipotencial de referência e a superfície real, apresentada na Figura 3.2B. A Equação 3.9, apresenta matematicamente a correção de Bouguer, onde h é a altitude e ρ é a densidade do pacote rochoso.

$$C_B = 2 \pi G \rho h = 0,1119h \quad \text{Equação 3.9}$$

O cálculo da correção de Bouguer aproxima a camada da rocha abaixo do ponto de observação a uma placa horizontal infinita de espessura igual à da elevação do ponto de observação acima do *datum* (Kearey *et al.* 2009). Para os processamentos gravimétricos em áreas continentais é comum utilizar a densidade média das rochas de 2,67g/cm³ e em áreas oceânicas de 2,80g/cm³ (Blakely 1996).

Raramente a topografia ao redor da estação gravimétrica é plana. Para casos em que isso não ocorre, é necessário fazer a correção de terreno (C_T), onde o modelo topográfico, nas proximidades da estação, é tratado para que este preencha a massa existente acima do h de referência ou retire as massas inexistentes abaixo do mesmo, conforme apresentado na Figura 3.2C (Kearey *et al.* 2009). Essas correções, são feitas por modelos digitais de terreno, que calculam pontualmente a atração gravitacional de cada coordenada. Na prática, transforma-se o *grid*, do modelo digital de terreno em um canal pontual para que o valor da atração gravitacional decorrente da variação topográfica seja somado (em módulo) à anomalia Bouguer (Telford *et al.* 1990).

A correção é feita em conjunto com a anomalia de Bouguer (B), sendo esta, representada pela Equação 3.10, onde g_{teor} é o valor da gravidade teórica.

$$B = g_{obs} - g_{teor} - C_{AL} - C_B + C_T \quad \text{Equação 3.10}$$

3.1.3. Aplicações dos levantamentos gravimétricos

Os estudos de gravidade são extensivamente usados na investigação de estruturas geológicas, de grande e média escalas. Os primeiros levantamentos marinhos, executados em larga escala, por submarinos e posteriormente por navios, demonstraram que a maioria das grandes feições da superfície da Terra podem ser delineadas por levantamentos gravimétricos. Por

sua vez as anomalias gravimétricas encontradas indicam que a maior parte das grandes feições de relevo está em equilíbrio isostático, sugerindo que a litosfera se ajusta isostaticamente as variações de carga da superfície (Kearey *et al.* 2009).

Em média escala, as anomalias gravimétricas podem revelar a forma em subsuperfície de intrusões ígneas, como batólitos graníticos e maciços anortosíticos. Podendo assim, fornecer importantes informações sobre o mecanismo de intrusão, composição e origem dos corpos ígneos. De maneira semelhante, estes levantamentos, tem sido utilizado na localização de bacias sedimentares, assim como na a interpretação de suas estruturas, gerando informações importantes sobre os mecanismos de formação das mesmas (Kearey *et al.* 2009).

Além das aplicações já listadas, o método gravimétrico já foi muito utilizado na locação de *traps* de hidrocarbonetos. Podendo, também, ser aplicado em investigações hidrogeológicas, para determinação de geometria de potenciais aquíferos. Atualmente há grandes avanços em relação ao desenvolvimento de levantamentos microgravimétricos e de instrumentos portáteis, que visam as mais diversas aplicabilidades, como investigações arqueológicas e movimento de água subterrânea, ao longo do tempo.

3.2. MAGNETOMETRIA

O estudo do campo magnético da Terra é a mais antiga vertente da geofísica, Sir William Gilbert (1540-1603) foi o primeiro cientista a investigar o magnetismo terrestre. Entretanto foi em 1830 que Karl Frederick Gauss analisou matematicamente o campo magnético terrestre e mostrou que este possui origem, em praticamente sua totalidade, no núcleo terrestre.

A magnetometria, tem seu fundamento na quantificação e análise da concentração de minerais magnéticos presentes nas rochas da crosta terrestre. Minerais estes responsáveis por criar distorções locais no campo magnético da Terra, as quais são: intensidade, declinação e inclinação (Luiz & Silva 1995). Os minerais magnéticos, responsáveis por criarem as distorções são a magnetita, ilmenita e pirrotita; a presença destes permite obter informações sobre a localização de recursos minerais associados e a compreender contatos e estruturas geológicas (fraturas, falhas, dobras, zonas de cisalhamento).

Devido a velocidade, facilidade de execução e ao baixo custo, os levantamentos magnéticos estão sendo amplamente utilizados, abrangendo uma ampla variedade de aplicações, nas mais variadas escalas. Estes podem ser realizados em terra, mar e ar; sendo técnicas amplamente empregadas em termos de extensão de linhas levantadas (Kearey *et al.* 2009).

3.2.1. Campo magnético terrestre

De acordo com Telford *et al.* (1990) o campo terrestre é composto por três partes: o campo principal, que possui baixa variabilidade e origem no núcleo; o campo menor, que com origem externa a Terra varia rapidamente; e as variações espaciais do campo principal, que são relativamente constante e decorrem das anomalias magnéticas da crosta terrestre, geradas pelos minerais magnéticos. As variações espaciais do campo principal, são os alvos dos métodos magnéticos.

A representação vetorial do campo magnético terrestre, como apresentado na Figura 3.3, constitui-se do campo magnético total (T), que possui um componente vetorial horizontal (H) e um componente vetorial vertical (V). O ângulo I corresponde a inclinação magnética, sendo o ângulo entre o campo total e a componente horizontal; já o ângulo entre a componente horizontal e o norte geográfico é a declinação magnética (D).

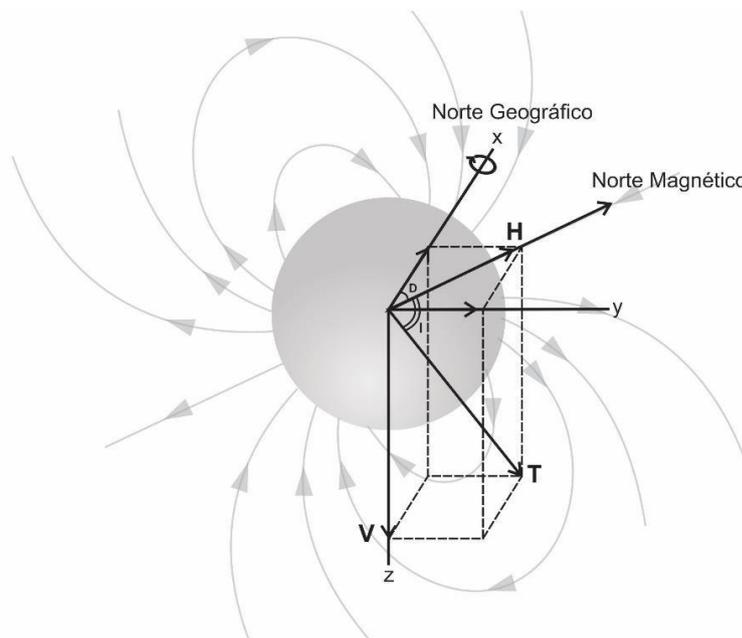


Figura 3.3 - Representação vetorial do campo magnético terrestre (modificado de Telford *et al.* 1990 in Mendes 2016).

Por convenção, o campo magnético é positivo no polo Norte (os vetores do campo com sentido para o interior da Terra) e negativo no polo Sul (os vetores do campo com sentido oposto ao interior da Terra). No equador os vetores do campo são paralelos a superfície da Terra (Telford *et al.* 1990). Na geofísica a intensidade do campo magnético é medida em Tesla (T), de acordo com o Sistema Internacional (SI).

A representação teórica, considerando um dado intervalo de tempo, do campo magnético principal, é o IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*). Esta representação, é referência para a definição das perturbações causadas no campo normal, pelas estruturas geológicas e depósitos de minérios, isto é, para a definição de anomalias magnéticas (Luiz & Silva 1995).

3.2.2. Magnetismo dos corpos

Quando um dado corpo é exposto a um campo magnético (H), este adquire uma magnetização (M) ao ser retirado do campo em que foi exposto, proporcional e com a mesma direção do campo responsável pela indução.

$$M=kH$$

Fenômeno este, conhecido como magnetização induzida ou polarização magnética, resultante do alinhamento dos dipolos elementares, do corpo, na direção do campo magnético ao qual foi exposto. Decorrente deste processo, o corpo passa a ter diversos polos magnéticos distribuído em toda sua superfície, como exemplificado na Figura 3.4 (Kearey *et al.* 2009).

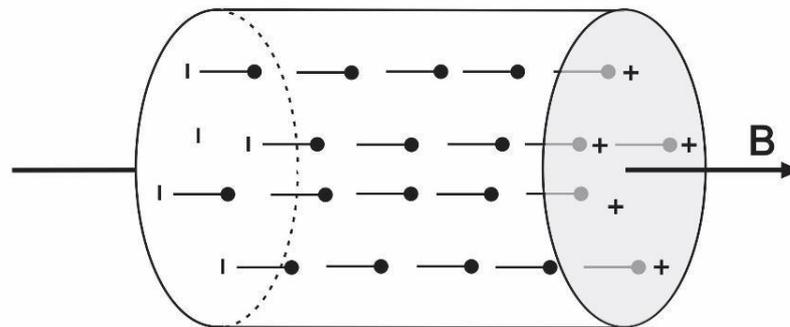


Figura 3.4 - Representação dos polos magnéticos distribuído em um dado corpo, onde há o alinhamento na direção de um campo externo B, produzindo uma magnetização induzida (modificado de Kearey *et al.* 2009 in Mendes 2016).

A susceptibilidade magnética (k), é responsável pela intensidade de magnetização do corpo sob um dado campo magnético, indicando como o corpo reagirá ao estímulo externo. A susceptibilidade magnética, possui grande variabilidade para cada tipo de rocha, característica intrínseca ao material, determinada pelo processo de formação da rocha e de sua composição mineralógica (Telford *et al.* 1990). Sendo assim, a susceptibilidade magnética, é o principal parâmetro magnético usado na interpretação geofísica.

De acordo com Kearey *et al.* (2009), em escala atômica, todo material é magnético, onde cada átomo age como um dipolo, desde que seus elétrons tenham *spins* com direções opostas. Partindo desde princípio assumimos três tipos de materiais, classificados de acordo com seu comportamento na presença de campos externos. As diamagnéticas, são materiais com comportamento de repulsão, ao serem expostos a campos magnéticos; já os paramagnéticos, possuem comportamento atrativo, quando expostos a mesma situação. Quando os materiais apresentam magnetização espontânea, ou seja, paramagnéticos com alto valor de susceptibilidade (k), são denominados ferromagnéticos. A magnetita, titanomagnetita e a pirrotita estão entre os minerais ferromagnéticos mais comuns.

A magnetização das rochas, decorre da magnetização induzida, gerada pelo campo magnético da Terra, que atua em minerais paramagnéticos; ou devido a magnetização residual remanescente, derivado da formação (rochas ígneas e sedimentares) ou transformação (rochas metamórficas) das rochas. Via de regra, há uma escala de rochas que possuem menores e maiores valores de susceptibilidade magnética, como apresentado na Figura 3.5, comumente as rochas ígneas apresentam valores mais altos que as demais.

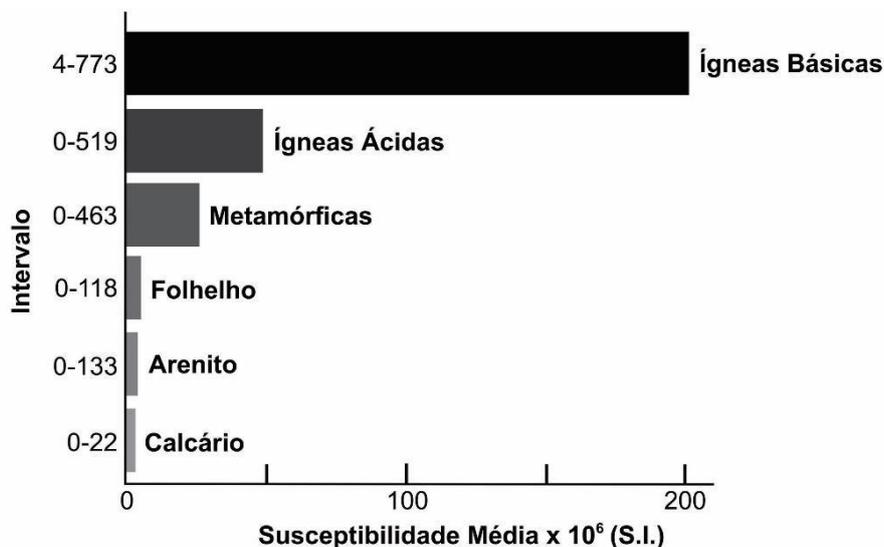


Figura 3.5 - Intervalos médios de susceptibilidade magnética nas rochas mais comuns (modificado de Kearey *et al.* 2009 in Mendes 2016).

3.2.4. Tratamento e filtragem de dados

Todo banco de dados, derivado de um levantamento magnetométrico, necessita de correções, tratamentos e operações matemáticas, a fim de torna-los apropriados a interpretação. Estas operações, são necessárias, devido a variações magnéticas de subsuperfície, que causam

anomalias indesejáveis, se não tratadas; para tais são executadas: correções, filtragem e empilhamento de dados. As medidas de campo são atribuídas como dados de entrada (*input*), já os resultados do processamento, como dados de saída (*output*) (Luiz & Silva 1995).

Para os dados magnetométricos são realizadas as correções: topográfica, da variação diurna, geomagnética ou remoção do IGRF. A remoção do IGRF, permite remover anomalias locais, devido a corpos magnéticos. A correção da variação diurna, é necessária devido a interação da ionosfera com os ventos solares; já a topográfica, é necessária devido aos levantamentos aéreos serem feitos com altura constante, de maneira que a topografia influencia na distância do alvo e a aparelhagem de medição (Silva 2015).

Tabela 3.2 - Filtros de Fourier e suas finalidades geofísicas.

Tipo	Filtro	Finalidade
Frequencia	Passa Baixa	Retira altas frequências obtendo informações de fontes profundas
	Passa Alta	Retira baixas frequências obtendo informações de fontes rasas
	Passa Banda	Evidencia as anomalias do intervalo de frequência desejado
Continuação	Para Baixo	Elabora respostas de anomalias rasas (filtro altamente instável, geralmente não utilizado)
	Para Cima	Filtra as altas frequências, retirando as anomalias mais superficiais
Derivada	Gradiente Vertical	Evidencia as fontes rasas
	Gradiente Horizontal em X	Evidencia as estruturas N-S
	Gradiente Horizontal em Y	Evidencia as estruturas E-W
	Residual	Remove as anomalias regionais

Além das correções, as filtragens, técnicas matemáticas, que realçam ou atenuam feições lineares ou planares, são feitas a fim de remover fontes indesejáveis (ruídos). O procedimento consiste em selecionar faixas de frequência do sinal analítico, de acordo com as Transformadas de Fourier, onde cada faixa corresponde a uma profundidade (Silva 2015). Quanto menor a frequência, maior a profundidade do alvo que a gerou, como exemplificado acima, na Tabela 3.2.

3.2.3. Deconvolução de Euler

Contrário ao caráter monopolar do campo gravitacional, o campo magnético possui característica dipolar, sendo assim, há maior complexibilidade na interpretação dos dados. O campo, apresenta anomalias distintas, de acordo com a latitude em que se situa, variando sua direção e inclinação de 0° (equador) a 90° (polos) (Cordani & Shukowsky 2009).

A magnetização remanescente, é outro fator que dificulta a interpretação dos dados magnéticos, normalmente quando esta apresenta-se em alta intensidade e desalinhada a magnetização induzida. A presença da remanência é capaz de alterar a anomalia alvo, mas desde que a primeira seja conhecida é possível interpretar a anomalia.

A técnica intitulada Deconvolução de Euler, foi utilizada para interpretação de anomalias em profundidade, sendo esta responsável pela inversão dos campos potenciais, nessa situação o magnético. Modelos geométricos 2D e 3D foram utilizados para as análises quantitativas das anomalias magnéticas.

Vários estudos foram realizados por Reid *et al.* (1990) com a equação homogênea de Euler (Equação 3.11), responsável pela correlação entre distribuição de densidade e/ou heterogeneidade de susceptibilidade magnética com a profundidade de sua fonte.

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad \text{Equação 3.11}$$

Na equação acima, os parâmetros (x_0 , y_0 , z_0) indicam a localização da fonte magnética, e (x , y , z) o ponto de levantamento, T é a anomalia de campo total, B é o campo regional e N é a medida de taxa de variação, que depende da fonte magnética (Kearey *et al.* 2009).

A aplicação do método, consiste na utilização do *software* ArcScene, que compõe o perfil de profundidade da área demarcada. O processamento dos dados ocorre por meio da inversão dos mínimos quadrados, calculados a partir de equações de Euler. Os seguintes dados devem ser inseridos no programa: valores das anomalias do perfil, índice estrutural (representa a geometria dos corpos – Tabela 3.3), profundidade máxima e tamanho da janela (define a área de influência).

Tabela 3.3 - Relação do índice estrutural com os modelos físico e geológico (Reid *et al.* 1990).

Índice Estrutural	Modelo Físico	Modelo Geológico
1,0	Monopolo	Contato
1,5	Dipolo	Dique fino

2,0	Prisma	Dique
2,5	Cilindro	<i>Pipe</i>
3,0	Esfera	Diápiro

A partir dos dados potenciais, a Deconvolução de Euler, método matemático, possibilita a estimativa da profundidade média do topo das fontes da anomalia magnética. Tendo o conhecimento prévio dos dados geológico, é possível interpretar o condicionamento do arcabouço estrutural em profundidade.

3.3. RADIOMETRIA

Os levantamentos radiométricos, ou gamaespectrométricos, são utilizados no auxílio ao mapeamento geológico e na prospecção mineral, tendo em vista que diferentes tipos de rochas possuem respostas radioativas distintas. O método é tanto empregado na busca de depósitos de combustíveis nucleares, quanto para depósitos não radioativos associados a elementos radioativos (Kearey *et al.* 2009).

Vale ressaltar, que o método radiométrico possui baixa penetrabilidade, sendo assim as informações obtidas pelo método, estão relacionadas a rochas aflorantes ou subaflorantes. Característica essa que torna a interpretação dos dados essencialmente qualitativa.

Apesar da vasta gama de isótopos radioativos, conhecidos e de ocorrência natural, três são os elementos de maior interesse na exploração radiométrica, sendo eles: urânio (^{238}U), tório (^{232}Th) e o potássio (^{40}K); isto devido ao caráter litófilo e a abundância destes na natureza, em uma vasta gama de rochas como apresentado na Figura 3.6.

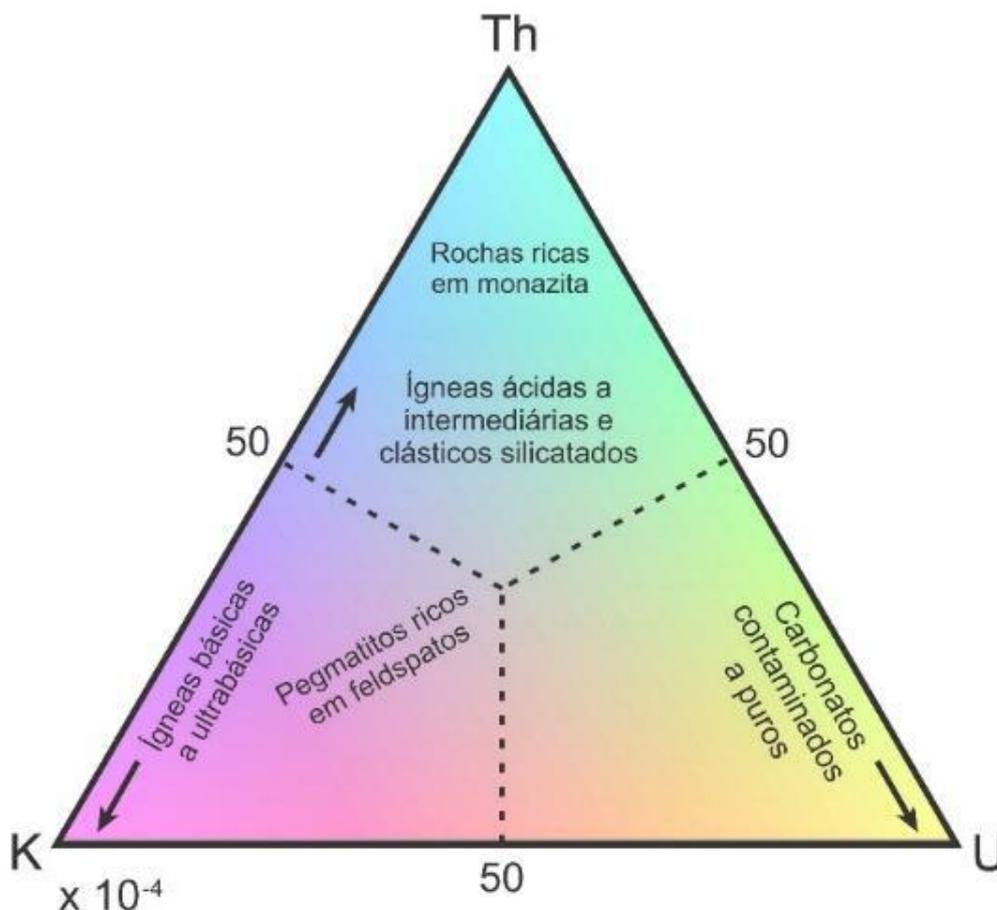


Tabela 3.6 - Abundâncias relativas de elementos radioativos em tipos de rochas diversas (modificado de Kearey *et al.* 2009 in Mendes 2016).

3.3.1. Decaimento radioativo natural

Elementos que possuem mesmo número de prótons, mas diferentes números de nêutrons, são os denominados isótopos, sendo estas, variações de um mesmo elemento com diferentes pesos atômicos. Alguns isótopos, devido à instabilidade do núcleo, tendem a desintegrar-se espontaneamente, a fim de formarem novos elementos estáveis, esse processo é conhecido como decaimento radioativo (Kearey *et al.* 2009).

O processo de decaimento é acompanhado pela liberação de radioatividade, sendo estas: partículas alfa (α), partículas beta (β) e raios gama (γ). A partícula alfa consiste em núcleos de hélio emitidos durante a desintegração do núcleo do isótopo. As partículas beta são emitidas quando um nêutron se divide em um próton e um elétron, sendo que o próton permanece no núcleo, mantendo o peso atômico e aumentando o número atômico. Já os raios gamas são pura radiação eletromagnética de alta energia (Kearey *et al.* 2009).

A capacidade de penetração de cada uma dessas emissões é bem distinta. As partículas alfa são de baixa penetrabilidade e percorrem poucos centímetros no ar; as partículas beta, apesar da capacidade um pouco superior, ainda podem ser bloqueadas por poucos milímetros de alumínio e só percorrem alguns decímetros no ar; os raios gama tem alta capacidade de penetração e só podem ser bloqueados por vários centímetros de chumbo, tendo a capacidade de percorrer centenas de metros no ar. Sendo assim as partículas alfa, não são detectadas em levantamentos radiométricos, as partículas beta, somente em levantamento de solo, já os raios gama são utilizados em levantamentos aerotransportados (Kearey *et al.* 2009).

3.3.2. Radioatividade das rochas

A radioatividade é comumente maior nas rochas sedimentares e nos sedimentos metamorfizados, do que nas rochas metamórficas e ígneas, com exceção dos granitos ricos em potássio. Dessa maneira, a concentração dos isótopos Th, U e K são maiores em rochas (meta) sedimentares do que nas rochas (meta) ígneas, exceto quando as (meta) ígneas são ácidas. Ao analisar somente apenas as rochas (meta) sedimentares, fica estabelecido que a quantidade de argila presente nas mesmas caracteriza uma maior concentração dos isótopos radiotivos. Para as rochas (meta) ígneas, o aumento de concentração dos isótopos está relacionado ao aumento de concentração de sílica (Telford *et al.* 1990).

A principal ocorrência do potássio, dá-se em rochas ígneas ácidas, como granitos e corpos pegmatíticos, onde há ocorrência de ortoclásio/microclina, com aproximadamente 13% de potássio, e moscovita, com aproximadamente 8% de potássio. A ocorrência, também é comum em depósitos salinos marinhos, cujos principais minerais de potássio são silvita e carnalita. A presença de potássio pode ser um indicativo de alteração hidrotermal (Telford *et al.* 1990).

Tabela 3.4 - Ocorrência de minerais radioativos, potássio (modificado de Telford *et al.* 1990).

Potássio	
Minerais	(i) Ortoclásio e microclina [$KAlSi_3O_8$]
	(ii) Moscovita [$H_2KAl(SiO_4)_3$]
	(iii) Alunita [$K_2Al_6(OH)_{12}SiO_4$]
	(iv) Silvita, carnalita [$KCl, MgC_{12} 6H_2O$]
Ocorrências	(i) Principais constituintes em rochas ígneas ácidas e pegmatitos
	(ii) Principais constituintes em rochas ígneas ácidas e pegmatitos
	(iii) Alteração em vulcânicas ácidas
	(iv) Depósitos de salinas em sedimentos

O urânio primário ocorre em minerais com base de óxido e em silicatos, já os que tem origem de processos de intemperismo, concentra-se em óxidos de ferro autigênicos e argilominerais. Os principais minerais com ocorrências de urânio são: uraninita, encontradas em granitos, pegmatitos e veios hidrotermais; carnotoíta, que pode ocorrer em arenitos; gummita, produto de alteração da uraninita; folhelhos negros carbonosos; rochas sedimentares carbonáticas (Telford *et al.* 1990).

Tabela 3.5 - Ocorrência de minerais radioativos, urânio (modificado de Telford *et al.* 1990).

Urânio	
Minerais	(i) Uraninita [óxido de U, Pb, Ra + Th, terras raras]
	(ii) Carnonita [$K_2O.UO_3.V_2O_5.2H_2O$]
	(iii) Gummita [alteração da uraninita]
Ocorrências	(i) Granitos, pegmatitos e/com depósitos em veios de Ag, Pb, Cu
	(ii) Arenitos
	(iii) Associado à uraninita

Os principais minerais com ocorrência de tório são: monazita e zircão, encontrados em granito, gnaisses e pegmatitos; quando o tório ocorre em torianita, torita e uranotorita, os mesmos podem ocorrer em pláceres. O tório é liberado pela quebra de minerais durante o processo de intemperismo, podendo concentrar-se em minerais hidratados ou oxidados, à base de ferro ou titânio, e em argilominerais (Telford *et al.* 1990).

Tabela 3.6 - Ocorrência de minerais radioativos, tório (modificado de Telford *et al.* 1990).

Tório	
Minerais	(i) Monazita [ThO_2 + raro fosfato terrígeno]
	(ii) Torianita [$(Th,U)O_2$]
	(iii) Torita, Uranotorita [$ThSiO_4$ + U]
Ocorrências	(i) Granitos, pegmatitos, gnaisses
	(ii) Granitos, pegmatitos, pláceres
	(iii) Granitos, pegmatitos, pláceres

CAPÍTULO 4

ANÁLISE QUALITATIVA

Este capítulo aborda a análise qualitativa, baseada nos mapas temáticos geofísicos: gravimétricos, magnetométricos e radiométricos. Estes mapas foram confeccionados a partir do *software* Oasis Montaj (versão 7.0.1) e interpretados, ante aspectos geofísicos e geológicos, nos *softwares* ArcGIS 9.3 e QGIS 2.16.3.

4.1. BANCO DE DADOS

A seguir serão apresentados os bancos de dados relativos as análises gravimétricas, magnetométricas e radiométricas.

4.1.1. Gravimetria

Os bancos de dados gravimétricos utilizados neste trabalho foram levantados através da cooperação científica entre a *National Aeronautics and Space Administration – NASA* e o *Centre National d'Études Spatiales – CNES*, obtidos utilizando satélites referentes à missão espacial TOPEX-POSEIDON. O projeto TOPEX-POSEIDON teve como principal objetivo o mapeamento da superfície topográfica dos oceanos, assim como a determinação de sua profundidade e dinâmica. No site <http://topex.ucsd.edu>, estão disponíveis gratuitamente, os dados de topografia e anomalia *free-air* gerados na missão.

4.1.2. Magnetometria e Radiometria

Os bancos de dados integralizado e disponibilizado pelo geofísico Antonino Juarez Borges, aeromagnetométricos e aeroradiométricos derivam do programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, executado pela SEME (Secretaria de Estado de Minas e Energia do Estado de Minas Gerais) e CODEMIG (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais) em parceria com a CPRM (Serviço Geológico do Brasil). A base de dados integralizados corresponde às áreas 13 e 11A, obtida no levantamento em questão, durante os anos de 2008 e 2009.

O levantamento aerogeofísico referente à Área 11A (Jaíba - Montes Claros – Bocaiúva), recobriu 66.355,02km de perfis, já o levantamento aerogeofísico da Área 13 (Ubaí – Pirapora –

Joaquim Felício) acopla 50.222,74km de perfis, ambos perfis aeromagnetométricos e aeroradiométricos de alta resolução. Estes tiveram suas linhas de vôo e controle, respectivamente, espaçadas de 0,5km e 10,0km, orientadas nas direções N25W e N65E; com altura de vôo fixada em 100m sobre o terreno e velocidade média de 270km/h. O intervalo de medições magnetométricas e radiométricas consecutivas, foram, respectivamente de 0,10s (7,6m) e 1,0s (76m).

4.2. METODOLOGIA

Este tópico apresenta a metodologia de processamento utilizada na confecção dos mapas temáticos, a partir do banco de dados. Para tal foram utilizados o *software* Geosoft Oasis Montaj 7.0.1.

4.1.1. Gravimetria

Iniciou-se os procedimentos importando os dados, em formato ASCII, de anomalia *free-air* e topográficos, para o *software* Geosoft Oasis Montaj 7.0.1, convertendo-os para o formato GDB. Aplicando a rotina WINXY selecionou-se a área de interesse e estes dados foram interpolados pelo método de mínima curvatura, obtendo-se um GRID em célula regular de 300m.

Os procedimentos resultaram nos mapas de anomalia *free-air* e topográfico. Estes foram submetidos a tratamentos matemáticos, incluindo a correção de Bouguer (Equação 3.9), obtendo-se o mapa de anomalia de *Bouguer*.

4.2.2. Magnetometria

Os dados aerolevantados em 2008, foram processados pela CPRM; a partir deste processamento foi importado para o *software*, Geosoft Oasis Montaj 7.0.1, os arquivos ASCII. Utilizando os arquivos GRID com informações do campo magnético anômalo, foram gerados arquivos em formato GDB, a partir da rotina WINXY selecionou-se a área de interesse. Os dados selecionados passaram por processamento de interpolação, método de mínima curvatura, culminando em mapas temáticos em célula regular de 300m.

Os mapas confeccionados por esse método foram: campo magnético anômalo (CA), gradiente vertical de primeira ordem (Dz), gradientes horizontais em X (Dx) e Y (Dy), amplitude

de sinal analítico (ASA), derivada da amplitude de sinal analítico (DASA). Para a confecção destes foram aplicadas as filtragens e derivações necessárias.

4.2.3. Radiometria

Os dados aerolevantados em 2008, foram processados pela CPRM; a partir deste processamento foi importado para o *software*, Geosoft Oasis Montaj 7.0.1, os arquivos ASCII. Utilizando os arquivos GRID com informações dos canais de Th, U, K; foram gerados arquivos em formato GDB, a partir da rotina WINXY selecionou-se a área de interesse. Os dados selecionados passaram por processamento de interpolação, método de mínima curvatura, culminando em mapas temáticos em célula regular de 300m.

Os mapas confeccionados por esse método foram: canais de K, Th, U; razões Th/K, U/K, U/Th; Imagem ternária; Parâmetro F

4.3. ANÁLISE GRAVIMÉTRICA

A partir do mapa de anomalia de Bouguer, proveniente do *grid*, transferiu-se a imagem do domínio do espaço para o domínio da frequência, este pré-processamento deu-se utilizando a Transformada Rápida de Fourier. A Figura 4.1 exemplifica, simplificadamente, o procedimento de confecção dos mapas.

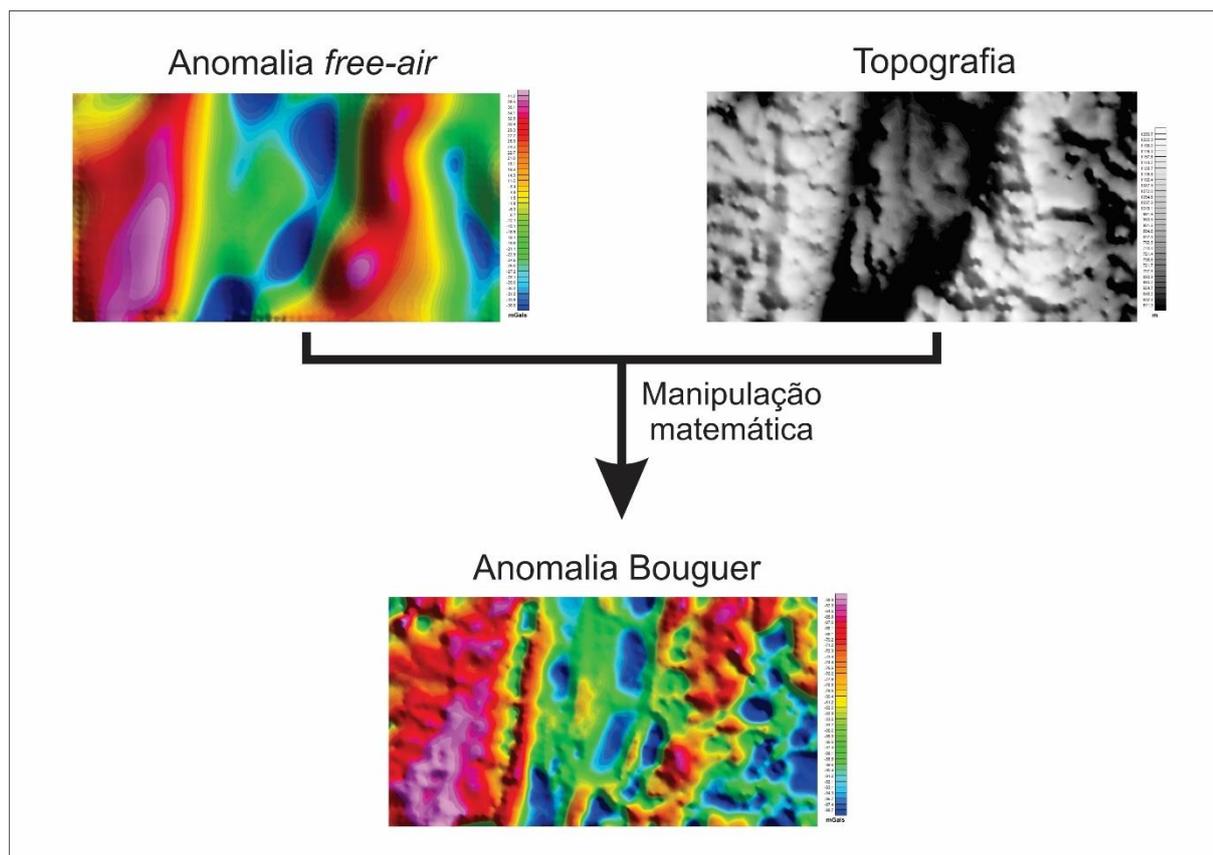


Figura 4.1 - Fluxograma representativo da produção dos mapas temáticos *Anomalia free-air*, *Topografia* e *Anomalia Bouguer*; a partir do *software* Geosoft Oasis Montaj 7.0.1.

Devido a captação de dados em maiores profundidades a gravimetria nos permite acessar dados estruturais não verificados pela magnetometria. Tratando-se de análise de bacias sedimentares, este método nos permite estabelecer parâmetros de profundidade em relação às supracrustais e interface crosta-manto. Sendo assim o mapa de anomalia de Bouguer é o principal recurso para análise gravimétrica qualitativa, pois este leva em conta a quantidade de massa presente próxima ao ponto de observação, além das correções já estabelecidas da anomalia *free-air* e da aceleração gravitacional relativa à altura.

A partir do mapa de Anomalia de Bouguer, foram estabelecidas fácies gravimétricas, considerando-se fácies gravimétrica o conjunto de características físicas da anomalia gravimétrica, tais como, contraste de densidade, amplitude e comprimento de onda, que apresentam rochas e estruturas com respostas gravimétricas similares, apresentadas no mapa da Figura 4.2.

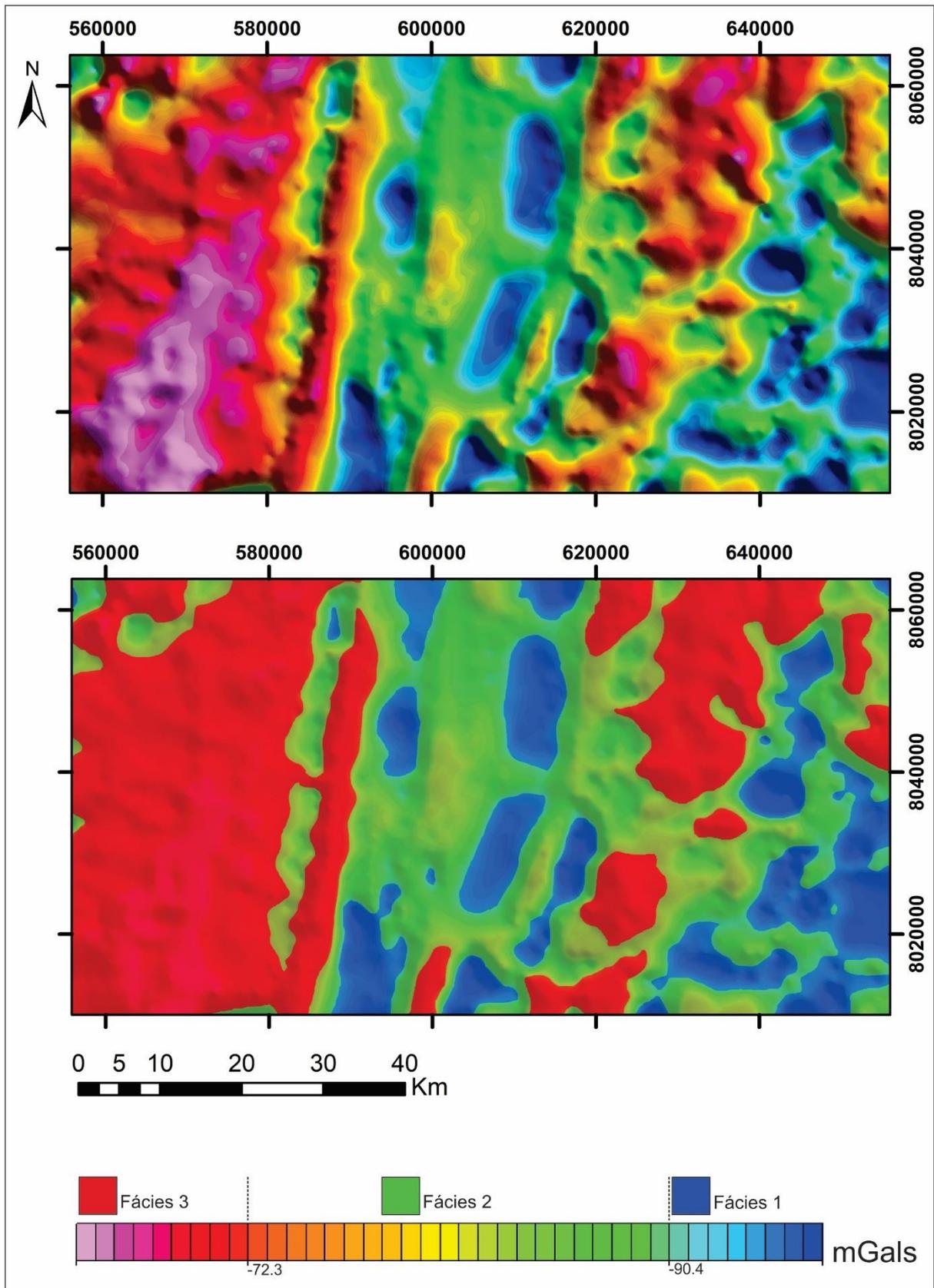


Figura 4.2 - Mapa da Anomalia de Bouguer com as fácies gravimétricas interpretadas.

A Fácies 1, ou Fácies Gravimétrica 1, compreende os valores mais baixos da escala, entre -99,7 a -90,4 mGals. As rochas e estruturas que compõem esta fácies possuem baixos valores de densidade, seja devido a sua composição ou a porosidade. Possui maior ocorrência na porção leste da área, estando também presente na porção central.

A Fácies 2, ou Fácies Gravimétrica 2, representa valores intermediários de densidade e consequentemente na escala, entre -90,4 a -72,3 mGals. Esta está disseminada por toda a região central e leste.

A Fácies 3, ou Fácies Gravimétrica 3, compreende os valores mais altos da escala, entre -72,3 a -59,8 mGals. Esta está situada, em maior parte, na porção oeste do mapa, tendo também representatividade significativa na porção centro-leste. Os componentes desta fácies possuem altos valores de densidade.

A partir do mapa de Anomalia de Bouguer e com o auxílio do mapa Topográfico foram traçados 463 lineamentos (Figura 4.3), com direção preferencial de 342,9°, em relação ao Norte, definindo NW como direção preferencial. A roseta apresentada na Figura 4.3, foi elaborada pelo *software* Open Stereo 0.1.2. É importante ressaltar, que a grande maioria dos lineamentos NW possuem relação de pares conjugados, formando um sistema NW-SE e NE-SW, além disso a porção central possui maior representatividade de lineamentos com *trend* N-S. Muitos dos lineamentos analisados na gravimetria possuem respostas semelhante na magnetometria. Em termos de extensão, na porção central, destacam-se os lineamentos com direção N-S, já nos demais setores da área os lineamentos com direção NW-SE possuem maior grandeza.

A distinção das fácies gravimétricas e o padrão dos lineamentos, possibilita subdividir a área em três domínios, como apresentada na Figura 4.4. O domínio oeste, possui maior representatividade da Fácies 3, com altos valores de densidade. O domínio central, compreende a Fácies 2, com alguns baixos gravimétricos, que representam a Fácies 1. O domínio leste, compreende uma mescla das três fácies, baixos e altos gravimétricos, Fácies 1 e 3 respectivamente, ocorrem entre os valores intermediários. Os domínios oeste e leste também apresentam maior variabilidade na orientação dos lineamentos, havendo preferência na orientação NW-SE e NE-SW; já os lineamentos interpretados no domínio central possuem um *trend* preferencial N-S.

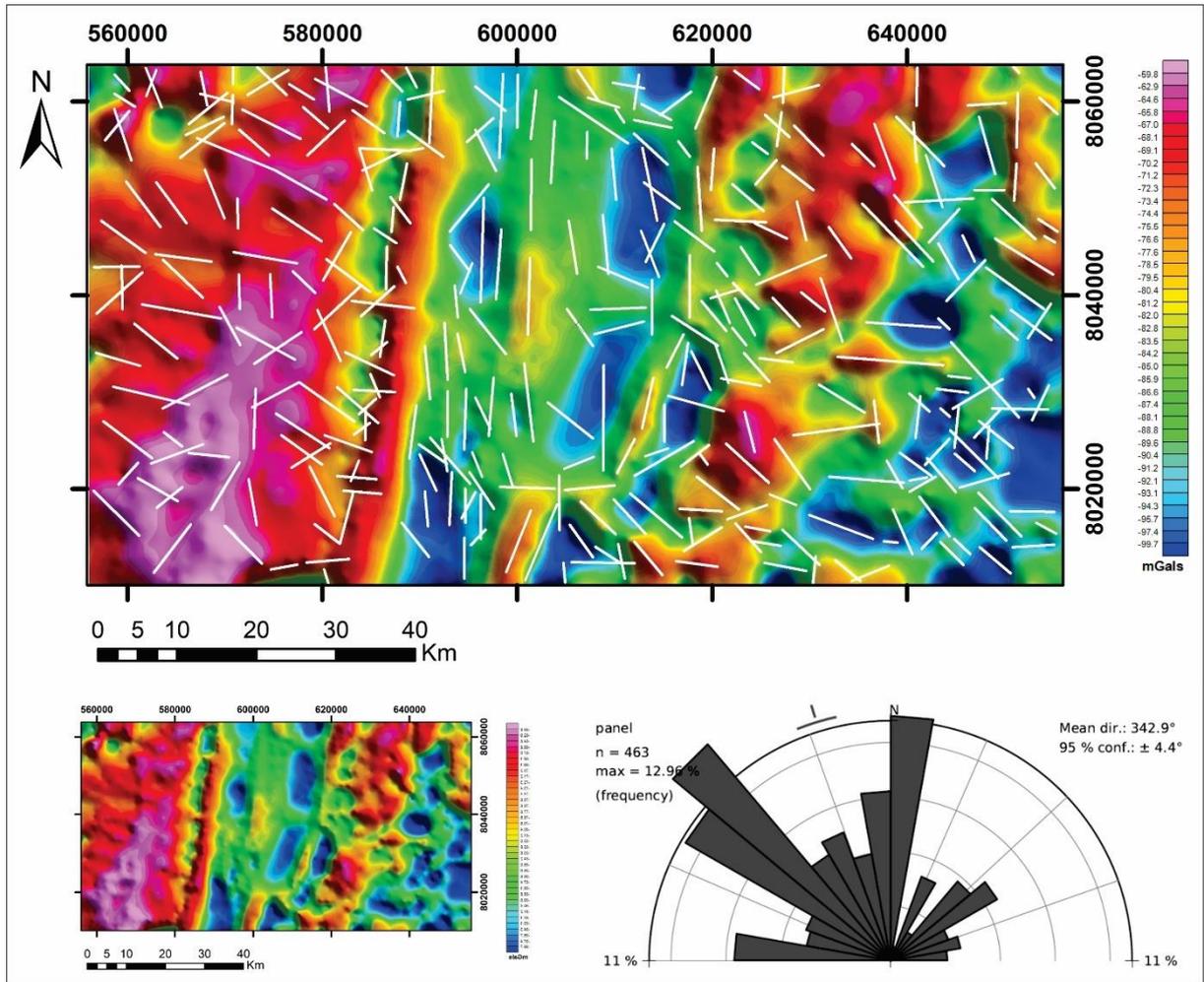


Figura 4.3 - Mapa de Anomalia de Bouguer com os principais lineamentos interpretados e representados em roseta.

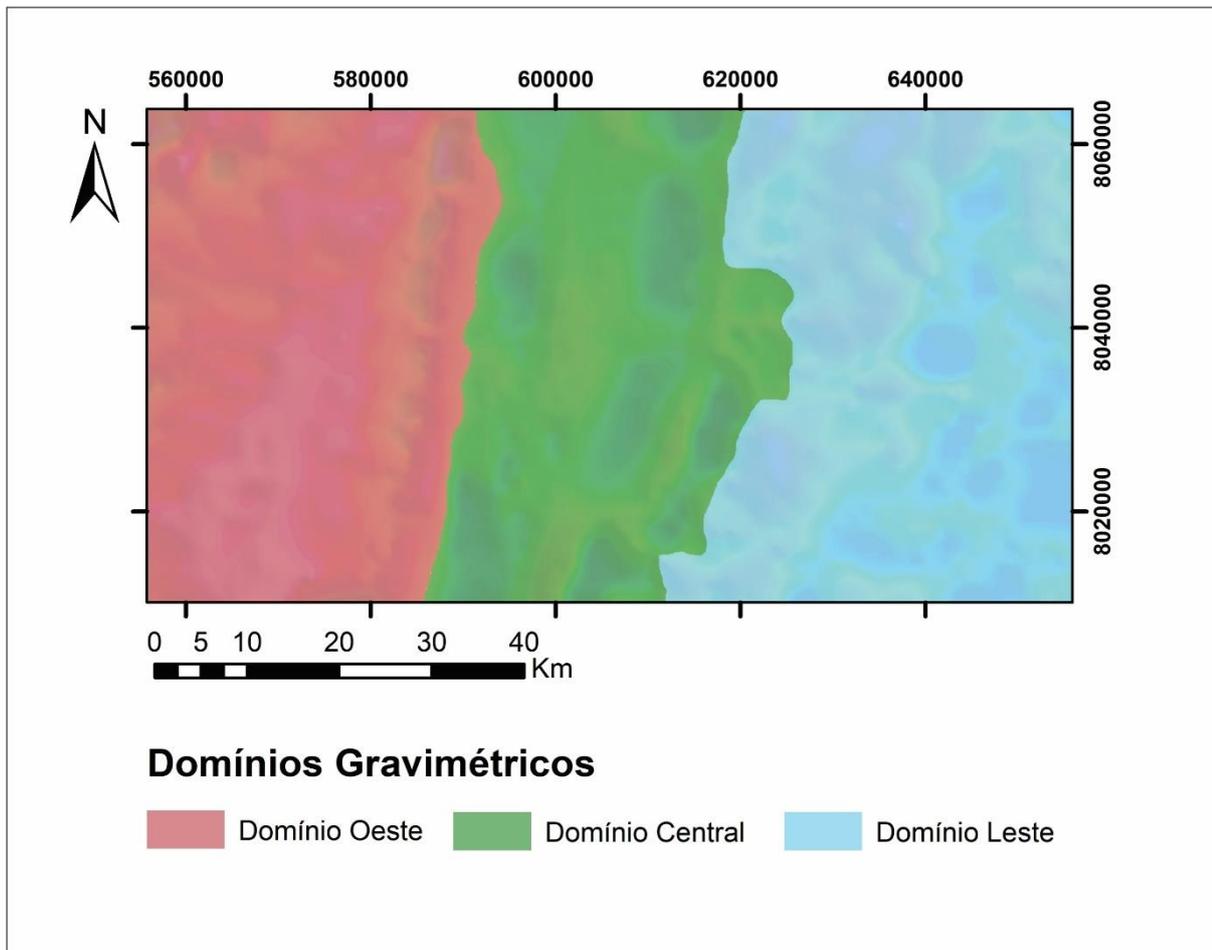


Figura 4.4 - Domínios gravimétricos estabelecidos a partir das Fácies Gravimétricas.

4.4. ANÁLISE MAGNETOMÉTRICA

Para se obter informações e interpretar feições estruturais, em profundidade, a partir das taxas de magnetização das rochas, é necessário a elaboração de mapas temáticos através de uma sequência de filtragens e derivações. Este procedimento, conhecido como MAPMAG, parte dos dados magnetométricos corrigidos do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF), tendo estes sido nivelados e micronivelados, aplica-se uma sequência de filtros a fim de gerar mapas de derivadas e o mapa de amplitude de sinal analítico (ASA). O fluxograma da Figura 4.5, apresenta o processo de produção dos mapas temáticos.

Corpos geológicos portadores de minerais magnéticos possuem anomalia relativa à sua orientação em relação ao campo magnético indutor, a forma, ao mergulho e a magnetização do mesmo. Essas características e a resposta anômala que as mesmas acarretam, no campo magnético terrestre, possibilitam identificar e interpretar corpos em profundidade, caracterizando suas feições estruturais e seus limites geológicos.

A análise magnetométrica qualitativa baseou-se primordialmente no mapa de amplitude de sinal analítico (ASA), devido a característica monopolar do mesmo, as anomalias são apresentadas de forma mais nítida que os demais mapas de característica dipolar. A nitidez relativa ao mapa monopolar, principalmente quando relacionado a análise de anomalias magnéticas provenientes de assinaturas complexas, devem-se ao fato de seus resultados não dependerem dos parâmetros do campo magnético e da direção da magnetização da fonte (Roest *et al.* 1992). Os parâmetros geofísicos considerados são a amplitude e o comprimento de onda das anomalias. Sendo assim, as anomalias com complexa correlação ao local de suas fontes, possuem picos centrados nas bordas dos corpos anômalos ou nas feições geológicas correspondentes.

Como ferramenta de análise das anomalias magnéticas, foram estabelecidas fácies magnéticas (magnetofácies), agrupando rochas e estruturas com indices de magnetismo semelhantes, apresentadas no mapa da Figura 4.6.

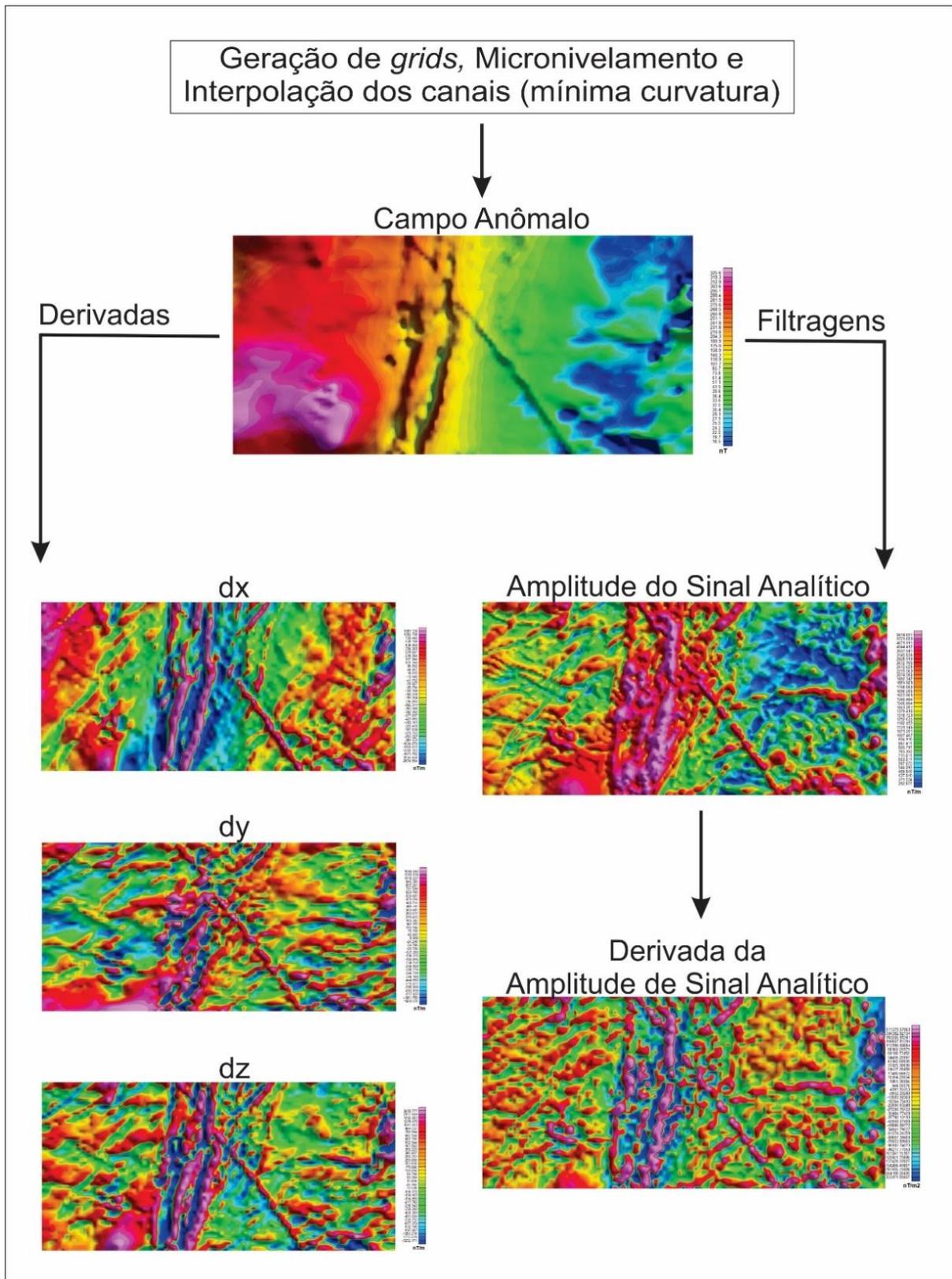


Figura 4.5 - Fluxograma representativo da produção dos mapas temáticos Campo Anômalo, dx, dy, dz, Amplitude de Sinal Analítico e Derivada da Amplitude de Sinal Analítico, a partir do *software* Geosoft Oasis Montaj 7.0.1.

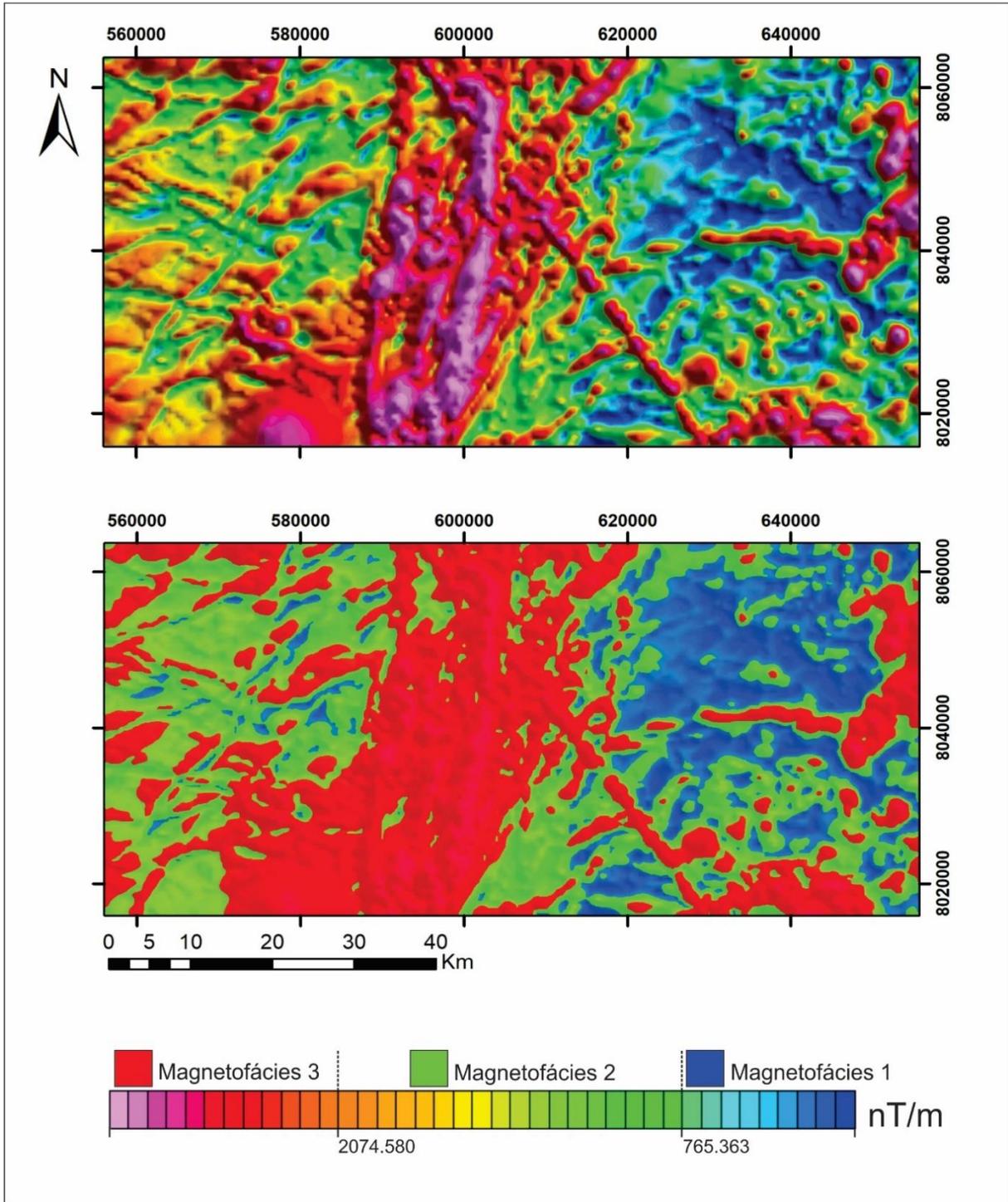


Figura 4.6 - Mapa de amplitude de sinal analítico com as magnetofácies interpretadas.

A Magnetofácies 1 representa a fácies com os menores valores de magnetização, valores que estão em torno de 292,877 e 765,363 nT/m. As rochas e estruturas referentes a esta magnetofácies possuem baixas quantidades de material magnético, reflexo das baixas amplitudes

e altos comprimentos de onda, possuindo assim, menor susceptibilidade magnética, ou estando em maiores profundidades. Esta fácies concentra-se, majoritariamente na porção leste do mapa.

A Magnetofácies 2, com valores de magnetização intermediários, possui maior ocorrência na porção oeste do mapa, assim como nas bordas da Magnetofácies 3. Os valores abrangem, aproximadamente, 765,363 e 2074,580 nT/m.

A Magnetofácies 3 possui os maiores valores de magnetização, entre 2074,580 a 8414,691 nT/m, caracterizada por um espectro de altas amplitudes e baixos comprimentos de onda. Esta fácies, de alta susceptibilidade magnética, é muito representativa na porção central do mapa, possui também aglomerações no sudeste e extremo leste do mapa, já na porção oeste do mapa esta fácies é representada por corpos menores bem distribuídos.

Utilizando como base interpretativa o mapa ASA, e com o auxílio dos demais mapas magnetométricos, foram interpretados 28.409 lineamentos, apresentados pela Figura 4.7. Estes possuem direção preferencial de 23,2°, definindo NE como direção preferencial, a roseta apresentada na Figura 4.7, foi elaborada pelo *software* Open Stereo 0.1.2. Há maior frequência de lineamentos formando sistemas de pares conjugados, NW-SE e NE-SW, assim como nos lineamentos apresentados na gravimetria.

Em termo de extensão, os lineamentos N-S e W-E são os mais representativos, principalmente no domínio central e leste. A Figura 4.8a e 4.8b apresentam, respectivamente, os lineamentos N-S e W-E dispostos sobre toda a área.

A partir da distinção das magnetofácies e dos lineamentos, é possível dividir a área de estudo em três principais domínios magnetométricos, exemplificados pela Figura 4.9. O domínio leste, que possui maior representatividade de valores menores de magnetização, além de incluir concentrações significantes da Magnetofácies 3, que possui altos valores de magnetização. O domínio central, basicamente engloba altos valores de magnetização. Por fim o domínio oeste, onde há maior representatividade dos valores intermediário de magnetização, assim como áreas menores dispersas com altos valores de magnetização.

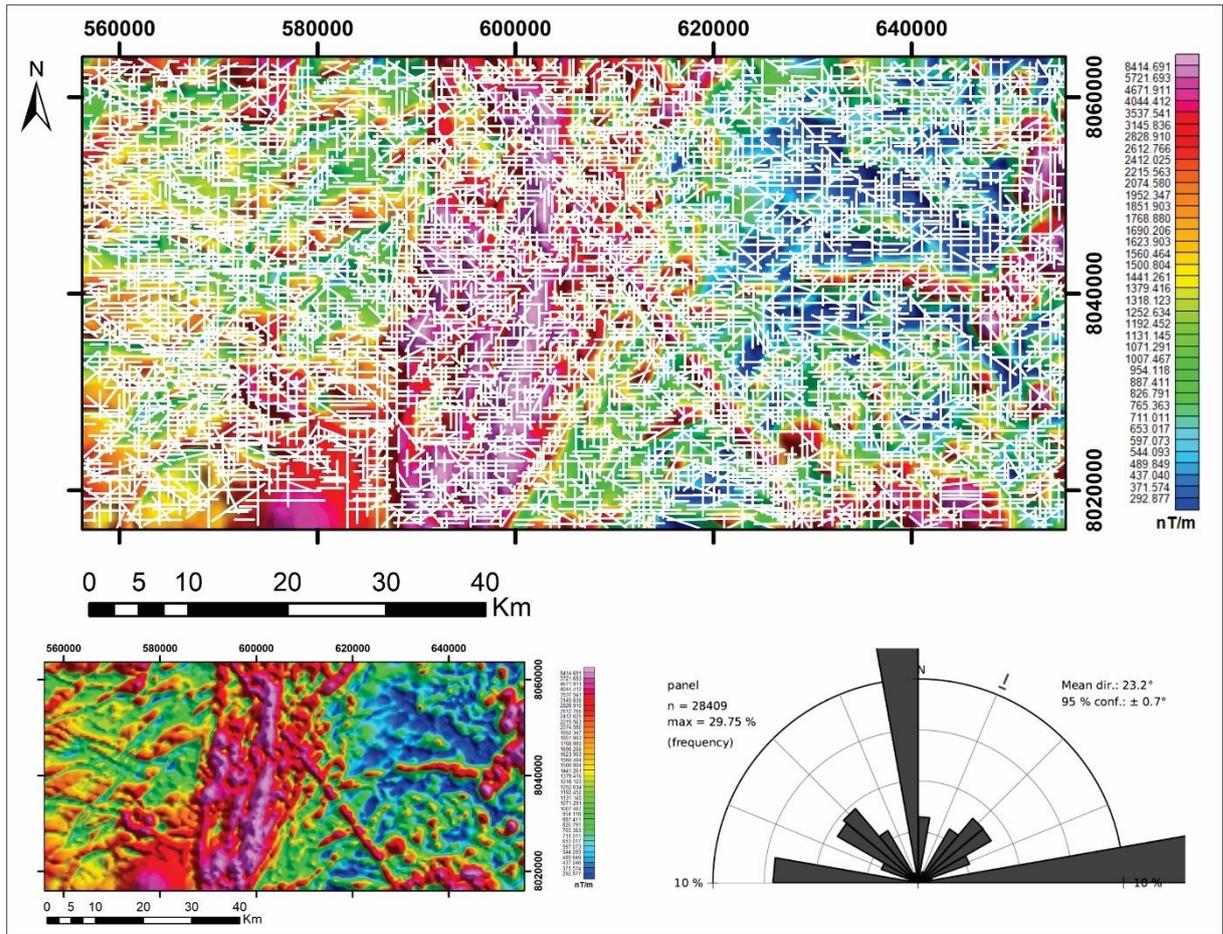


Figura 4.7 - Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) com seus lineamentos interpretados e representados em roseta.

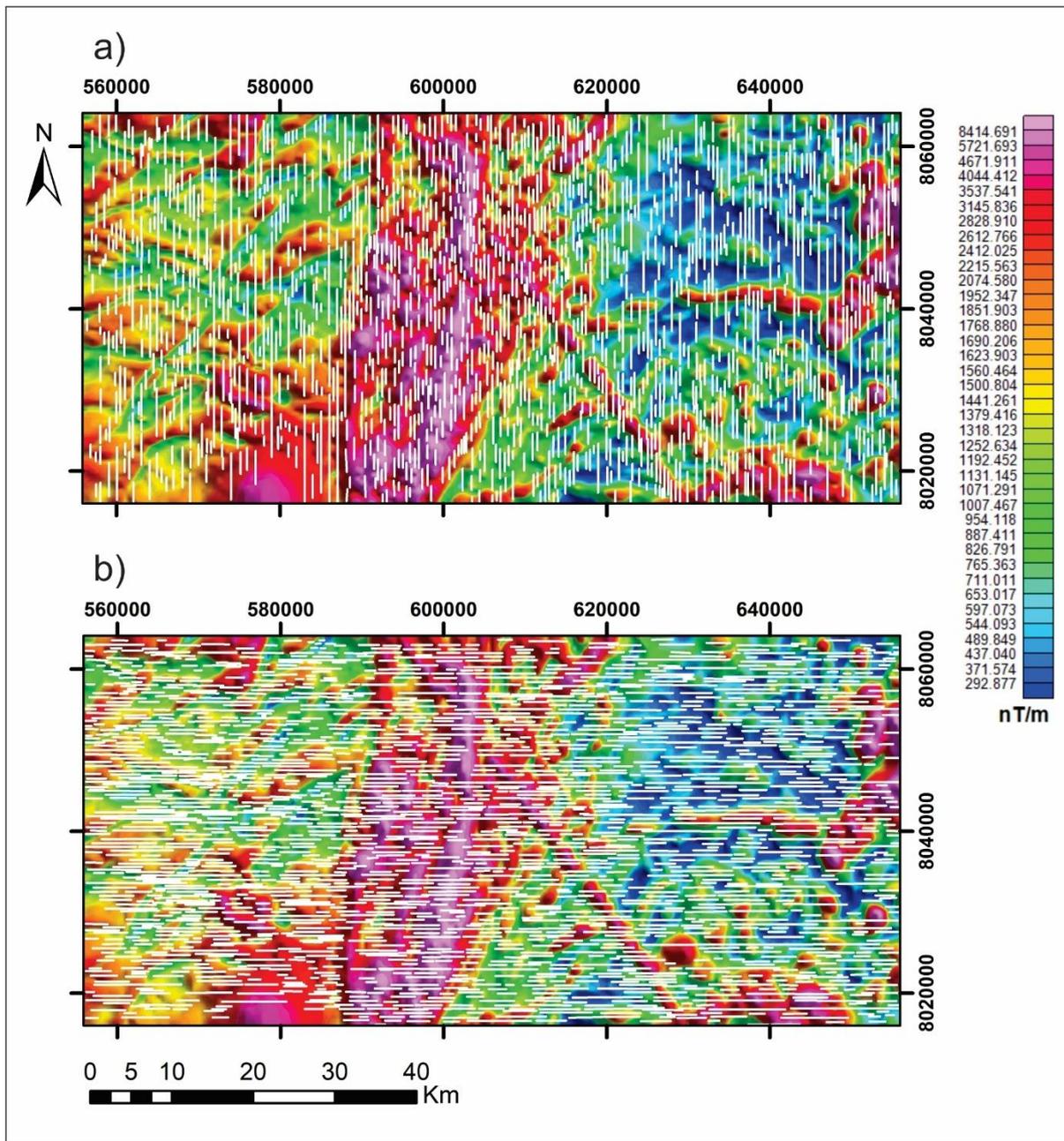


Figura 4.8 - a) Lineamentos com direção N-S; b) Lineamentos com direção E-W.

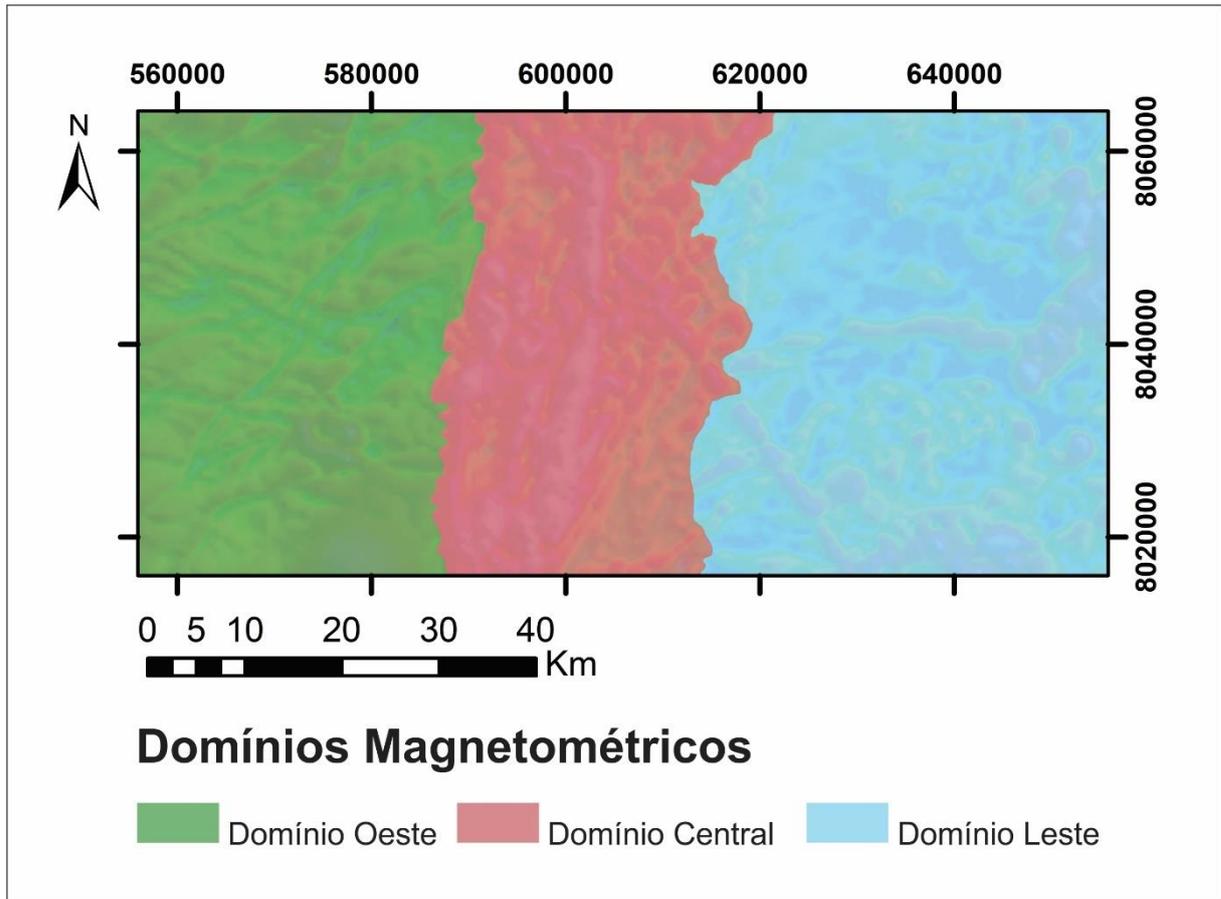


Figura 4.9 - Domínios magnetométricos estabelecidos a partir das Magnetofácies.

Analisando os principais lineamentos do domínio oeste nota-se a disposição predominante dos sistemas de pares conjugados, como apresentado na Figura 4.10. Neste caso, onde estão sendo analisados exclusivamente os principais lineamentos da área, os que possuem *trend* NW-SE e NE-SW passam a ser ainda mais representativos se comparados aos da Figura 4.7. Isso ocorre pois muitos dos lineamentos menores (secundários) com direção N-S e W-E, traçados na Figura 4.7, estão condicionados ou condicionando lineamentos principais que possuem outras orientações.

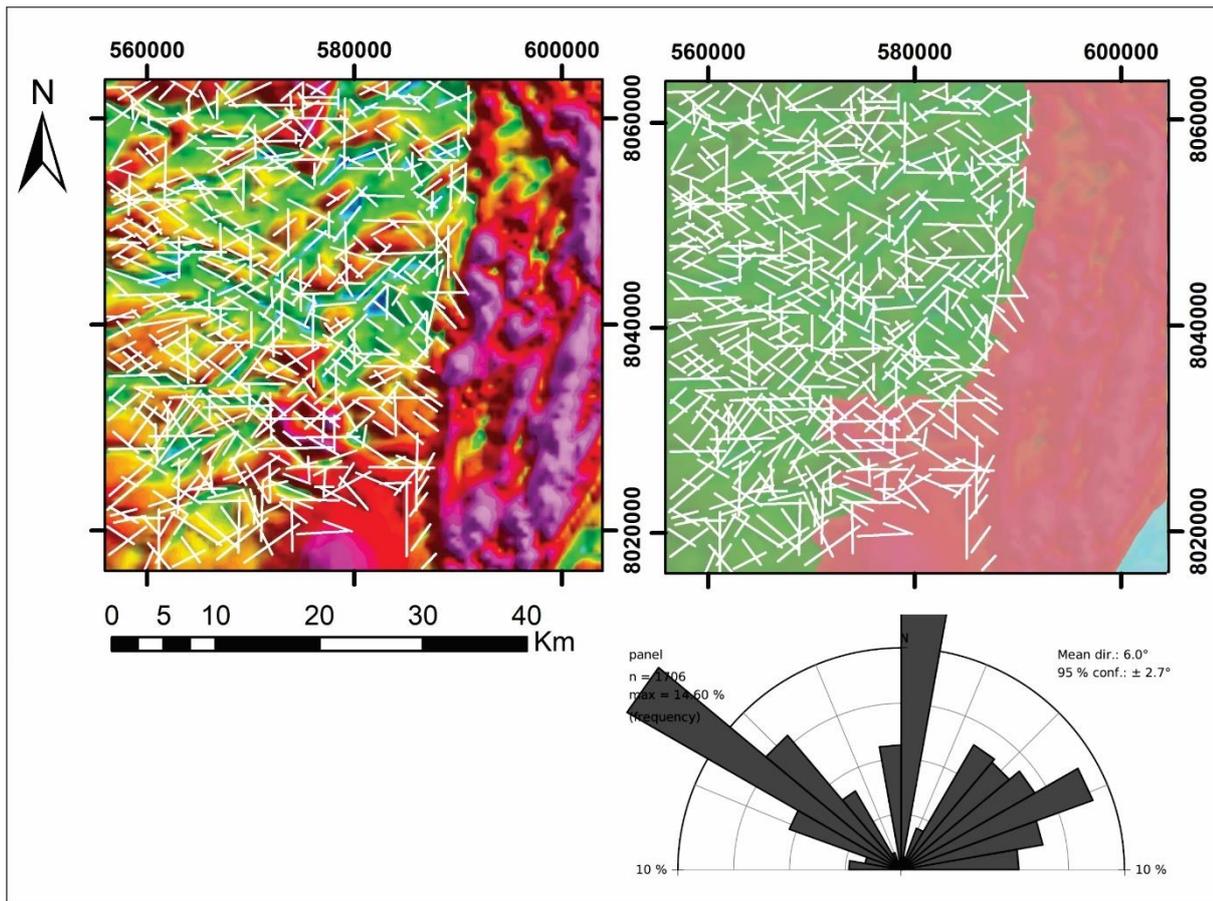


Figura 4.10 - Lineamentos do domínio oeste, representados sobre os mapas de Amplitude de Sinal Analítico e Domínios Magnetométricos, junto a roseta representativa.

4.5. ANÁLISE RADIOMÉTRICA

A análise radiométrica qualitativa visa a delimitação de áreas com assinaturas radiométricas similares, a partir dos níveis de radioatividade do Urânio (^{238}U), Tório (^{232}Th), Potássio (^{40}K), presentes nos corpos alvos. Para tal análise são produzidos mapas temáticos radiométricos, que possuem relação direta com as rochas em superfícies, devido à baixa penetrabilidade do método.

O processo de elaboração dos mapas sucedeu-se com os dados, relativos aos *grids* com as informações dos canais de Th, U e K; sendo submetidos a micronivelamento e a interpolação dos dados através de métodos matemáticos de mínima curvatura. Diferentemente do processo executado na análise magnetométrica qualitativa, não foram necessários os processos de filtragem. A Figura 4.11 ilustra os mapas gerados a partir do processo explicito a cima.

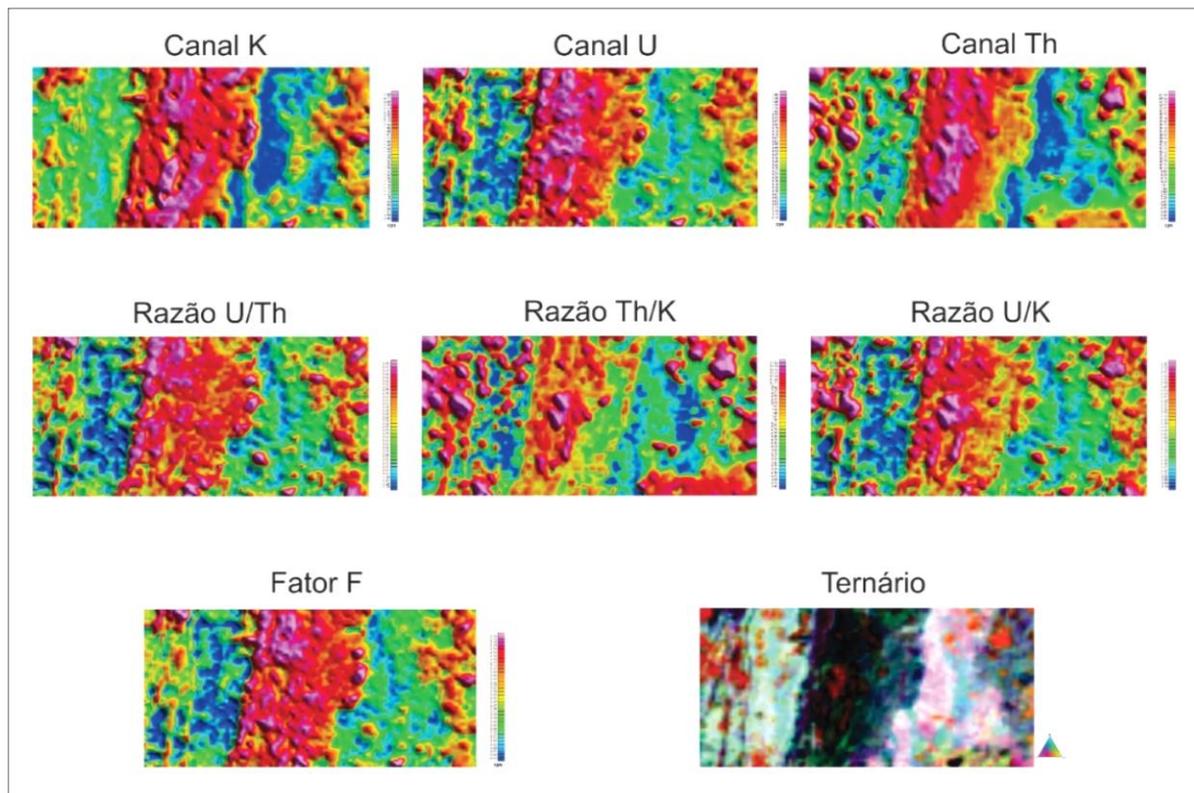


Figura 4.11 - Mapas temáticos radiométricos gerados no *software* Geosoft Oasis Montaj 7.0.1

Devido a imagem ternária incorporar as taxas de ocorrência dos três radioisótopos, esta é a base para a análise radiométrica qualitativa. Com base na imagem ternária e utilizando os demais mapas temáticos de forma auxiliar, delimita-se as radiofácies, como apresentando pela Figura 4.12.

Foram identificadas 15 radiofácies distintas, na área de estudo, sendo estas definidas devido aos seus respectivos teores relativos de tório (Th), potássio (K) e urânio (U). Estas foram qualificadas em: muito baixo, baixo, intermediário, alto e muito alto; a fim de correlacionar às concentrações de cada um dos isótopos nos distintos litotipos da área, como indicadas na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Concentrações relativas de Th, U e K das radiofácies interpretadas.

Radiofácies	Teor de U	Teor de Th	Teor de K
1	Alto	Muito Alto	Muito Alto
2	Muito Alto	Alto	Muito Alto
3	Intermediário	Muito Baixo	Baixo
4	Alto	Intermediário	Alto
5	Baixo	Baixo	Intermediário
6	Intermediário	Intermediário	Intermediário
7	Muito Alto	Muito Alto	Baixo
8	Muito Alto	Intermediário	Alto
9	Alto	Intermediário	Muito Alto
10	Muito Alto	Muito Alto	Intermediário
11	Baixo	Muito Baixo	Baixo
12	Muito Alto	Muito Alto	Muito Alto
13	Baixo	Intermediário	Baixo
14	Alto	Muito Alto	Muito Baixo
15	Intermediário	Intermediário	Baixo

A Radiofácies 1 aparece na imagem ternária (Figura 4.12b) na cor verde escura a preto devido aos altos valores de urânio e aos valores de tório e potássio ainda mais elevados. Já a Radiofácies 2 possui variabilidade entre magenta escuro e preto, relativo respectivamente aos altos teores de potássio e urânio. As Radiofácies 4, 8 e 9 possuem valores intermediários de potássio, contrastantes aos valores mais elevados de tório e urânio. Devido a essas concentrações de isótopos a imagem ternária apresenta cores mais nítidas de magenta e verde, se comparadas a Radiofácies 1.

Na Radiofácies 3 os valores de isótopos de potássio e tório são baixos ou muito baixos, ao contrário dos valores intermediários de urânio que acarretam tons de rosa claro na imagem ternária. Já a Radiofácies 5 possui baixos índices de urânio e tório e intermediário de potássio que acarreta em uma coloração verde muito clara.

Os níveis intermediários de urânio, tório e potássio na Radiofácies 6 são responsáveis por uma coloração pouco definida da mesma na imagem ternária, tendo variações de verde, magenta e vermelho.

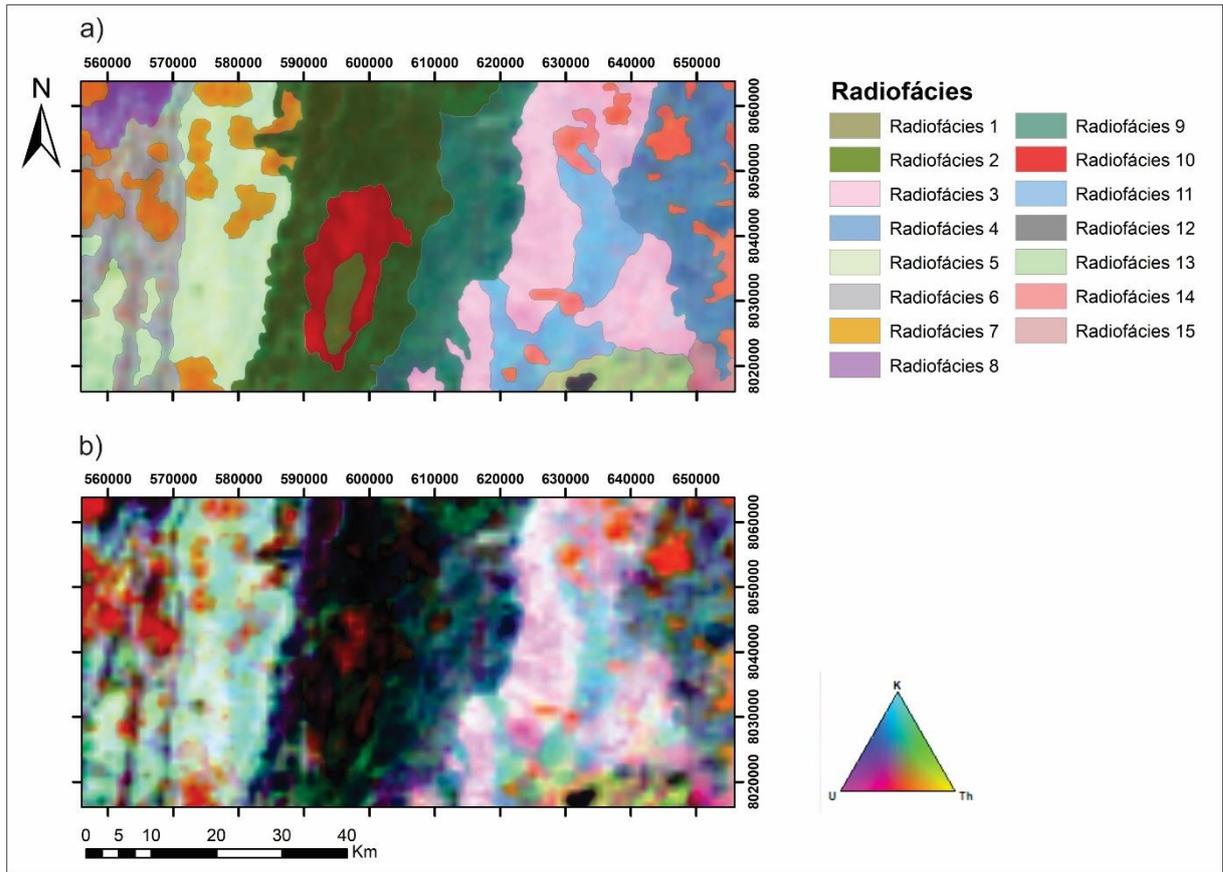


Figura 4.12 - Mapa de radiofacies sobreposto a imagem ternária.

As Radiofacies 7 e 14 são apresentadas na imagem ternária com a coloração vermelha, bem nítida, esta cor é resultado dos altos teores de urânio e tório discrepantes com o baixo teor de potássio. Devido a níveis intermediários de potássio, na Radiofacies 10, a coloração vermelha não é tão nítida, tendendo ao preto, mesmo possuindo valores elevados de urânio e tório.

Na Radiofacies 11 os baixos valores de urânio e potássio, além das taxas muito baixas de tório, estabelecem na imagem ternária uma variação de tons de verdes e pontualmente azuis, ambos muito claros. A Radiofacies 13 também possui cor verde clara, entretanto, o verde apresenta-se mais vívido, devido as taxas intermediárias de tório.

Os valores intermediários de urânio e tório, contrastantes ao baixo valor de potássio, gera uma cor rosada vivida, da Radiofacies 15, na imagem ternária. No caso da Radiofacies 12, todos os valores de isótopos são muito elevados, caracterizando a cor preta na imagem ternária.

4.6. INTEGRAÇÃO GEOFÍSICA

A partir das análises geofísicas qualitativas, expostas nos tópicos acima, destaca-se um padrão de domínios geofísicos, discriminados tanto na análise gravimétrica quanto magnetométrica. Em ambos os casos, são estabelecidos três domínios (oeste, central e leste), com poucas diferenças em seus limites, se comparados os homônimos. Utilizando qualquer mapa radiométrico, ou a imagem ternária, é possível verificar os mesmos três domínios característicos, que chamaremos de Domínios Geofísicos. Para delimitar estes domínios foi utilizado o mapa de Tório, como demonstrado na Figura 4.13.

É importante ressaltar que os domínios possuem respostas geofísicas distintas de acordo com o método analisado, ou seja, um domínio que possua altos gravimétricos não necessariamente apresentará um alto magnetométrico. O que define os limites dos mesmos, são conjuntos de características geofísicas, das rochas e/ou estruturas, que propiciam uma resposta que discrimine a área em questão. Tomando os parâmetros geofísicos como repostas litológicas e estruturais, pode-se postular que este sistema de Domínios Geofísicos está relacionado ao regime paleotectônico da área de estudo.

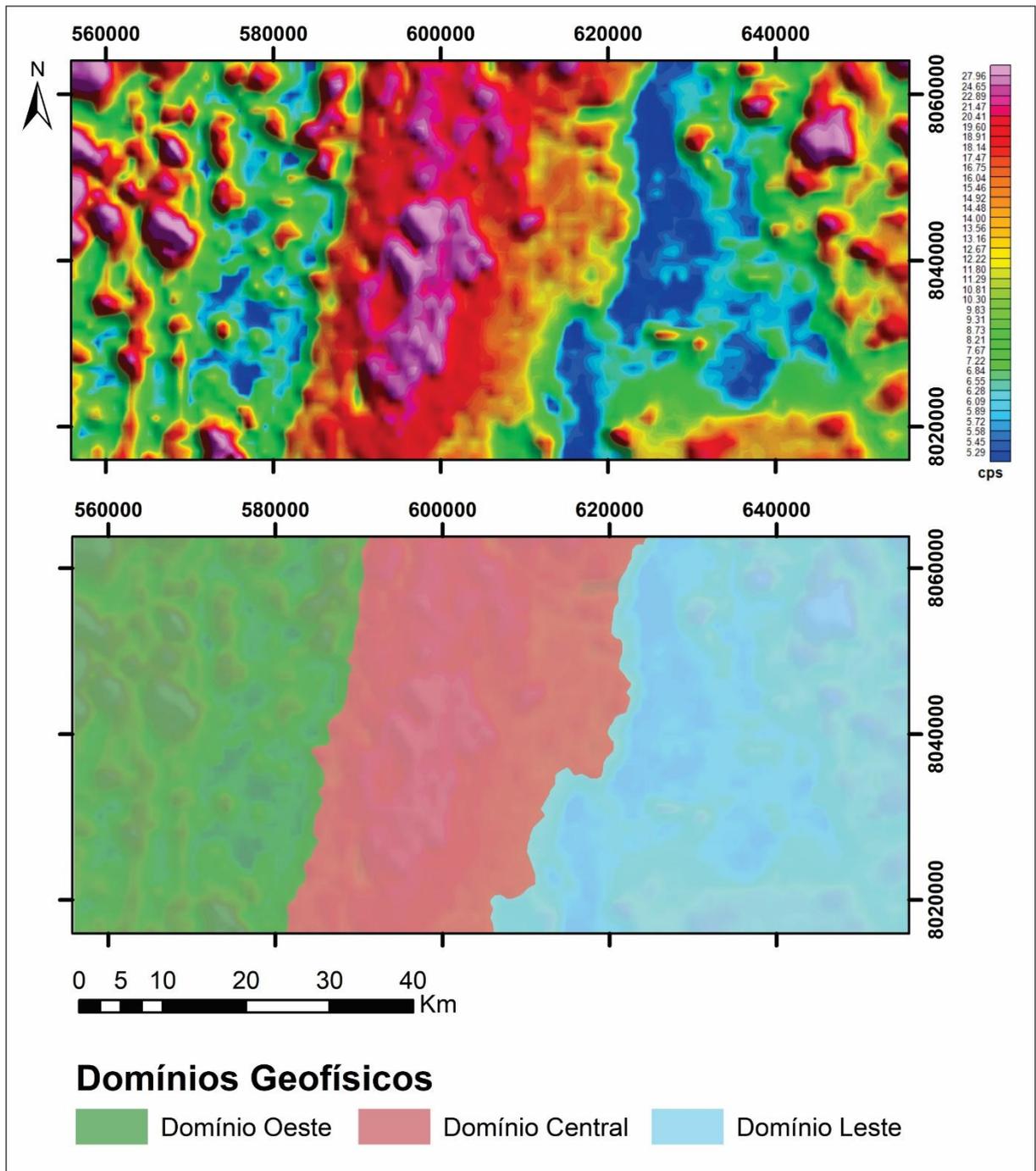


Figura 4.13 -Domínios Geofísicos, estabelecidos a partir do mapa de Tório.

CAPÍTULO 5

INTEGRAÇÃO GEOFÍSICA-GEOLÓGICA

Este capítulo visa correlacionar os dados geofísicos interpretados, neste trabalho, com os dados geológicos de Martins *et al.* (2011) na Folha Serra do Cabral; Noce & Fogaça (1997) na Folha Curimataí. Foi utilizado o *software* ArcGis, assim como sua extensão ArcScene, para estabelecer a sobreposição e visualização do mapa geológico e geofísico, esquematicamente representado pela Figura 5.1. Partindo da integração desses dados pode-se compreender os aspectos litológicos e estruturais, em superfície e subsuperfície, da área de estudo.

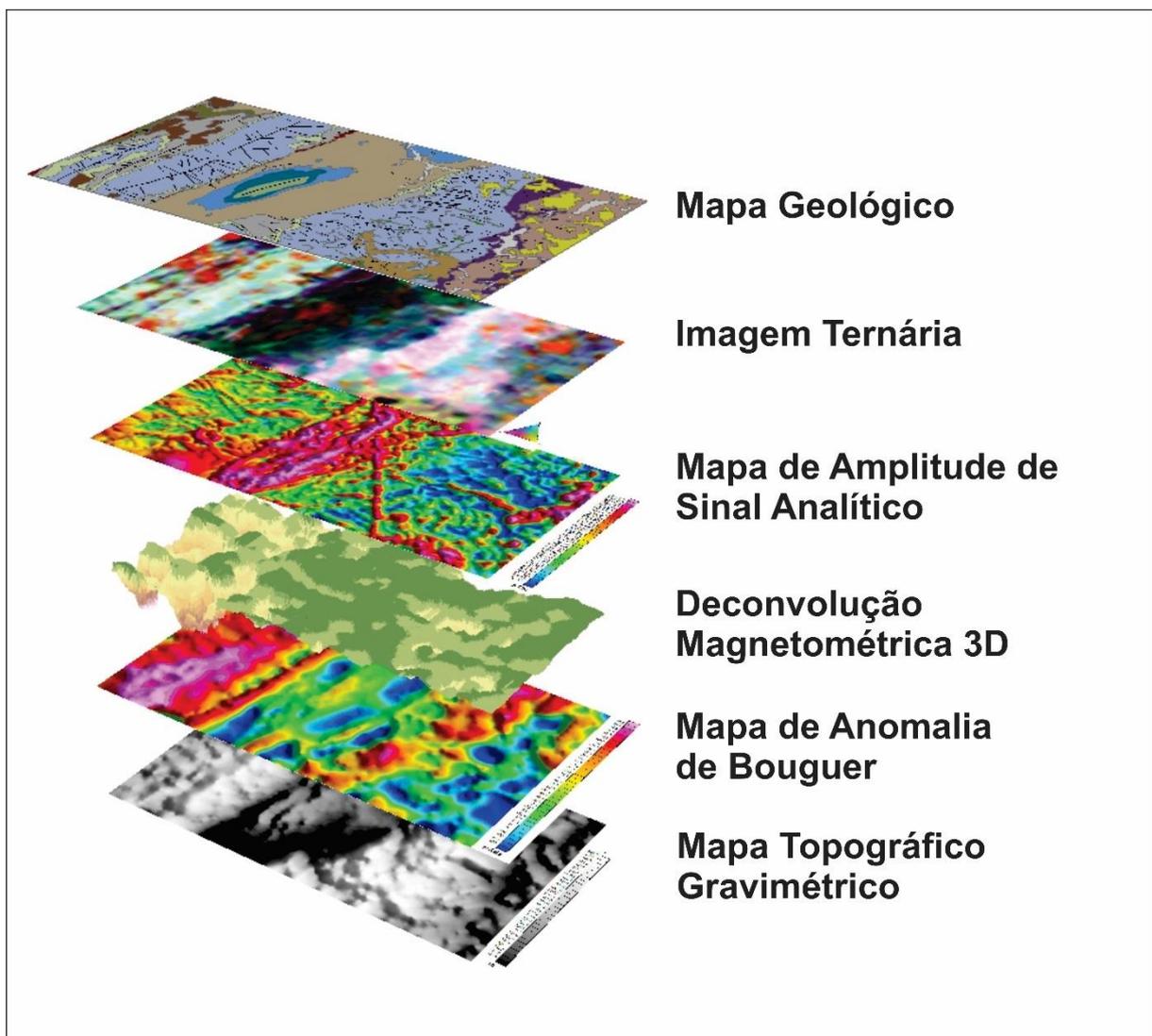


Figura 5.1 - Sobreposição de imagens geradas em ambiente SIG.

Como já exposto, anteriormente, neste trabalho, Souza Filho (1995) divide a região em macrodomínios tectônicos: Espinhaço e São Francisco; e estes são responsáveis pela caracterização do controle estrutural da região. Estabelecendo o comparativo entre esses domínios tectônicos e os domínios geofísicos apresentados no capítulo anterior, notamos a equidade entre estes. Como apresentado pela Figura 5.2, os domínios geofísicos Leste e Oeste representam o Domínio Espinhaço e o domínio geofísico Central, representa o Domínio São Francisco.

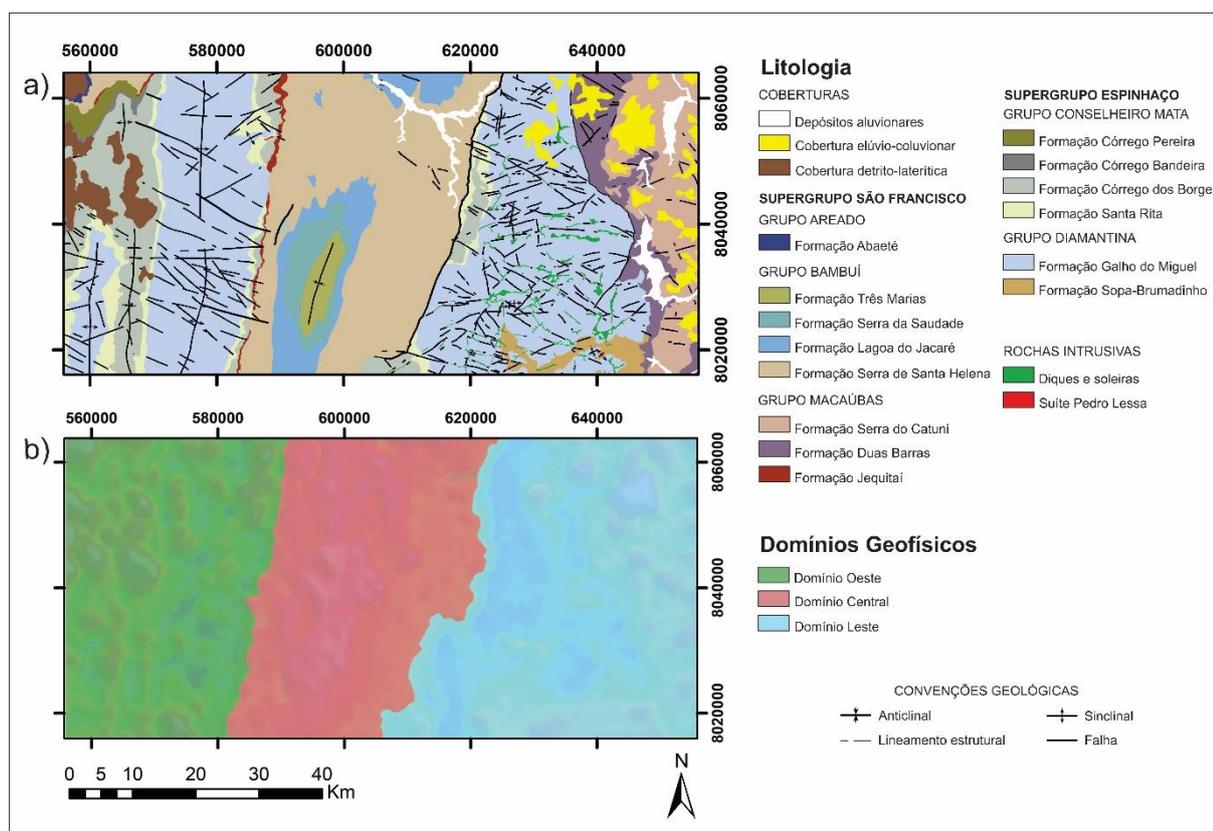


Figura 5.2 - a) Mapa geológico da área de estudo (modificado de Martins et al., 2011 e Noce & Fogaça, 1997); b) Mapa de domínios geofísicos.

5.1. INTEGRAÇÃO ESTRATIGRÁFICA-GEOFÍSICA

Para efetivar a integração entre o quadro estratigráfico e a geofísica da área foi estabelecido uma correlação entre o mapa litológico e a imagem ternária (Figura 5.3). As características do método radiométrico, sendo estas a evidência de isótopos litófilos e a baixa penetrabilidade, permitem estabelecer uma equiparação entre a litologia da superfície e a assinatura de isótopos da mesma.

As rochas intrusivas, aflorantes, mapeadas possuem pouca representatividade, em termos de área, na região. Os diques e soleiras presentes na área apresentam pequenas feições

vermiformes dispostas no domínio leste da área, onde há maior representatividade do Grupo Diamantina. A Suíte Pedro Lessa possui representatividade, em termos de área, insignificante. Devido a limitação de suas extensões, sendo estas comparadas a escala de trabalho, é impossível correlacionar estas rochas a uma resposta radiométrica específica.

O Grupo Diamantina representado, majoritariamente, pelos arenitos puros da Formação Galho do Miguel, apresenta em termos gerais, rochas com valores de isótopos baixos a muito baixos, o que define na imagem ternária cores mais claras. Entretanto há variação na taxa de um dos isótopos em determinadas regiões desta formação. No domínio leste, as taxas de urânio tendem a ser mais elevadas nas extremidades, relativo a Radiofácies 3. Quando aflorante no domínio oeste, os índices de potássio mostram-se um pouco mais elevados, coincidente a Radiofácies 5. Já a Formação Sopa Brumadinho apresenta valores intermediários de tório. Este tipo de variação interna em determinada litologia, acarreta na inconstância dos padrões de cores da imagem ternária, o que foi verificado na interpretação das radiofácies (Figura 5.4b).

As formações representantes do Grupo Conselheiro Mata apresentam valores altos a muito altos de isótopos de urânio e potássio, e intermediário de tório, que são vistos na imagem ternária com coloração rocha. Em algumas faixas os valores de tório também podem estar elevados, o que carreta na coloração verde na imagem ternária.

O Grupo Macaúbas, possui representatividade significativa, com seus metasiltitos, no extremo leste do Domínio Leste. Há grande variabilidade nos valores dos isótopos, em aspectos gerais o valor de tório é intermediário; localmente, o urânio pode assumir de valores intermediários a altos, e o potássio, de baixos a altos valores.

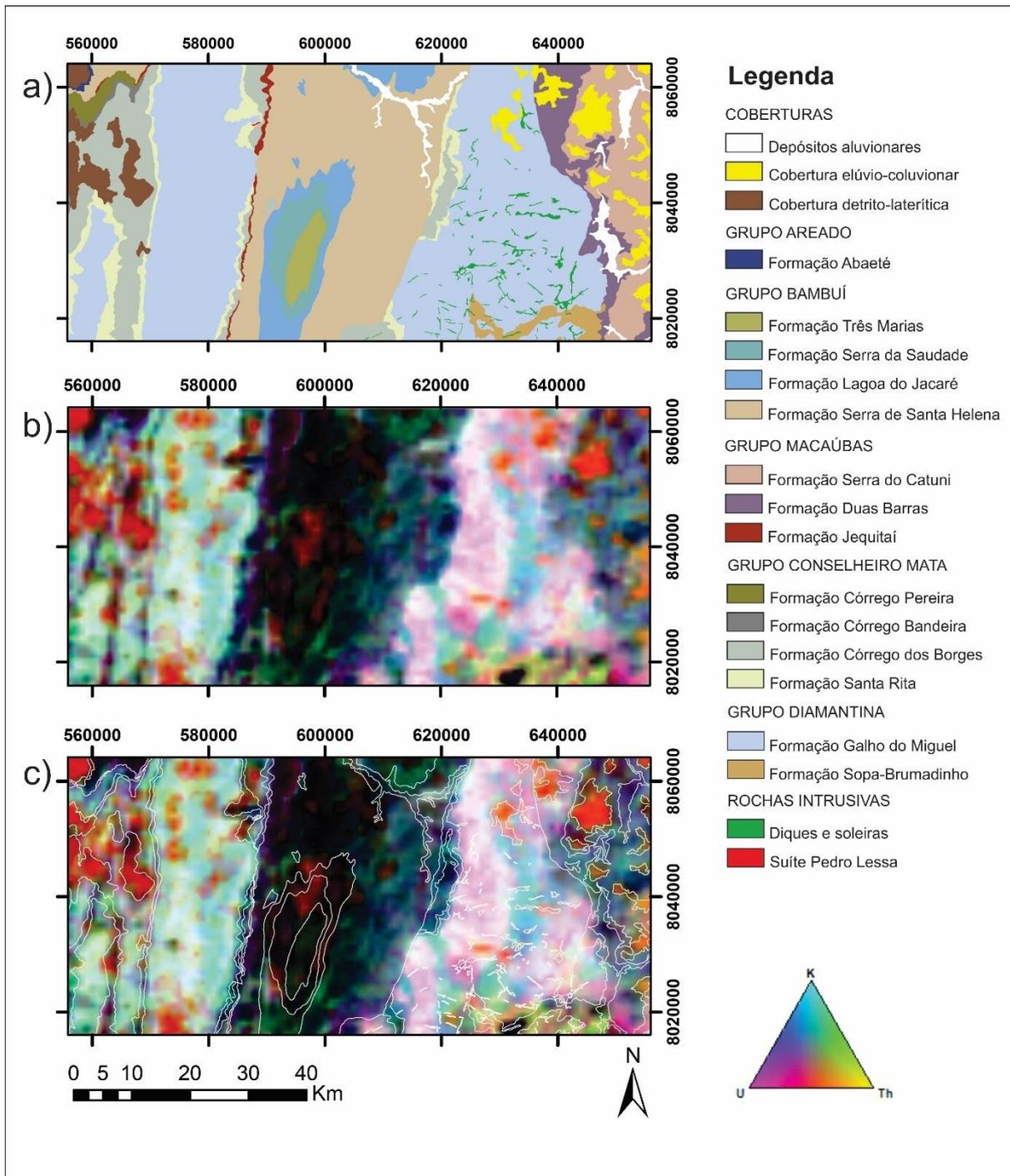


Figura 5.3 - a) Mapa litológico da área de estudo (modificado de Martins *et al.*, 2011 e Noce & Fogaça, 1997); b) Imagem ternária; c) Imagem ternária com os contatos geológicos.

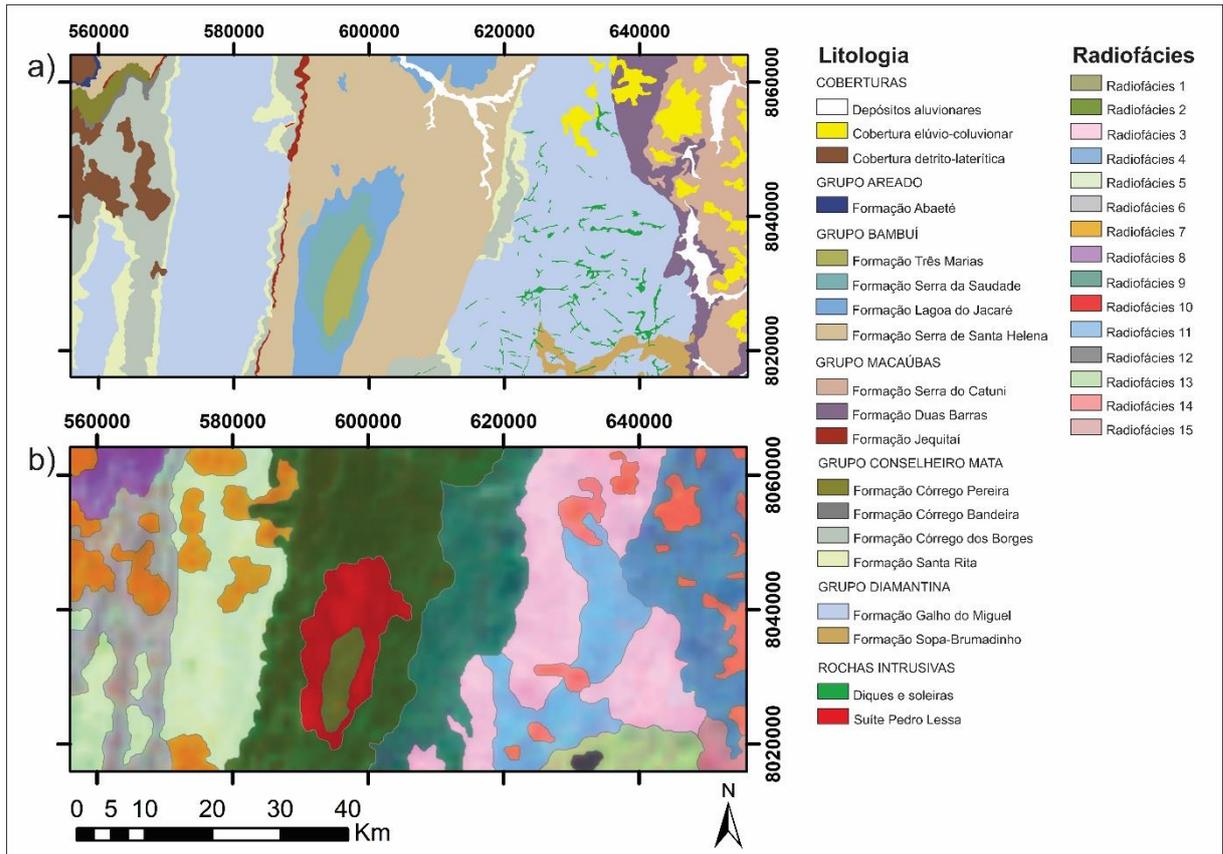


Figura 5.4 - a) Mapa litológico da área de estudo (modificado de Martins *et al.*, 2011 e Noce & Fogaça, 1997); b) Mapa de radiofácies.

O Grupo Bambuí representa a maior parte do Domínio Central, e apresenta as unidades com os maiores volumes de isótopos litófilos. As formações Serra de Santa Helena e Três Marias apresentam valores de concentração de isótopos que variam de alto a muito alto. As formações Serra da Saudade e Lagoa do Jacaré diferem das anteriores na concentração de potássio que é intermediária. Verificando a Figura 5.3c, nota-se que a zona de contato entre o Grupo Diamantina e os grupos Conselheiro Mata e Bambuí, ocorre exatamente na transição dos baixos valores de isótopos, do primeiro, com os altos valores dos demais grupos.

As coberturas elúvio-coluvionares, situadas no Domínio Leste, possui altos teores de urânio, teores muito altos de tório e muito baixos de potássio. Já as coberturas detrito-lateríticas, situadas no Domínio Oeste, apresentam teores muito altos de urânio e tório, e baixo de potássio. A relação de valores mais elevados de urânio e tório em contraste com os baixos valores de potássio, denotam coloração avermelhada, para estas unidades, no mapa ternário. O maior teor de urânio das coberturas detrito-lateríticas, em relação as coberturas elúvio-coluvionares, faz com que as

primeiras possuem um tom de vermelho mais vivo, com menos variações. Os depósitos aluvionares possuem os mesmos teores de isótopos que as rochas nas quais estão sobrepondo.

Assim como as rochas intrusivas, o Grupo Areado não possui representatividade suficiente, na área e escala de estudo, para que seja feita uma análise comparativa.

5.2. INTEGRAÇÃO ESTRUTURAL-GEOFÍSICA

Para estabelecer a integração entre geofísica e a geologia estrutural da área, foi utilizado o mapa geológico correlacionando-o com os mapas de Anomalia de Bouguer e de Amplitude de Sinal Analítico (ASA). O mapa de Anomalia de Bouguer (Figura 5.5), nos permite uma análise de estruturas em maior profundidade e destacando as de maior escala; já o mapa Amplitude de Sinal Analítico (Figura 5.6), possui menor alcance em profundidade e nos permite uma avaliação mais detalhada das feições estruturais em superfície.

De acordo com Alkmin & Martins-Neto (2001), a área de estudo faz parte de um braço de *rifts* do Espinhaço, reativados; caracterizada pela presença de diversos *horsts* e *grabens*, fracamente invertidos. Verifica-se também uma série de dobras e macrodobras, com eixo preferencial NE-SW e N-S.

Analisando a sobreposição das estruturas dos domínios leste e oeste, nas figuras 5.5c e 5.6c, nota-se a coerência entre os lineamentos do mapa geológico com os lineamentos geofísicos, formando pares conjugados com direção NE e SE. Essas estruturas em profundidade permitem a formação de “pequenas bacias” onde as estruturas *horsts* e *grabens* poderiam estar arquitetadas. No domínio central, a principal indicação da presença destas estruturas, são os baixos gravimétricos, que indicam variação representativa na profundidade do embasamento.

As macrodobras, mapeadas especialmente nos domínios oeste e central, destacam-se, nos mapas geofísicos, como grandes lineamentos NS, que evidenciam o eixo axial dos mesmos. A Sinclinal Buenópolis, denota uma estrutura muito representativa no mapa magnetométrico, indicando altos valores de susceptibilidade magnética e definindo praticamente toda área do domínio central. Se compararmos estes grandes dobramentos com as feições geofísicas da gravimetria (Figura 5.5), que se situam nos contatos dos domínios, pode-se afirmar que há grandes falhas condicionando e limitando estas dobras.

O domínio do Supergrupo São Francisco, domínio central, não apresenta lineamentos NE e SE representativos. Os lineamentos mais incidentes desta região possuem direção N-S, os

secundários estão preferencialmente na direção E-W; estes provavelmente estão vinculados a estrutura Sinclinal Buenópolis.

Um estudo da porção sul, a partir do mapa ASA, no domínio leste, demonstra uma grande zona com feições de deformação dúctil, posterior aos corpos responsáveis por gerar as anomalias de alto valor neste setor. Diversos dobramentos com movimento sinistral são verificados nesta área na visão em mapa, caracterizando um regime deformacional particular da mesma, com intrusões e estruturas fortemente dobradas.

Em aspectos gerais, comparando os dois domínios do Supergrupo Espinhaço, tanto nos mapas geofísicos quanto no mapa geológico, os lineamentos representativos, tendem a um padrão mais caótico e descontínuo a leste. Os pares conjugados NE e SE de lineamentos no domínio oeste são visualmente mais definidos e extensos nas imagens, especialmente no mapa ASA. No domínio leste, estes lineamentos foram mais intensamente retrabalhados pelo regime tectônico compressional Brasileiro.

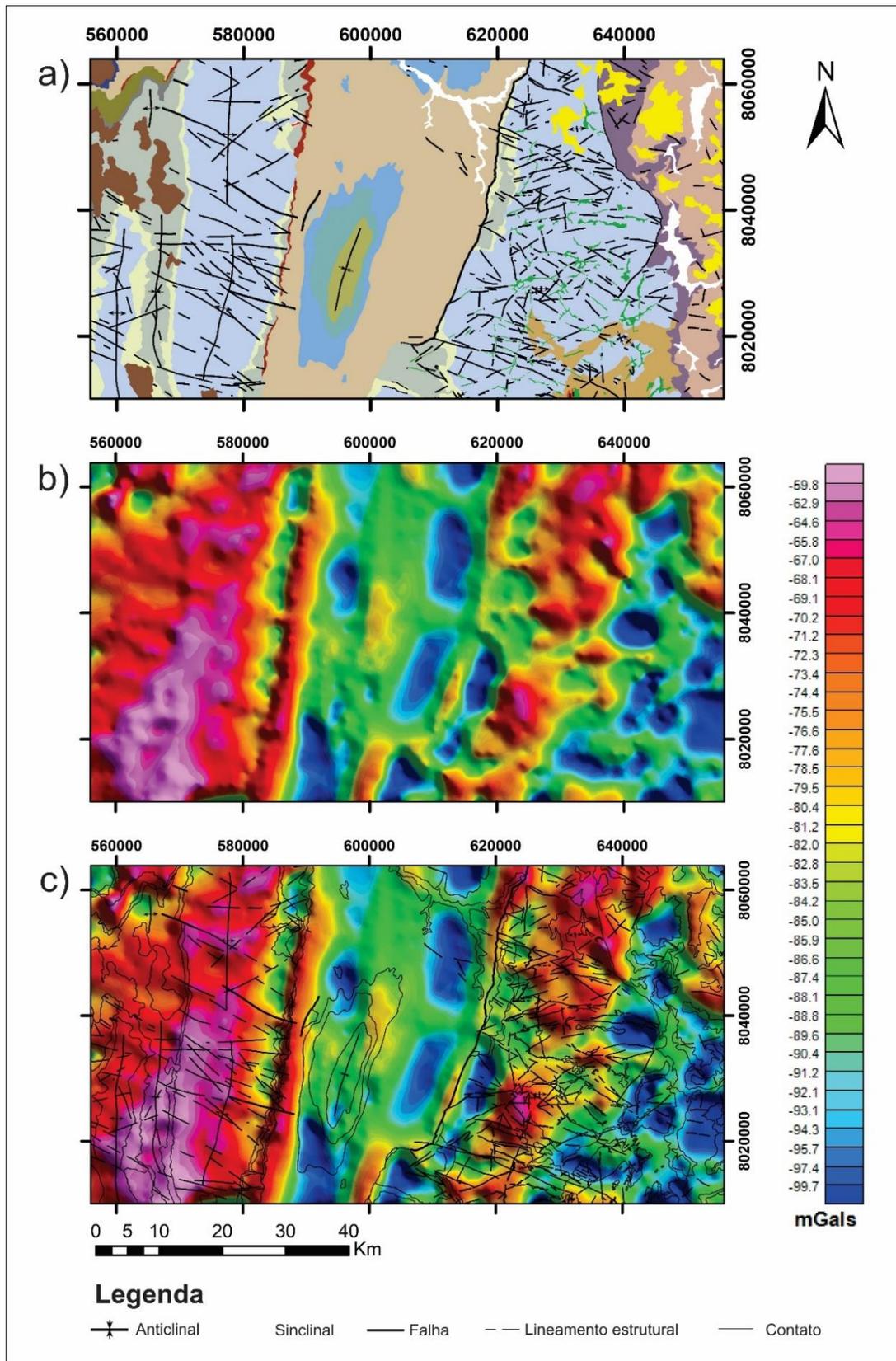


Figura 5.5 - a) Mapa geológico da área de estudo (modificado de Martins et al., 2011 e Noce & Fogaça, 1997); b) Mapa de Anomalia de Bouguer; c) Mapa de Anomalia de Bouguer com os contatos geológicos.

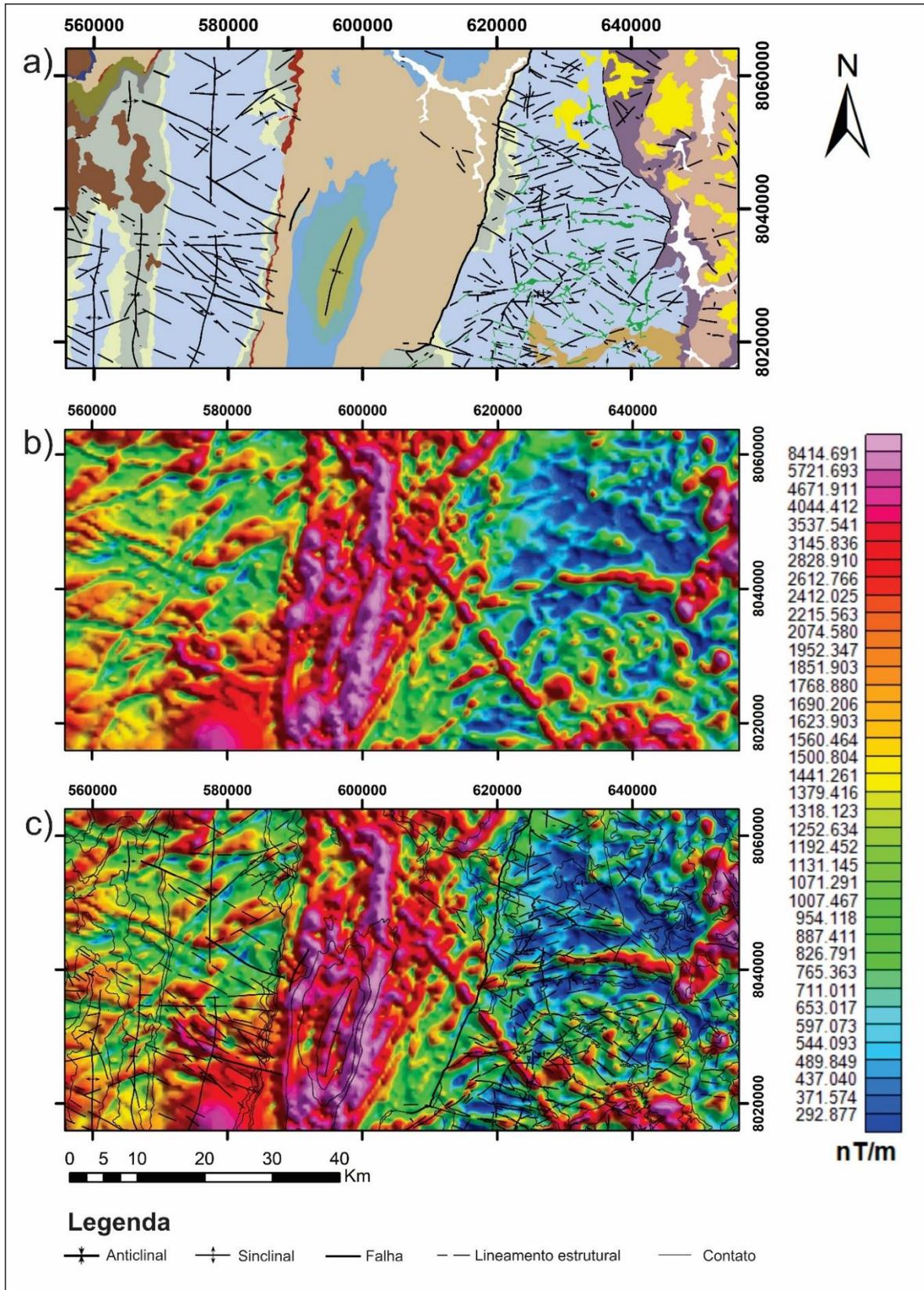


Figura 5.6 - a) Mapa geológico da área de estudo (modificado de Martins et al., 2011 e Noce & Fogaça, 1997); b) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico; c) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com os contatos geológicos.

CAPÍTULO 6

ANÁLISE QUANTITATIVA

Primordialmente, a análise quantitativa visa calcular e estimar a profundidade das fontes causadoras das anomalias gravimétricas e magnéticas, além de suas características geométricas e estruturais. Para tal, foi utilizada a metodologia de Deconvolução de Euler (2D), que aplica operações matemáticas de homogeneização de funções em coordenadas cartesianas, para estabelecer a perspectiva de profundidade. A partir deste procedimento foi realizado a operação de *krigagem* no *software* ArcScene, a fim de gerar um modelo tridimensional da área de estudo.

6.1. METODOLOGIA

Inicialmente define-se, através do *software* ArcMap, a melhor direção dos lineamentos a serem processados. Esta análise é feita pelo mapa de Anomalia de Bouguer, para os dados gravimétricos, e pelo mapa de Amplitude de Sinal Analítico, para os dados magnetométricos. Como verificado nos mapas, tanto as feições gravimétricas quanto magnéticas, predominantes, encontram-se com orientação preferencial norte-sul, desta maneira foram traçados perfis na direção leste-oeste, a fim de garantir uma melhor representatividade das estruturas regionais.

Como exemplificado na Figura 6.1a, foram traçados, sobre o mapa de Anomalia de Bouguer, 11 perfis na direção W-E, equidistantes a 5km, em uma área de aproximadamente 100Km no eixo W-E por 54Km no eixo N-S; totalizando uma área de 5400km². Já a Figura 6.1b exemplifica os segmentos traçados sobre o mapa de Amplitude de Sinal Analítico, sendo estes 18 perfis na direção W-E, equidistantes a 2,5km, em uma área de aproximadamente 100km no eixo W-E por 48Km no eixo N-S; totalizando uma área de 4800Km².

Estando os perfis traçados, estes foram importados para o *software* Oasis Montaj, onde se executou a rotina *grid profile*, responsável por extrair os dados gravimétricos e magnetométricos das linhas. Nesta rotina seleciona-se o *grid* ao qual se deseja extrair os valores segundo a linha do perfil desejado, criando um novo banco de dados, a fim de evitar possíveis problemas no original, do qual se fez a interpolação por mínima curvatura do *grid* relacionado; por fim dá-se nome a cada um dos segmentos. As informações foram extraídas de oeste para leste e exportadas no formato .csv, subsequentemente, foram convertidas para arquivo .dta, uma vez que esta extensão possui interface com o *software* responsável pela inversão de dados, utilizado na próxima etapa.

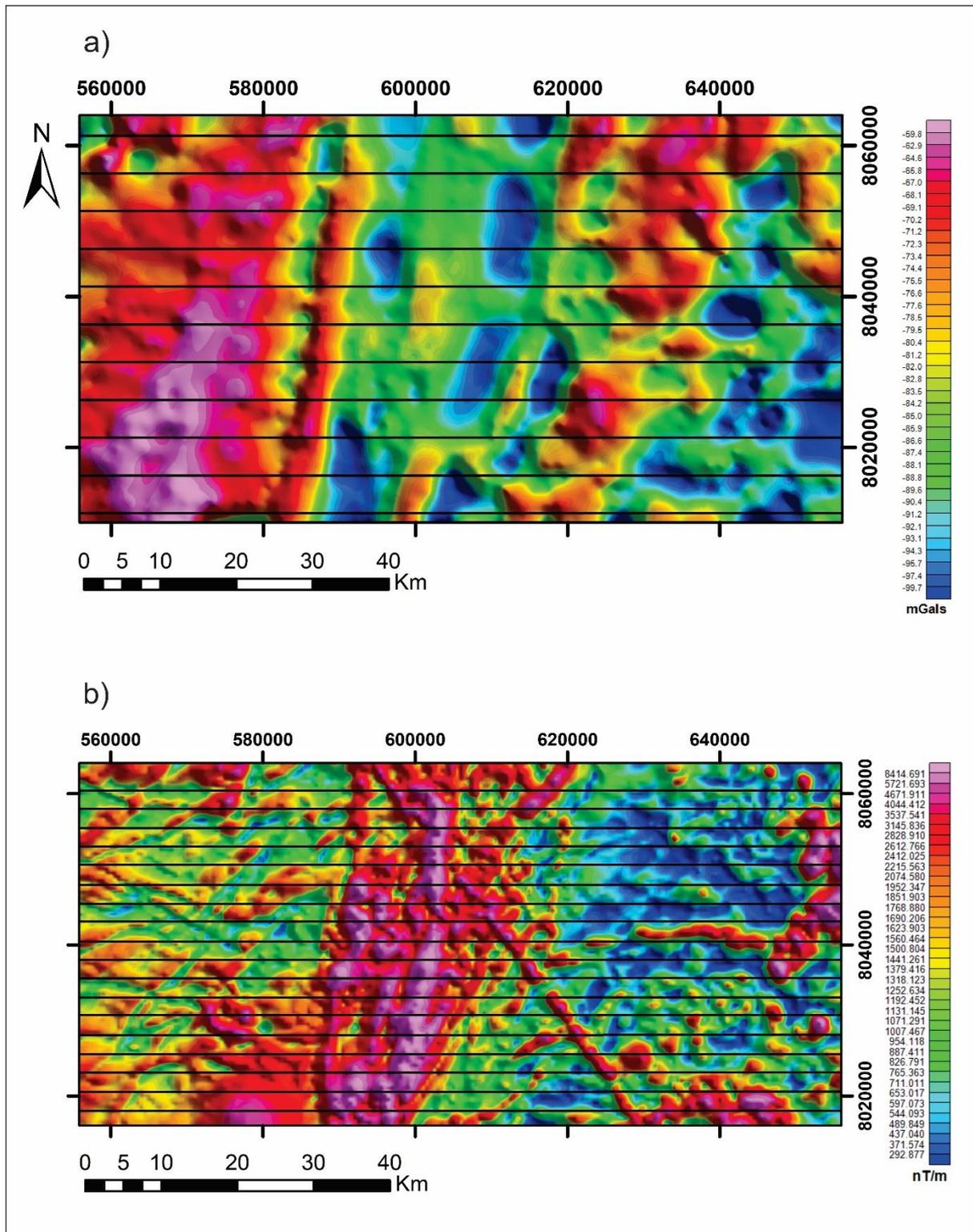


Figura 5.1 - a) Mapa de Anomalia de Bouguer com 11 perfis traçados de na direção W-E. b) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com 18 perfis traçados de na direção W-E.

As inversões dos dados geofísicos foram efetuadas a partir do *software* Euler 1.00, desenvolvido pela *School of Geosciences of University of the Witwatersrand*, este realiza o processo de inversão de dados pelos mínimos quadrados. A partir dos valores do campo

magnético anômalo e de um índice estrutural pré-definido, busca resolver as equações de Euler, desta forma estabelecendo soluções da profundidade e da posição geográfica das diversas fontes gravimétricas e magnéticas existentes na área do levantamento.

Com o arquivo das informações dos perfis, abertos na interface do Euler 1.0, selecionam-se as opções para trabalho com dados gravimétrico de Anomalia de Bouguer, ou magnéticos de amplitude de sinal analítico. É necessário informar a altura do voo do aerolevante, por conseguinte, processa-se os dados, informando: o índice estrutural, o tamanho da janela e a profundidade máxima desejada. Para os dados gravimétricos, utilizou-se o índice estrutural igual a 1, o tamanho da janela igual a 15 e a profundidade máxima de 50000 metros; já para os dados magnetométricos, utilizou-se o mesmo índice estrutural, o tamanho da janela igual a 11 e a profundidade máxima variável de acordo com o perfil interpretado. A Figura 6.2 apresenta as janelas da interface do software Euler 1.0, onde estão os dados e informações do perfil a ser gerado.

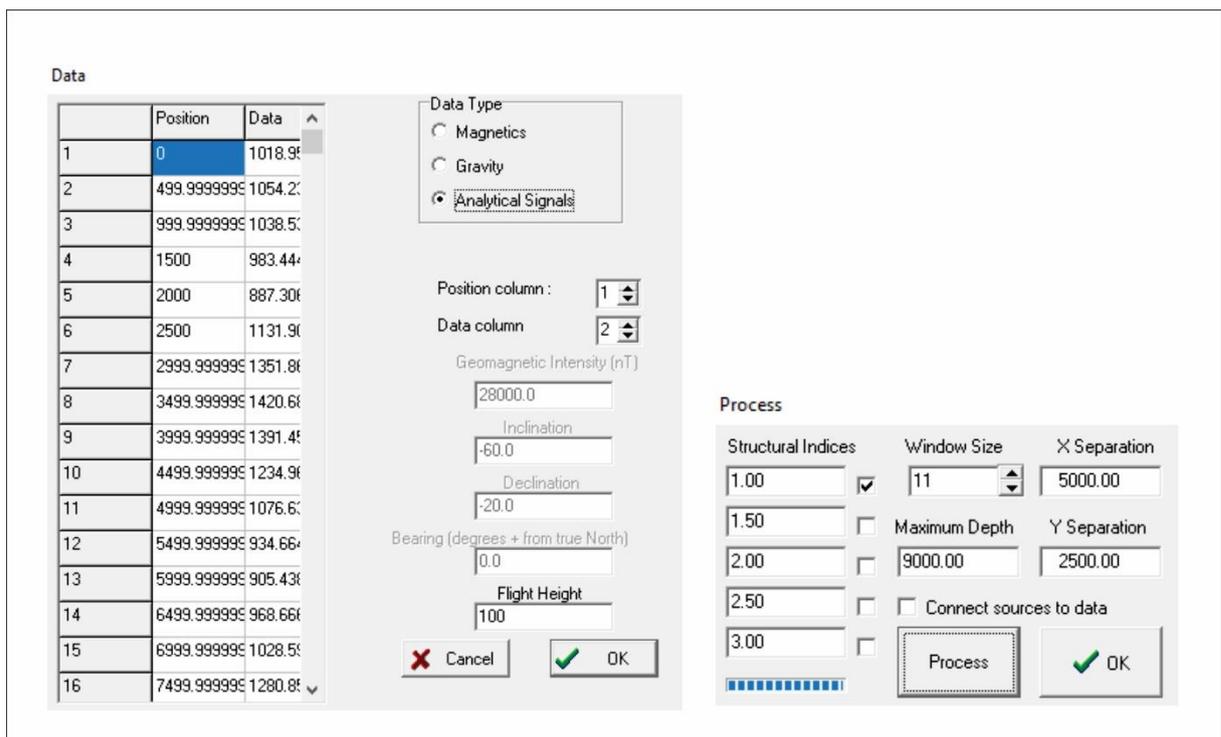


Figura 6.2 - Interface do software Euler 1.0, indicando os dados utilizados, o tipo de dado a ser trabalhado, a altura de voo, o índice estrutural, o tamanho da janela, a profundidade máxima de processamento.

Após o processamento os dados magnetométricos foram importados para o *software* ArcMap, com o objetivo de unir todos os perfis através da rotina *merge*, responsável por unir *shapes* distintas uma única *shapefile*. A partir da *shapefile*, contendo todos os perfis, realiza-se

uma interpolação dos dados (*krigagem*), gerando assim, um modelo tridimensional no *software* ArcScene.

6.2. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

Todos os perfis foram interpretados a fim de se compreender a variação de profundidade da área de estudo. Tratando-se de uma quantidade significativa de perfis, tanto gravimétricos quanto magnetométricos, optou-se por selecionar os perfis mais representativos para as feições estruturais da área de estudo, estes são expostos nos tópicos abaixo.

6.2.1. Perfis Gravimétricos

Foram selecionados os perfis 2, 7 e 11; a fim de expor a dinâmica estrutural apresentada pela gravimetria da área, em profundidade. Os perfis gravimétricos apresentam estruturas de caráter mais regional se comparados aos magnetométricos. Isso é devido aos dados obtidos a partir de satélite. Estes perfis possibilitam uma análise estrutural relativa a respostas do embasamento e do manto. Para fins interpretativos as principais estruturas apresentadas nos perfis foram delineadas, da seguinte maneira: as linhas contínuas em vermelho indicam sistemas de falhas; as linhas contínuas em verde indicam estruturas em forma de calha; as linhas trastejadas em azul e vermelho indicam, respectivamente, respostas mais próximas a superfície (embasamento ou limite da bacia) e descolamento crosta-manto.

O Perfil 2 (Figura 6.3), situado ao norte da área de estudo, apresenta, em aspectos gerais, respostas gravimétricas que superam 25000 metros de profundidade. A linha trastejada em vermelho indica a zona de interação crosta-manto, com resposta característica de um modelo de compensação isostática flexural, gerado em resposta a reologia da litosfera decorrente da sobrecarga de uma bacia deposicional. Neste caso a bacia em questão está delimitada pelas estruturas E2 e E4, respectivamente, os limites oeste e leste da bacia.

O domínio central compreendido entre E2 e E4 apresentam falhas de alto ângulo com vergências opostas, as falhas a leste deste domínio possuem vergência para oeste, já as que estão a oeste possuem vergência para leste. Estas estruturas formam barreiras físicas para a bacia contida no domínio central, que acoplam a Sinclinal Buenópolis e, portanto, as unidades do Grupo Bambuí. Há duas falhas presentes no domínio central que alcançam profundidades superiores a 30000 metros e ao atingirem a interface crosta-manto passam a apresentar um novo comportamento estrutural, modificando o ângulo do caimento das mesmas.

As linhas trastejadas azuis, nas extremidades do perfil, indicam a resposta do embasamento nessas regiões. As estruturas atingem profundidades próximas a 4000 e 3000, respectivamente, a oeste e a leste.

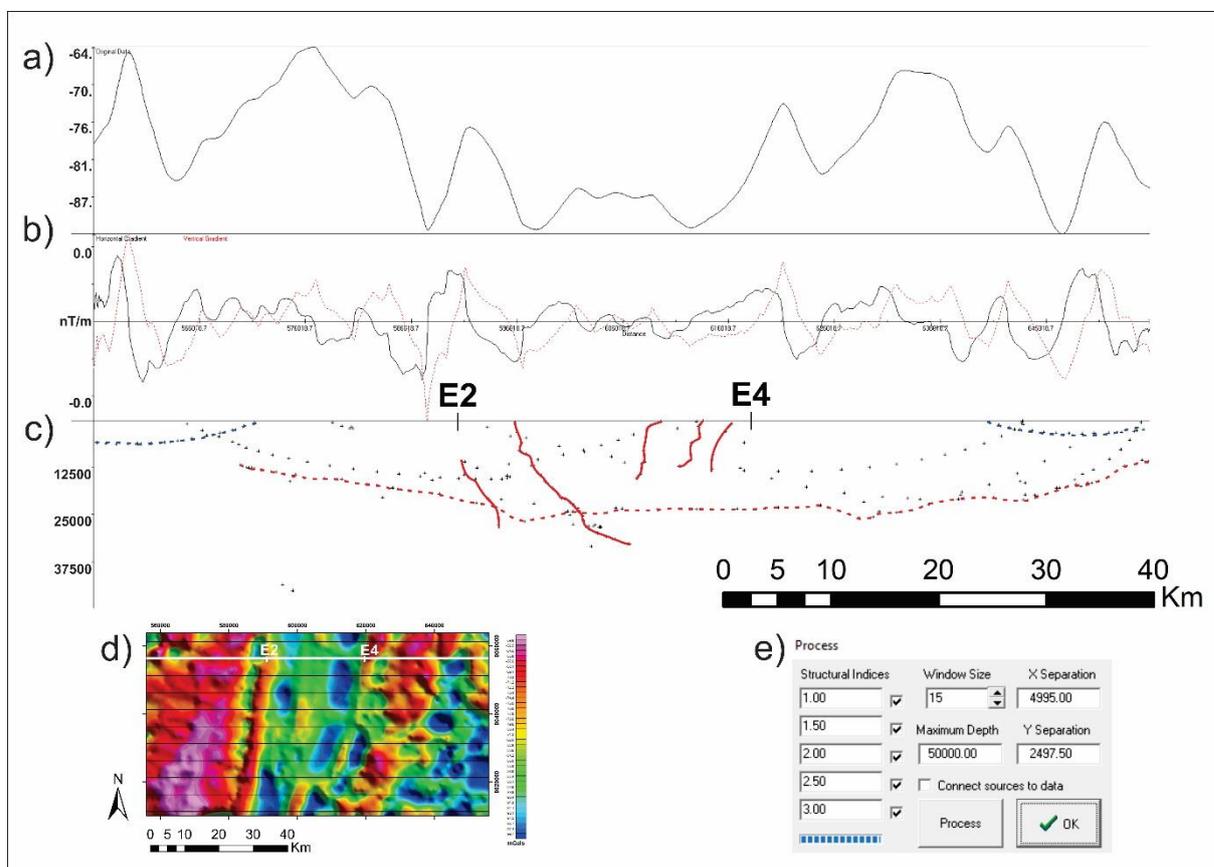


Figura 6.3 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 2, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa de Anomalia de Bouguer; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa de Anomalia de Bouguer; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. E2 e E4 são limites estruturais descritos no texto.

No Perfil 7 (Figura 6.4), locado na região central da área de estudo, os valores chegam a superar 25000 metros delineados por uma linha trastejada vermelha, indicam a resposta de interação manto-crosta. Vale ressaltar que a disposição da resposta manto-crosta possui caimento para oeste e caracteriza uma resposta de compensação isostática flexural do manto. Onde há um redirecionamento do manto para zonas de menor resistência litostática. Além disso a resposta, nesta dada profundidade, também é condizente ao fato dos crátons possuírem grandes espessuras.

Próximo ao limite leste do perfil nota-se uma falha de alto ângulo (vermelho), praticamente vertical, junto a uma estrutura em calha (verde) característica de limites estruturais de bacias. A falha de alto ângulo, que atinge a profundidade de 20000 metros, pode ser indicador

de altos e baixos estruturais que limitam esta bacia que comporta as unidades do Supergrupo Espinhaço da Serra do Cabral.

As áreas delimitadas pelos retângulos azuis, exatamente nos limites E2 e E4, apresentam respostas de anomalias muito próximas a superfície, alcançando, de modo geral, algumas centenas de metros. Essas anomalias representam altos estruturais, provavelmente relativos ao embasamento, que juntos as falhas (delineadas em vermelho) que ocorrem nestas mesmas delimitações impõem barreiras físicas à Sinclinal Buenópolis.

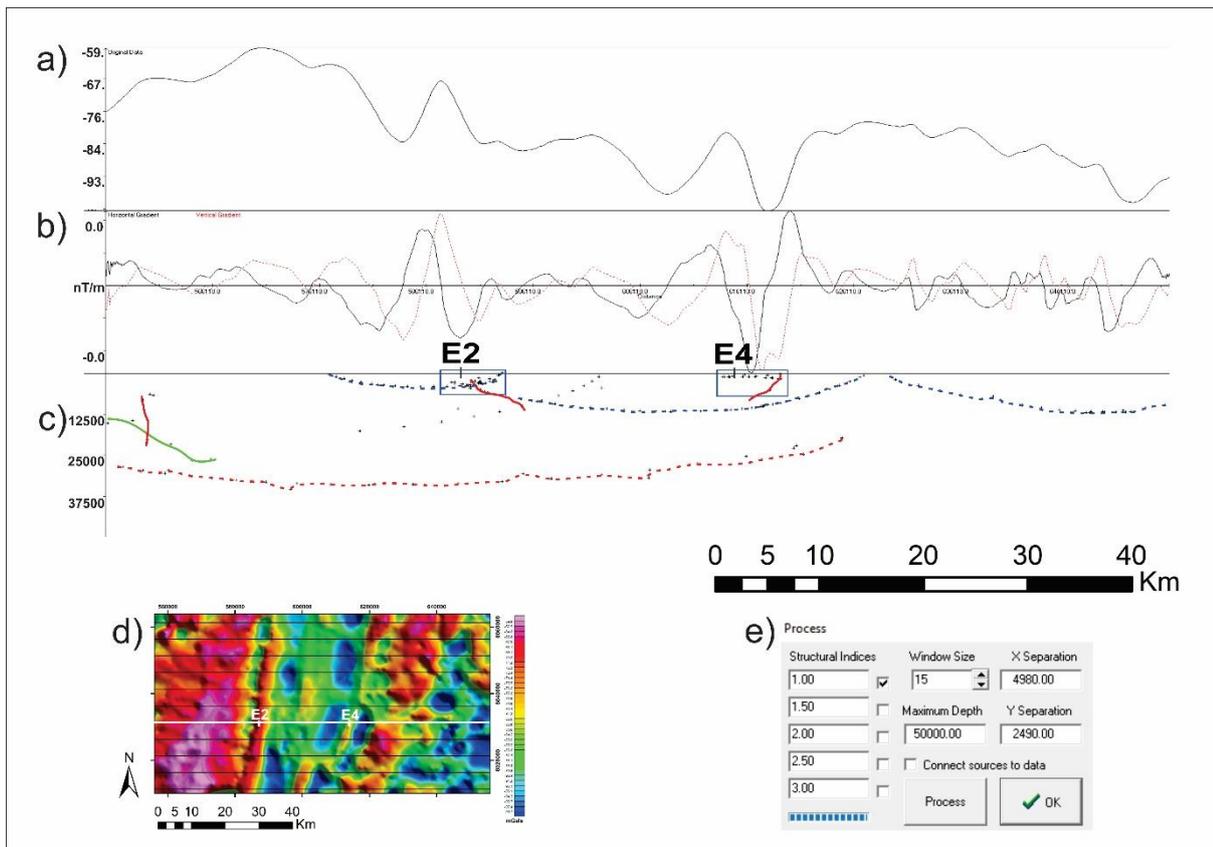


Figura 6.4 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 7, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa de Anomalia de Bouguer; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa de Anomalia de Bouguer; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. E2 e E4 são limites estruturais descritos no texto.

A linhas trastejadas azuis são respostas gravimétricas do embasamento. Especificamente na região do domínio central essa resposta é coerente em relação as falhas de vergência oposta, que atingem profundidades superiores a 10000 metros, situadas nos limites E2 e E4. No domínio central a resposta do embasamento, a cerca de 12000 metros, indica a profundidade limite, nesta latitude, da bacia formada neste domínio. A resposta do embasamento a oeste de E2, atingindo

valores máximos de 3000 metros, é coerente com as estruturas destacadas pelo retângulo azul no limite E2.

No Perfil 11 (Figura 6.5) a linha trastejada vermelha indica a zona de interação crostamento a profundidades que atingem até 38000 metros. No domínio leste onde se encontra o embasamento, delimitado pelas linhas trastejadas azuis, a profundidade das anomalias atinge cerca de 5000 metros. Destaca-se no domínio leste uma falha de alto ângulo (delineada em vermelho), atingindo cerca de 4000 metros de profundidade. A linha trastejada delineada no domínio central volta a salientar um possível limite entre embasamento e as unidades do Grupo Bambuí depositadas no domínio central.

O domínio central volta a apresentar sistemas de falhas de alto ângulo (delineadas em vermelho) que atingem profundidades de 25000 metros ou mais, este conjunto de estruturas característico deste domínio tem seus limites assinalados por E2 e E4. A grande falha de alto ângulo que limita o a Sinclinal Buenópolis a oeste (E2) atinge profundidade superior a 37000 metros, a leste (E4) o limite da sinclinal dá-se por um par de falhas conjugadas de alto ângulo, estas falhas atingem cerca de 20000 metros.

A linha verde neste perfil denota indícios de uma estrutura em calha, essa estrutura é possivelmente uma resposta ao desnível relativo ao aulacógeno Pirapora. Devido a profundidade de 12000 metros essa estrutura tem sua resposta no embasamento, evidenciado que o mesmo tem influência direta no controle estrutural do domínio central. Além disso é possível notar que ao atingirem o limite imposto pela estrutura, evidenciada em verde, as falhas passam a ter um novo comportamento reológico, o que indica um possível deslocamento nessa superfície.

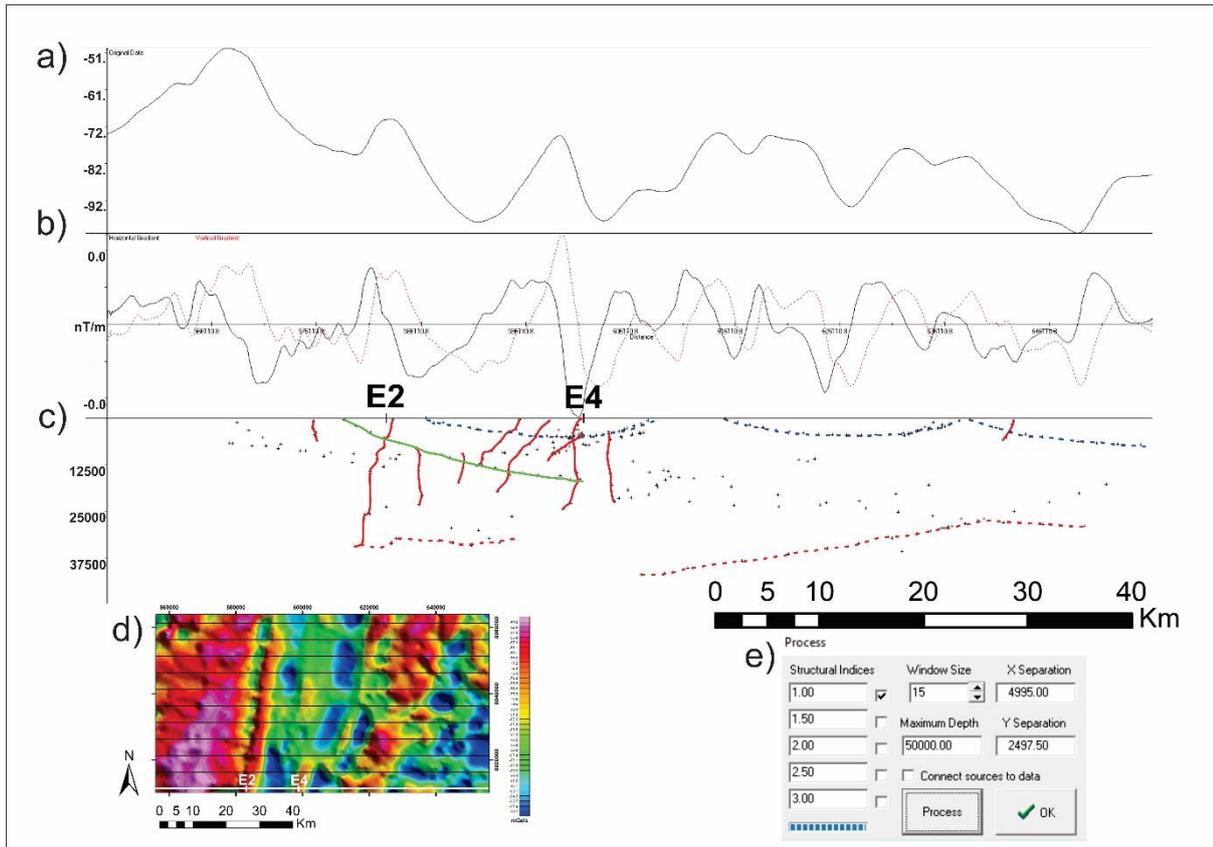


Figura 6.5 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 11, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa de Anomalia de Bouguer; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa de Anomalia de Bouguer; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. E2 e E4 são limites estruturais descritos no texto.

6.2.2. Perfis Magnetométricos

Para explicitar a análise magnetométrica em profundidade, foram selecionados os perfis: 2, 4, 7, 9, 14, 18. Estes perfis foram selecionados por interceptarem anomalias de alta susceptibilidade magnética, favorecendo a interpretação estrutural da área de estudo. Para fins interpretativos as principais estruturas apresentadas nos perfis foram delineadas, da seguinte maneira: as linhas contínuas amarelas indicam intrusões, as linhas contínuas vermelhas indicam falhas e as linhas contínuas azuis indicam estruturas dobradas.

O Perfil 2 (Figura 6.6) apresenta uma série de falhas verticais (delineadas em vermelho) no domínio oeste, sendo que duas alcançam a profundidade de 4000 metros e a maior alcança quase 7000 metros. Comparadas as respostas obtidas nos perfis gravimétricos, pode-se postular que estas falhas são componentes de altos e baixos estruturais, atuando como barreiras físicas/estruturais para as unidades do Supergrupo Espinhaço depositadas no local.

No limite oeste (E2) do domínio central nota-se um sistema de falhas conjugadas com vergência para leste que implica em uma barreira física/estrutural para a Sinclinal Buenópolis. Essas falhas condicionam uma estrutura dobrada que junto as outras estruturas delineadas em azul e contidas nos limites estabelecidos entre E2 e E4, compõem um conjunto de dobras que estão associadas a Sinclinal Buenópolis. No limite leste (E4) do domínio central verifica-se uma falha de alto ângulo com vergência para oeste, ou seja, vergência oposta as falhas presentes no limite E2. Esta falha de vergência oposta impõe o limite físico leste para a Sinclinal Buenópolis, caracterizando os limites de uma bacia em forma de calha.

Em E5, ponto de maior valor de susceptibilidade magnética interceptado por este perfil, encontra-se a zona de charneira da Sinclinal Buenópolis. Duas anomalias distintas apresentam resposta neste ponto, a primeira uma falha de alto angulo com profundidade de 1000 metros e a segunda uma intrusão com resposta um pouco mais rasa. Esse panorama indica que há um sistema de falhas, com direção preferencial N-S, vigente na zona de charneira da sinclinal e há intrusões estabelecidas nestas deformações. Basicamente estas falhas na zona de charneira geraram um setor de alívio mecânico que propiciou a passagem de fluidos intrusivos.

O domínio leste apresenta uma serie de estruturas dobradas (delineadas em azul), assim como no domínio central estas estruturas são maiores e mais profundas na porção oeste do domínio. A disposição destas dobras ratifica a vergência do regime tectônico comprecional Brasileiro, de leste para oeste, responsável pela formação das grandes estruturas da área.

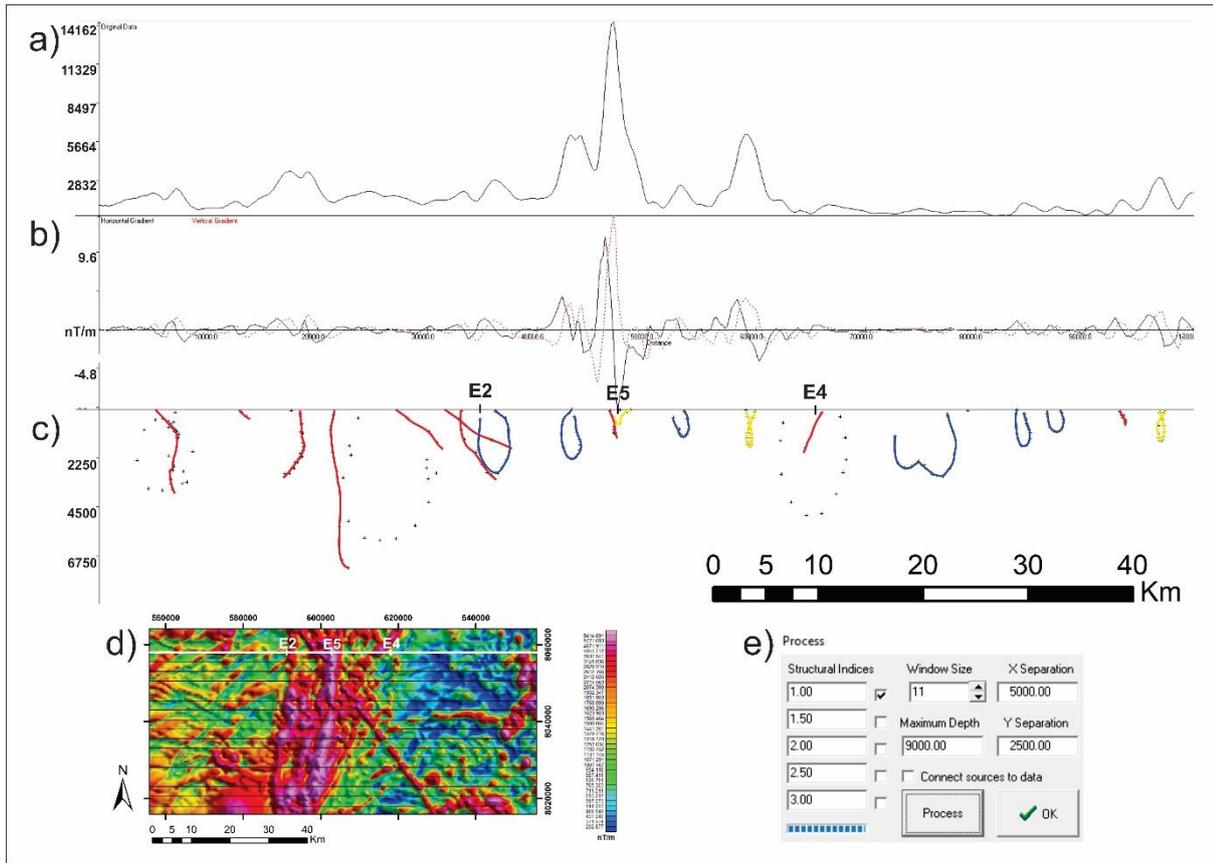


Figura 6.6 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 2, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. E2, E4 e E5 são limites estruturais descritos no texto.

O Perfil 4 (Figura 6.7) apresenta novamente no domínio oeste falhas de alto ângulo delineadas em vermelho. Neste perfil verifica-se sistemas de falhas formando pares conjugados de vergências opostas; além da presença das falhas verticais, sendo que a maior destas atinge a profundidade de 6000 metros. As falhas em pares conjugados reforçam a interpretação de uma bacia formada por altos e baixos estruturais, sendo que as falhas verticais atuam como barreiras físicas desta bacia.

Logo após a falha de maior profundidade do perfil, nota-se uma falha de alto ângulo com vergência para oeste associada a uma estrutura dobrada. Subsequentemente o perfil apresenta uma falha vertical, com profundidade aproximada de 1000 metros, inserida em um segmento onde há aparente estabilidade estrutural. O fim deste segmento estável onde não há presença recorrente de estruturas deformacionais dá-se no limite oeste (E2) do domínio central.

Tanto o limite oeste (E2) quanto leste (E4) do domínio central, portanto da Sinclinal Buenópolis, apresentam falhas conjugadas de alto ângulo a sub-verticais, ambas delineadas em vermelho, que atuam como barreiras físicas para a sinclinal. Estas barreiras chegam a profundidade de 2000 metros e possuem dobras associadas as mesmas, essas dobras possuem profundidade próximas as falhas. A zona de charneira (E5) apresenta claramente a resposta de um corpo intrusivo, entretanto devido o encurtamento lateral desta estrutura pode-se afirmar que haja uma falha associada, a anomalia atinge pouco mais de 1000 metros de profundidade.

Devido a ser uma região de baixos valores magnetométricos o domínio leste apresenta pouca resposta estrutural no perfil. Neste domínio são verificadas duas estruturas dobradas com profundidade pouco superior a 1000 metros, uma falha sub-vertical com profundidade aproximada de 500 metros e uma intrusão com resposta muito característica no extremo leste do perfil, atingindo a profundidade de 1000 metros.

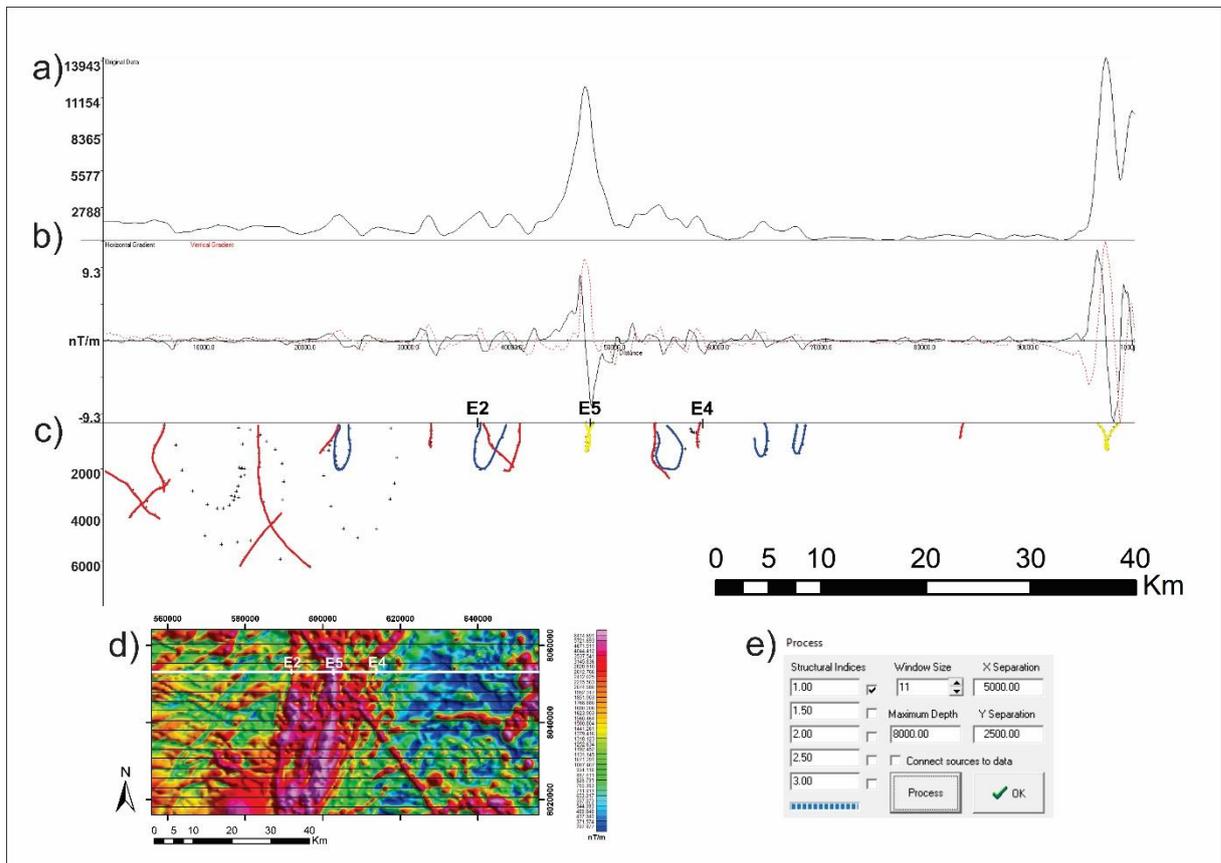


Figura 6.7 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 4, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. E2, E4 e E5 são limites estruturais descritos no texto.

O Perfil 7 (Figura 6.8) apresenta claramente um contexto estrutural definido por *horst* e *grabens* no domínio oeste, validando a interpretação dos perfis anteriores para este domínio. As estruturas formadas estão estabelecidas por pares conjugados de falhas, estes pares configuram-se, preferencialmente, por falhas de alto ângulo com vergência para leste combinado a falhas verticais/subverticais. A disposição destas falhas, atingindo profundidades próximas a 3000 metros nos baixos estruturais e próximas a 1000 metros nos altos estruturais, configuram os *horst* e *grabens* que compõem uma bacia em formato de *rift*. Comparado aos dados de gravimetria do Perfil 7 (gravimétrico), estas estruturas possuem resposta compatível a calha observada no mesmo, delimitada em verde no perfil gravimétrico.

O limite leste da bacia, definida no domínio oeste, é determinado por uma falha vertical (L1) que atua como uma barreira física e atinge mais de 3500 metros de profundidade, essa falha possui respostas mais profundas nos perfis anteriores. O segmento entre L1 e E2 apresenta uma região de estabilidade estrutural, provavelmente uma plataforma estável a quebra tectônica que está associada ao embasamento mais próximo a superfície, estabelecendo uma borda do sistema de *horst* e *grabens*.

O domínio central estabelecido apresenta falhas de alto ângulo, praticamente verticais. Nota-se falhas com vergências opostas nos limites E2 e E4, que estabelecem a barreira física para a Sinclinal Buenópolis, respectivamente, a oeste e leste. Dobras fechadas (representadas em azul) estão inseridas entre as falhas sub-verticais (representadas em vermelho), o que indica um controle do embasamento em relação as estruturas formadas. Na zona de charneira (E5) vê-se novamente a situação em que o corpo intrusivo está aproveitando uma zona de falha para se estabelecer. As estruturas do domínio central atingem cerca de 1000 metros de profundidade, com pouca variação métrica.

No domínio leste a única estrutura verificada é uma falha de empurrão com vergência para leste e que atinge a profundidade máxima de 400 metros.

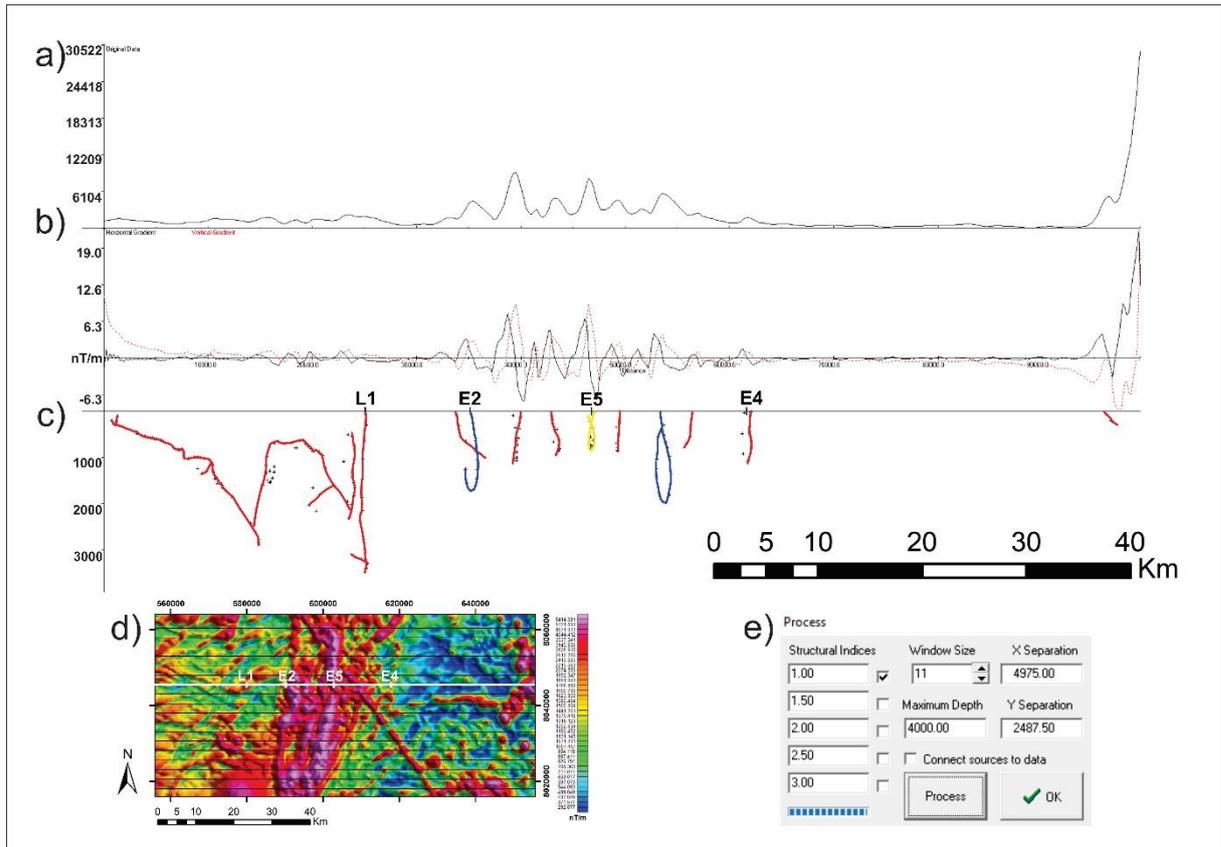


Figura 6.8 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 7, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. L1, E2, E4 e E5 são limites estruturais descritos no texto.

Na porção oeste do Perfil 9 (Figura 6.9), voltamos a visualizar feições similares as vistas no mesmo setor do Perfil 7, ou seja, falhas de alto ângulo com vergência para leste associadas a falhas verticais/sub-verticais. A estrutura L1 passa a ter um novo comportamento neste perfil, apresentando-se como uma falha de alto ângulo com vergência para leste, atingindo a profundidade de 2000 metros. Esta falha possui uma dobra associada (delineada em azul), o que pode indicar a presença de um baixo estrutural neste local, implicando que o limite físico deste sistema de *horst* e *grabens* esteja mais a leste do domínio oeste. O segmento entre L1 e E2 novamente demarca uma zona de relativa estabilidade estrutural.

Em ambos os limites da Sinclinal Buenópolis, E2 e E4, verifica-se pares conjugados de falhas de alto ângulo, com profundidades que não superam 1000 metros. Estes pares de falhas com vergências opostas não só delimitam fisicamente a estrutura da sinclinal, como geram

pequenas calhas que podem acoplar unidades litológicas. Em E5 verificamos novamente um corpo intrusivo aproveitando uma zona de falha para se alojar.

O domínio leste passa a ter uma melhor resposta, se comparado aos perfis anteriores, devido a corpos intrusivos que foram interceptados por este perfil. Verifica-se três estruturas dobradas (delineadas na cor azul) com vergência para leste, as duas estruturas menores estão associadas a sistemas de falhas de alto ângulo. A estrutura dobrada de maior porte atinge 6000 metros de profundidade. Mais a leste do perfil verifica-se uma falha de empurrão com profundidade de 200 metros. Em seguida, no extremo leste do perfil, ocorrem dois corpos intrusivos que estão dobrados e foram indicados pela cor amarela.

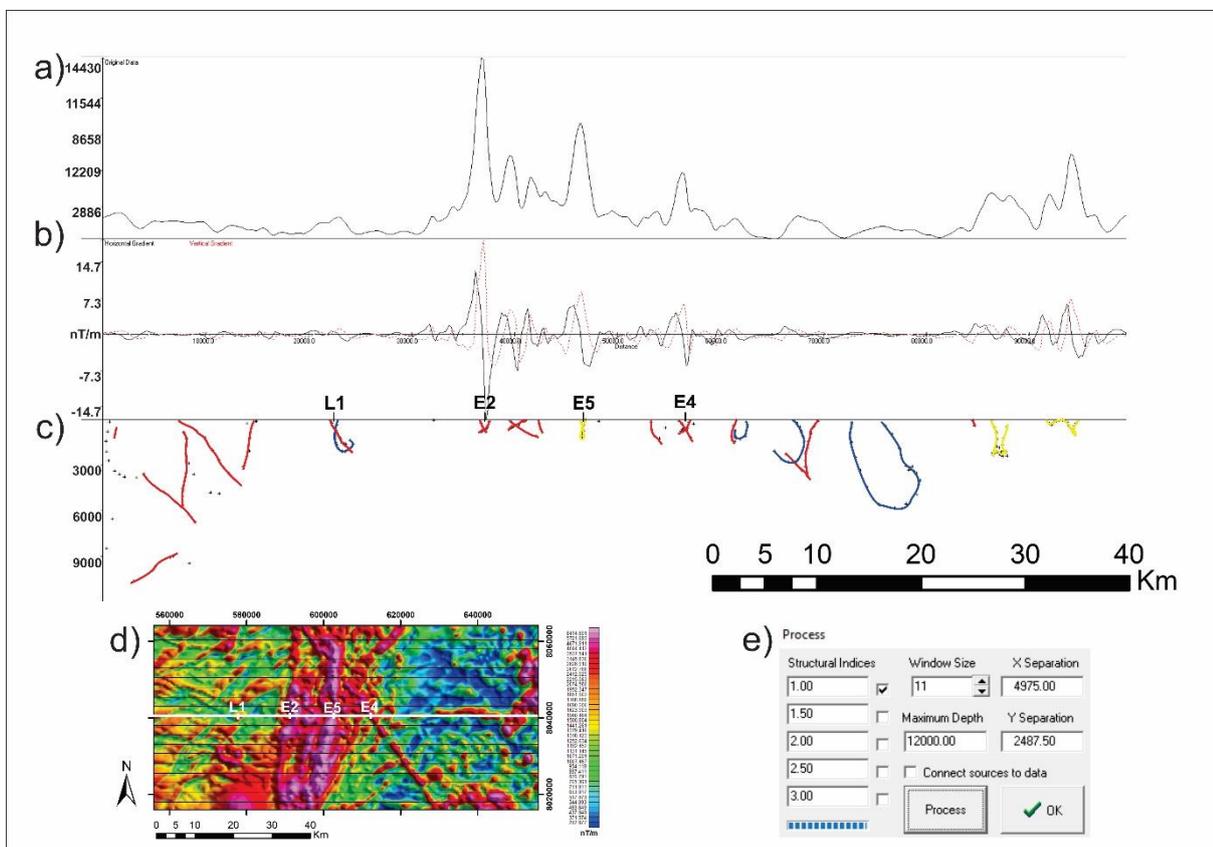


Figura 6.9 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 9, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; d) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. L1, E2, E4 e E5 são limites estruturais descritos no texto.

No Perfil 14 (Figura 6.10) o domínio oeste apresenta apenas duas anomalias, uma caracteriza uma falha sub-vertical (delineada na cor vermelha) com vergência para oeste a outra

implica em uma estrutura que pode ser interpretada como uma dobra (delineada na cor azul). Ambos os corpos atingem profundidades superiores a 2000 metros.

O segmento de L1 a E2 que nos perfis anteriores possuía uma resposta estrutural estável passa a apresentar falhas de alto ângulo com vergências opostas, em profundidades que vão de 1000 a 3000 metros, relativas a deformação do embasamento. A linha verde traçada no perfil apresenta um plano houve um descolamento sub-horizontal das rochas, atuando como um sistema de falha lítrica, possivelmente este plano está vinculado ao fato do embasamento estar mais próximo a superfície neste segmento.

O limite E2 da Sinclinal Buenópolis apresenta, novamente, pares conjugados de falhas de alto ângulo, a falha mais profunda atinge profundidade superior a 4000 metros. No limite E4 verifica-se uma falha vertical de aproximadamente 1000 metros de profundidade. Estas estruturas continuam apresentando-se como barreiras físicas para a Sinclinal Buenópolis. Em E5 a zona de charneira passa a ter uma resposta peculiar em relação aos perfis anteriores, há um sistema de falhas de alto ângulo formando pares conjugados que definem um baixo estrutural. O ângulo entre estas falhas é pequeno e a profundidade das mesmas é cerca de 2100 metros, este baixo estrutural assimila-se muito as estruturas formadas ao longo dos limites E2 e E4. Comparando aos demais perfis este apresenta um encurtamento lateral da bacia que abarca a Sinclinal Buenópolis, conseqüentemente um encurtamento da própria sinclinal.

No domínio leste há ocorrência de diversas intrusões em profundidades aproximadas de 1200 metros, o corpo intrusivo que se encontra no extremo leste do perfil está claramente associado a uma falha sub-vertical. Além disso este domínio apresenta duas estruturas dobradas, a menor com profundidade de 2000 metros e a maior chegando a 3800 metros. A estrutura D1 representa o dique que secciona toda a área de estudo no eixo NW-SE.

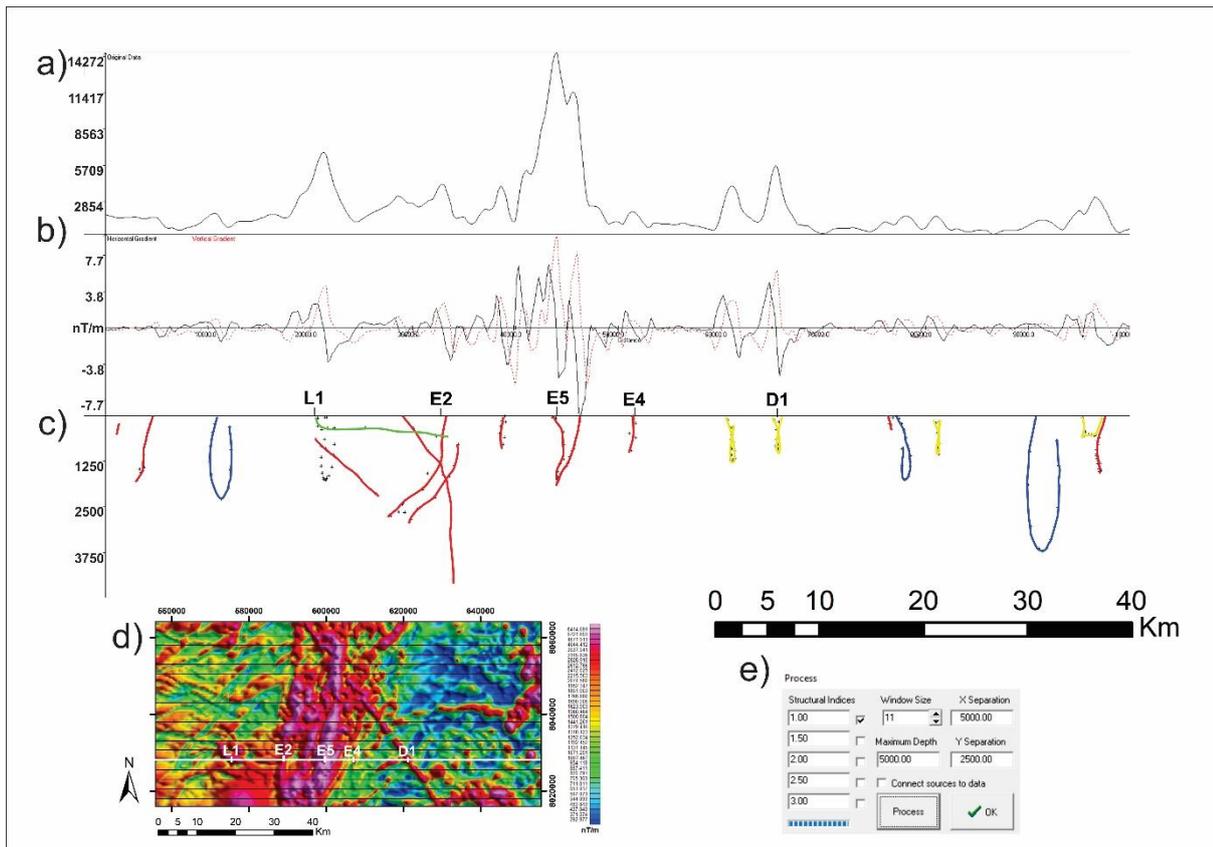


Figura 6.10 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 14, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. L1, E2, E4, E5 e D1 são limites e estruturas descritas no texto.

O Perfil 18 (Figura 6.11) intercepta um grande corpo intrusivo no domínio oeste, este corpo representa um batólito (delineado na cor amarela) e está vinculado a falhas verticais (delineado na cor vermelha) que alcançam profundidades superiores a 8000 metros. No limite E2 nota-se a resposta de um corpo intrusivo que aproveitou o sistema de falhas neste local e provavelmente está relacionado a intrusão que gerou o batólito a oeste.

Em E5 notamos a estrutura já descrita de um corpo intrusivo estabelecido na zona de charneira falhada. No limite leste (E4) do domínio central consta uma falha de alto ângulo com vergência para oeste e que atinge profundidade de 2600 metros, esta atua como barreira física para a Sinclinal Buenópolis. Neste perfil nota-se um encurtamento lateral, maior que o visto no Perfil 14, da bacia que abarca a Sinclinal Buenópolis.

No domínio leste há várias estruturas dobradas (delineadas na cor azul), comparado aos demais perfis estas dobras apresentam-se mais abertas e menos profundas. Além disso a visada

em mapa informa que estas estruturas estão inseridas em uma zona de cisalhamento, onde também ocorrem de diversas intrusões (delineadas na cor amarela) que se encontram dobradas. A estrutura D1 representa o dique que secciona toda a área de estudo no eixo NW-SE.

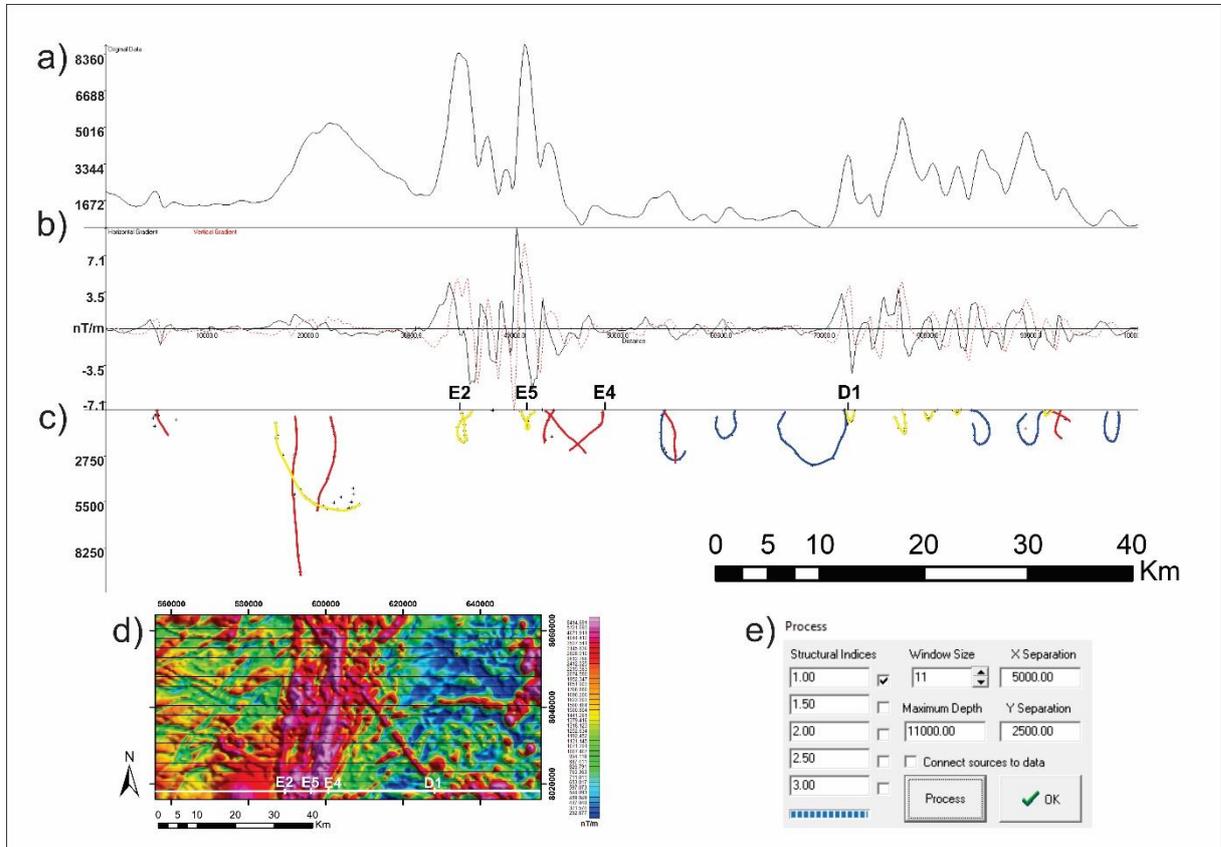


Figura 6.11 - Deconvolução de Euler relativa ao Perfil 18, no qual: a) são os dados gerados pelo mapa ASA; b) demonstra os gradientes verticais (vermelho) e horizontais (preto); c) a estimativa de profundidade do corpo que gerou a anomalia; d) localização do perfil (evidenciado em branco), apresentado sobre o mapa ASA; e) janela com a indicação dos dados de processamento do perfil. L1, E2, E4, E5 e D1 são limites e estruturas descritas no texto.

6.3. VISUALIZAÇÃO 3D

Realizou-se a deconvolução em todos os 18 perfis magnetométricos, posteriormente foi executada a interpolação dos dados, no *software* ArcScene 9.3, pelo método de *krigagem*. Esta metodologia é responsável por gerar um modelo 3D da área, representando em profundidade as anomalias visualizadas no plano bidimensional. Desta maneira, obtém-se a topografia média em profundidade das fontes de anomalia magnética, como observado na Figura 6.12.

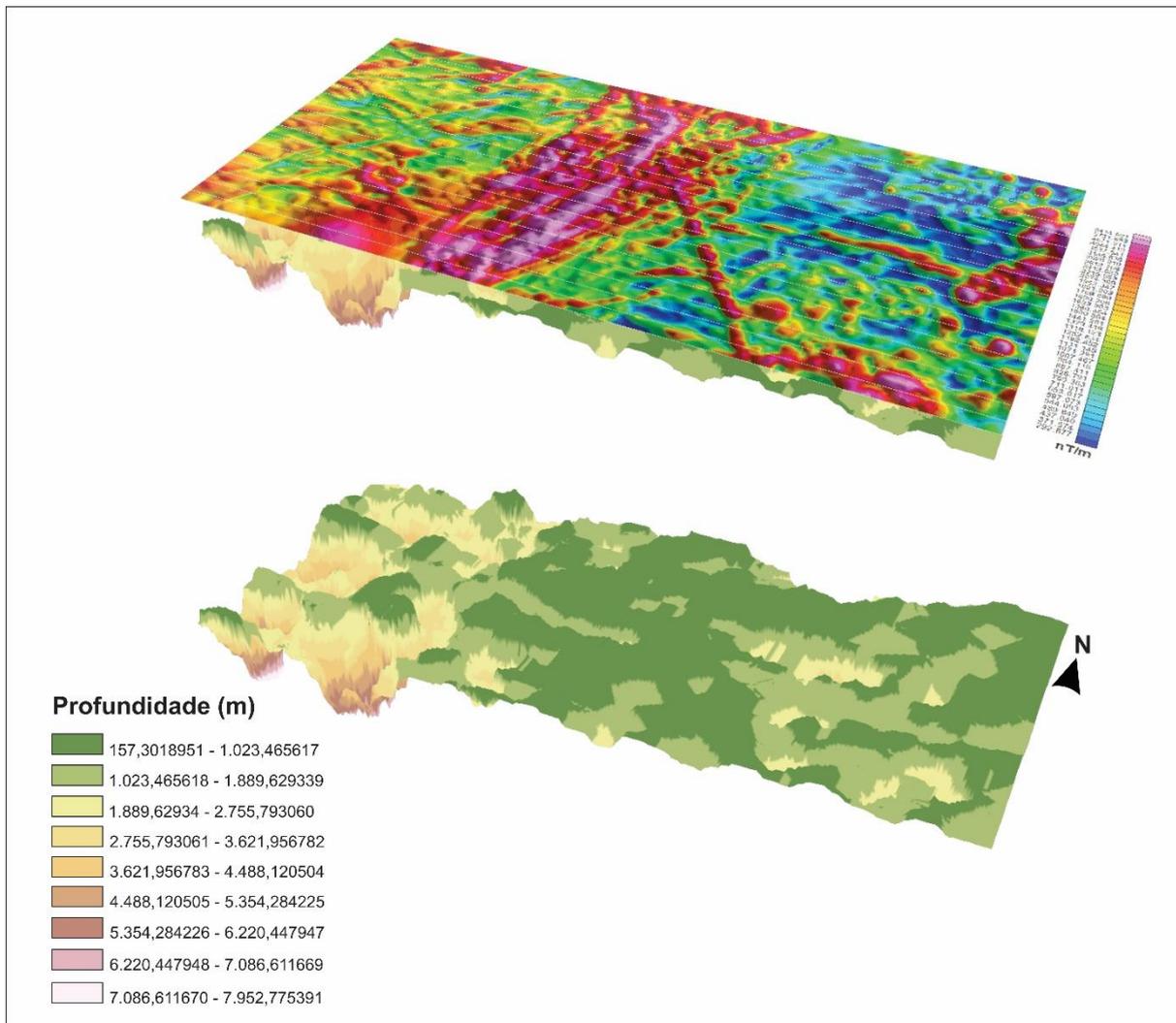


Figura 6.12 - Modelo 3D da área gerado pelo método de *krigagem*.

A partir da análise do modelo tridimensional, observa-se a distribuição das anomalias em três regiões distintas. A região central (domínio central) distingue-se por anomalias de alta susceptibilidade magnética e com respostas em profundidades mais baixas, atingindo valores máximos abaixo de 2000 metros. A região leste (domínio leste), possui em sua porção norte valores mais baixos de susceptibilidade magnética, atingindo profundidades muito similares a região central; entretanto na porção sul, da mesma, há anomalias de valores mais elevados de susceptibilidade magnética, com profundidades máximas de 3600 metros. A região oeste (domínio oeste) apresenta anomalias, no geral, com susceptibilidade magnética intermediária a alta, estas indicam profundidades máximas de quase 8000 metros. A Figura 6.13 apresenta o modelo tridimensional em diversos ângulos de visão.

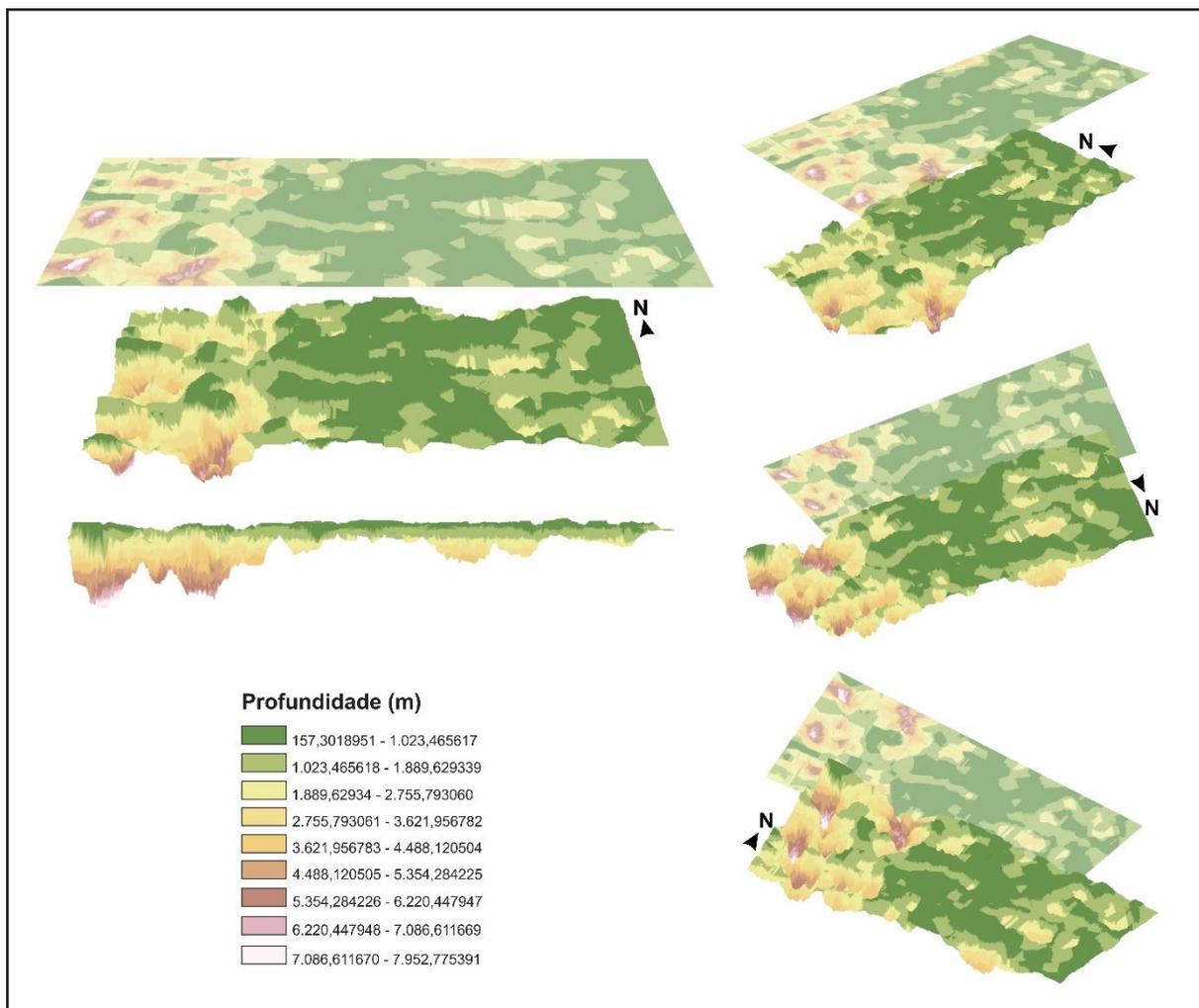


Figura 6.13 - Visualização em diferentes ângulos do modelo 3D da área gerado pelo método de krigagem.

É válido ressaltar, que a maior profundidade apresentada no modelo está relacionada ao corpo intrusivo, na porção sul do domínio oeste, entretanto há outras anomalias no mesmo domínio que alcançam profundidades muito próximas. Por fim, embasando-se na distinção do comportamento magnético ao longo da área, é possível afirmar que a dinâmica tectônica, sentido leste-oeste, exerce influência direta nos padrões de resposta magnética, vistos nos modelos deste capítulo. Por sua vez o reflexo desta dinâmica tectônica está diretamente associada a trama pretérita das estruturas da área, ou seja, as feições estruturais do embasamento que condicionaram as estruturas atuais; além disso a formação das estruturas sofrem influência da reologia das rochas supracrustais e da litosfera.

O presente capítulo visa discutir os dados apresentados nesta monografia, assim como propor novas interpretações estruturais e litológicas da área.

7.1. COMPOSIÇÃO LITOLÓGICA DA ÁREA

Se compararmos o mapeamento original da Folha Curimataí, apresentada por Noce & Fogaça (1997), com o mapa apresentado neste trabalho, notaremos que as regiões demarcadas em vermelho na Figura 7.1a, foram originalmente mapeadas como Grupo Macaúbas indiviso. No presente trabalho, a região foi apresentada contendo a Formação Córrego dos Borges e a Formação Santa Rita; isto devido a dados geológicos, obtidos no campo da disciplina Mapeamento Geológico (Ferrais *et al.*, 2016), e a interpretação geofísica da área.

Pontos de campo embelecidos ao longo do Setor 1 (Figura 7.1) apontam a ocorrência da Formação Santa Rita no local. Já os pontos de campo executados no extremo sul do Setor 2 (Figura 7.1) indicam a ocorrência tanto da Formação Santa Rita quanto da Formação Córrego dos Borges. Comparando as feições radiométricas dos setores 1 e 2 (Figura 7.1b) com as apresentadas pelas formações Santa Rita e Córrego dos Borges no limite oeste do Domínio Central, delimitadas em branco na Figura 7.1b, é notável uma resposta muito similar.

Com relação aos limites estabelecidos, nos setores, estes foram mantidos como definido no mapeamento original, até mesmo pela equivalência com os limites da radiométricos que contém estes setores. Devido ao mapeamento executado na disciplina Mapeamento Geológico, por Ferrais *et al.* (2016), sabe-se que o contato entre a Formação Santa Rita e a Formação Córrego dos Borges é difusa, com contato gradacional entre as mesmas. Próximo as coordenadas 618000/8035000, UTM WGS84, a Formação Córrego dos Borges apresenta-se como corpos de 500 a 1000 metros de comprimento, envolvidos pela Formação Santa Rita, e com forte controle estrutural.

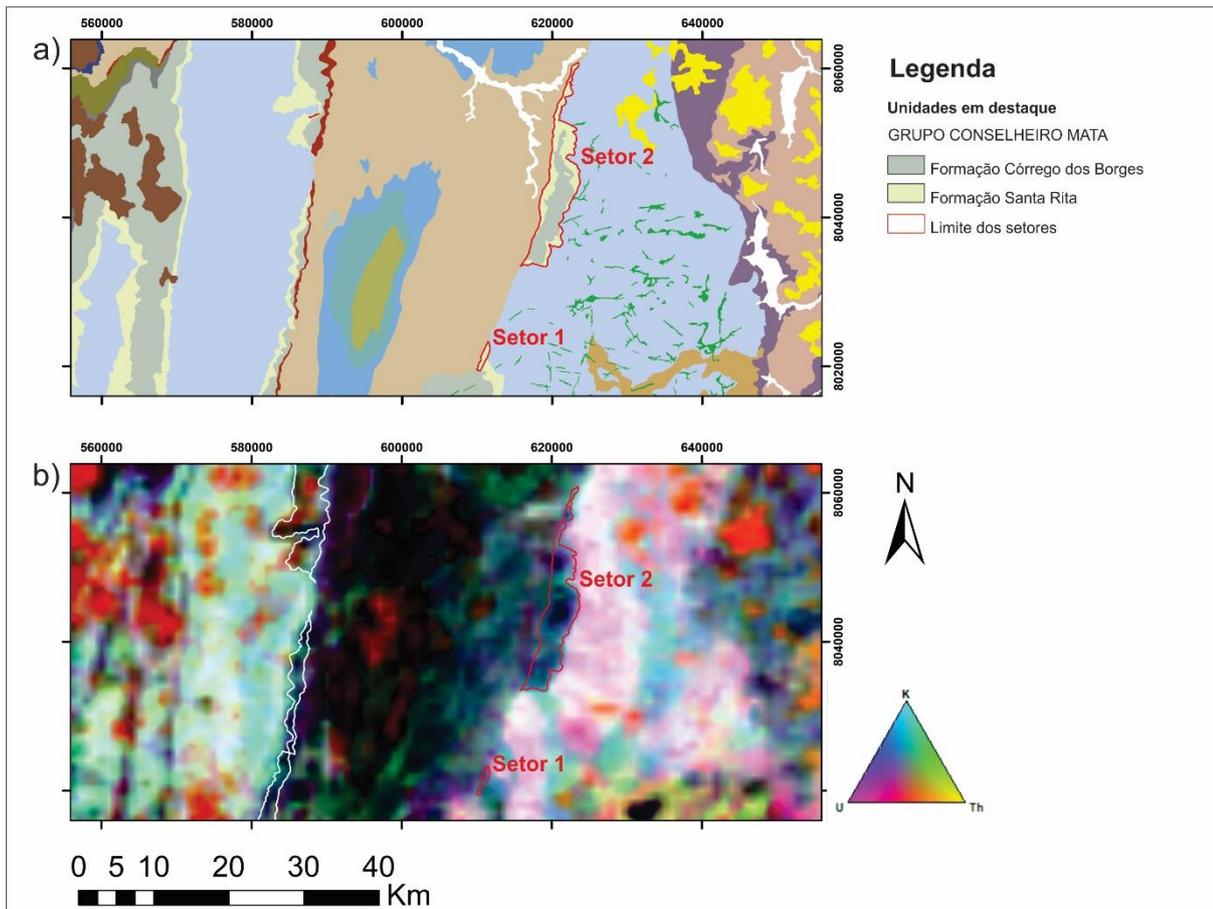


Figura 7.1 - a) Mapa litológico com as formações de destaque delimitadas em setores (vermelho); b) Imagem Ternária as formações de destaque delimitadas em setores (vermelho) e as mesmas delimitadas em branco no limite oeste do Domínio Central.

Comparando a localização das coberturas detrítico-lateríticas com as anomalias geradas pelas mesmas na Imagem Ternária, verifica-se que estas provavelmente não estão limitadas as locações estabelecidas no mapeamento geológico original, por Lopes *et al* (2011), na Folha Serra do Cabral. Na Figura 7.2 nota-se que as anomalias que as caracterizam estão presentes também mais a leste, especialmente sobre a Formação Galho do Miguel; estas coberturas foram relacionadas nos capítulos anteriores a Radiofácies 7, o que nos dá a perspectiva do tipo de anomalia gerada e suas localizações. A partir desta análise propõe-se a disposição de novas coberturas detrítico-lateríticas em mapa, apresentadas pela Figura 7.2c.

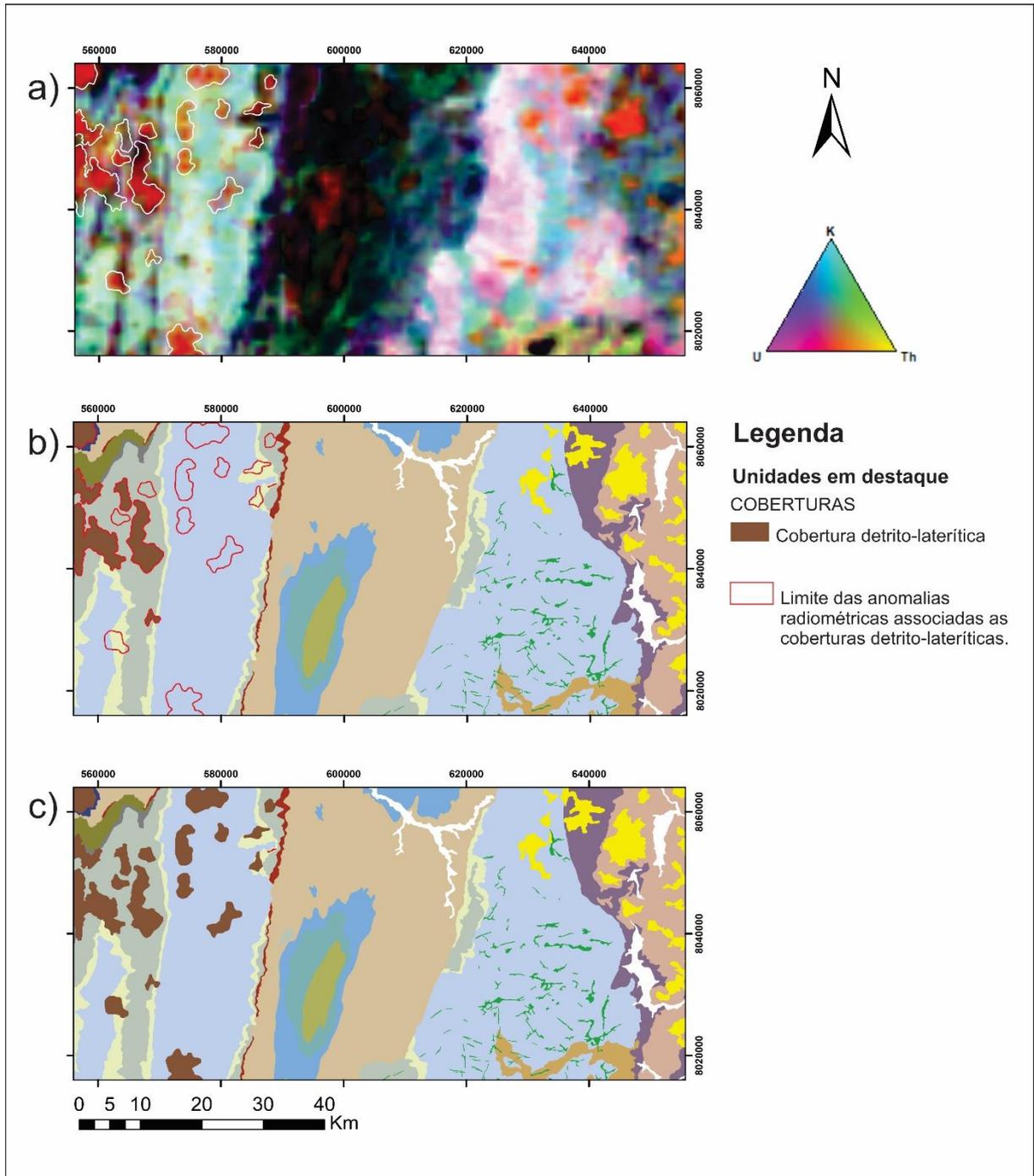


Figura 7.2 - a) Imagem Ternária com as anomalias associadas as coberturas detrito-lateríticas delimitadas em branco; b) Mapa litológico com as anomalias associadas as coberturas detrito-lateríticas delimitadas em vermelho; c) Mapa litológico reinterpretado com locação de novas coberturas detrito-lateríticas.

7.2. ESTRUTURAS E TECTÔNICA DA ÁREA

Analisando o conjunto de mapas magnetométricos e os perfis gerados a partir do mapa de Amplitude de Sinal Analítico, percebe-se a maior incidência de lineamentos representativos, especialmente nos sentidos NE e NW, no domínio oeste em comparação com o domínio leste. Entende-se que o grau de representatividade destes lineamentos dá-se por: extensão, continuidade e escala de definição nos mapas geofísicos. Os lineamentos presentes no domínio leste ocorrem de maneira caótica em termos de orientação e continuidade; grandes zonas de cisalhamento, como as demarcadas em branco na Figura 7.3, indicam um comportamento mais dúctil no mesmo. Este comportamento dúctil é visto claramente no Perfil 18 da magnetometria (Figura 6.11).

Alguns lineamentos já haviam sido mapeados originalmente como zonas de cisalhamento por Noce & Fogaça (1997). Entretanto, interpretando o mapa de Amplitude de Sinal Analítico, nota-se maior ocorrência destas estruturas, sendo que estas são vistas em mapa rotacionadas no sentido anti-horário.

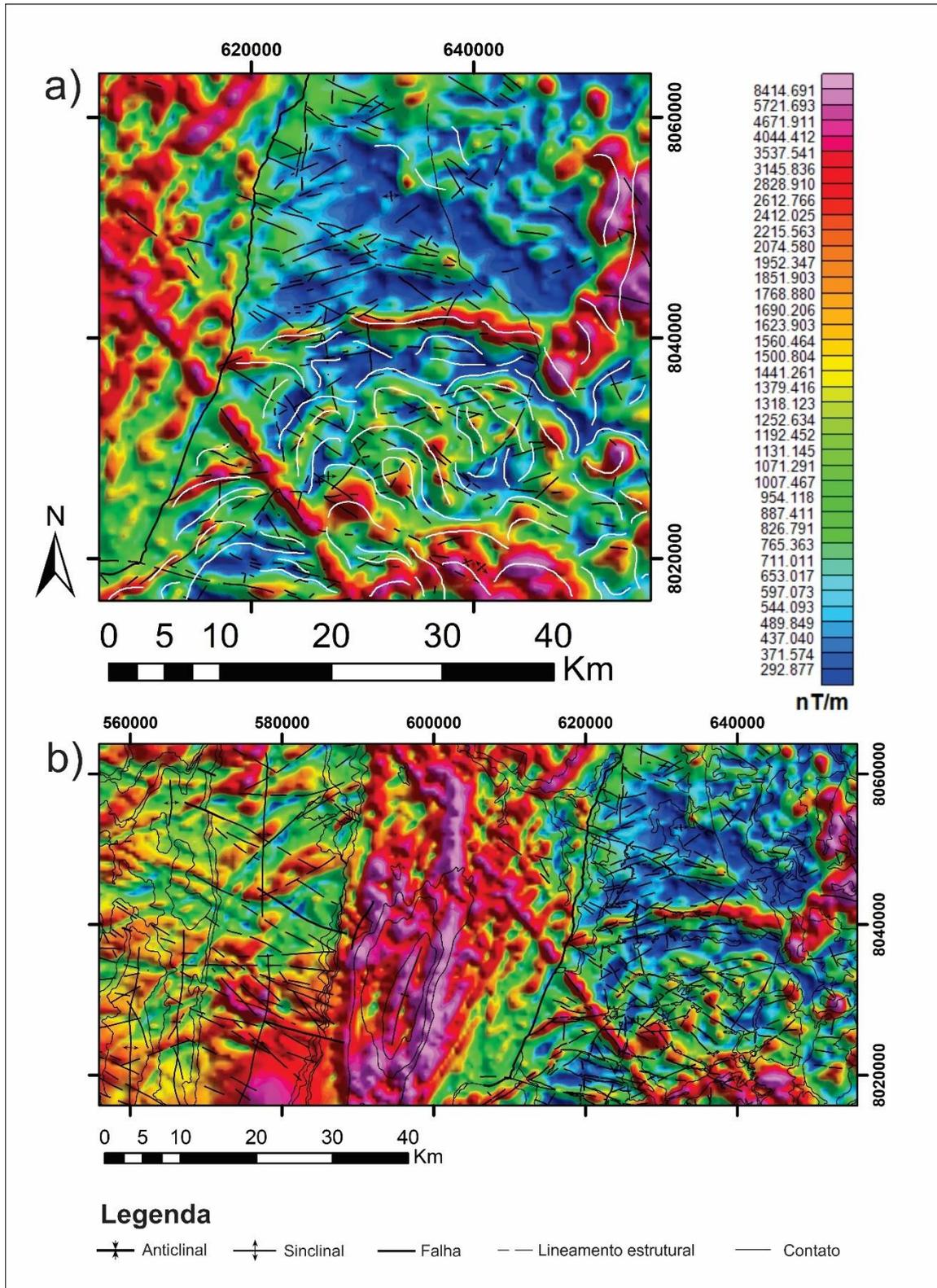


Figura 7.3 - a) Imagem aproximada do mapa de Amplitude de Sinal Analítico com zonas de cisalhamento, de deformação preferencial dúctil, delimitadas em branco; b) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com as feições estruturais originalmente mapeadas.

Compreendendo que os domínios leste e oeste caracterizam as estruturas do regime tectônico do Espinhaço, retrabalhados durante o evento Brasileiro (Souza Filho, 1995), junto a dinâmica estrutural apresentada pelos dados magnetométricos; afere-se que há uma diferença na reposta tectônica em ambos os domínios.

A partir dos estudos anteriormente realizados nessa área, em especial o de Souza-Filho (1995), postula-se que haja influência direta do embasamento nas grandes estruturas formadas na área. O embasamento mais profundo no domínio leste propicia um regime estrutural mais dúctil, ao passo que o embasamento mais raso, no domínio oeste, acarretaria em um regime estrutural preferencialmente rúptil, ou seja, há uma influência relativa a profundidade do embasamento no regime tectônico dos domínios leste e oeste.

No contexto tectônico da área, o domínio central ou macrodomínio São Francisco, atua como um divisor do regime tectônico estabelecido para os demais domínios. A partir da análise dos perfis magnetométricos, duas estruturas se destacam limitando domínio central a oeste e a leste; sendo estas, respectivamente, as estruturas E2 e E4, representadas em branco nas figuras 7.4a e 7.4b, e em preto na Figura 7.4c. Ambas as estruturas possuem média de profundidade das suas anomalias magnetométricas entre 2000 e 3000 metros e características relacionadas a falhas de alto ângulo, como já visto na deconvolução 2D. Com base nas figuras 7.4b e 7.4c, verificamos, respectivamente, que o domínio central representa uma região de baixo gravimétrico e condiciona a estratigrafia do Grupo Bambuí, assim como a Sinclinal Buenópolis. Também é enfatizado pelos mapas da Figura 7.4 um afunilamento, no sentido de norte para sul, do domínio central e, portanto, um estreitamento da sinclinal contida no mesmo.

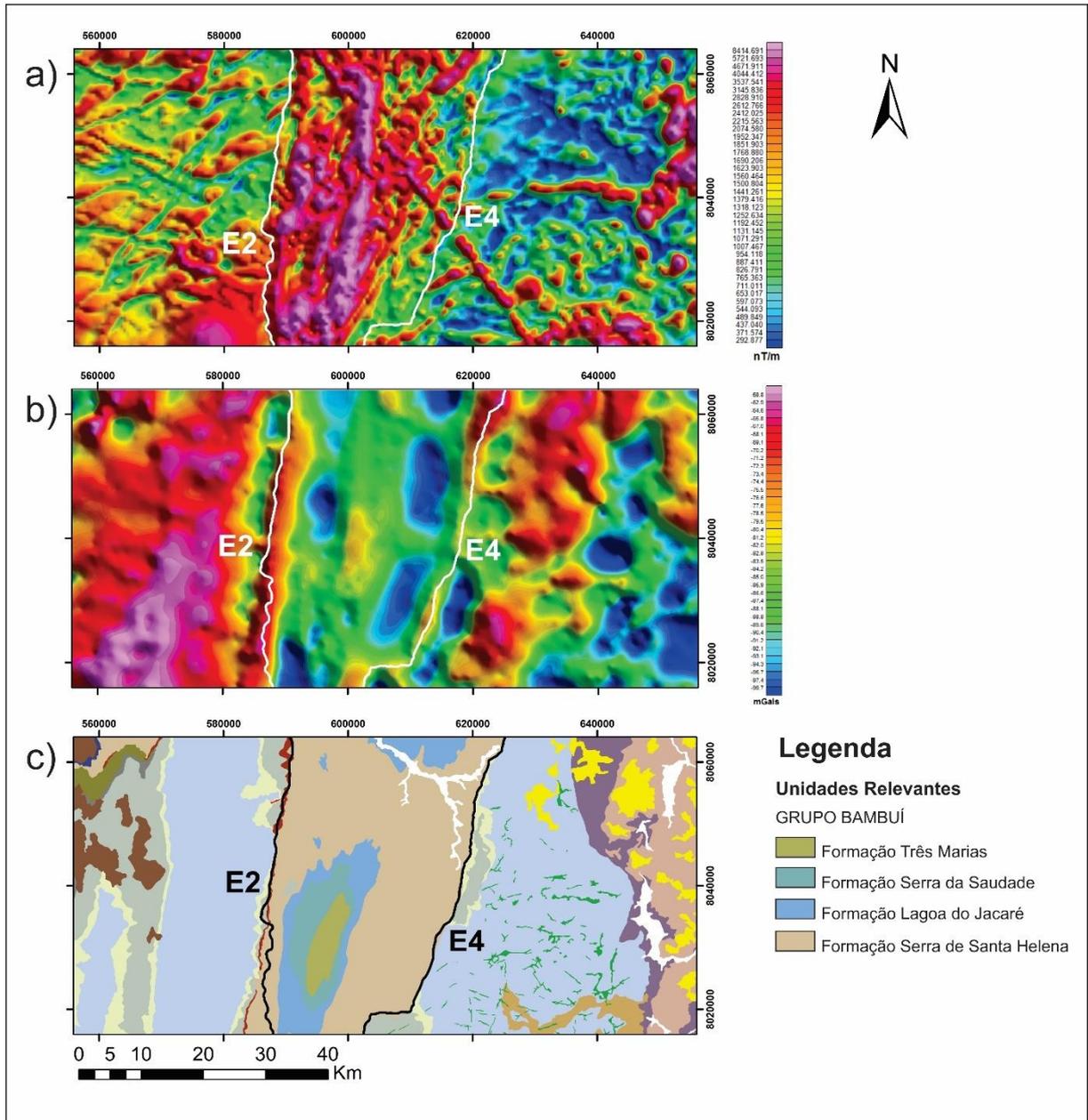


Figura 7.4 - a) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com as estruturas E2 e E4 representadas em branco; b) Mapa de Anomalia de Bouguer com as estruturas E2 e E4 representadas em branco; c) Mapa litológico com as estruturas E2 e E4 representadas em preto.

A Figura 7.5 apresentam os limites impostos pelas estruturas E2 e E4 na deconvolução 3D, proveniente dos perfis da deconvolução 2D magnetométrica. A deconvolução magnetométrica demonstra uma série de estruturas dobradas na região da Sinclinal Buenópolis, onde a de menor profundidade ocorre junto ao maior valor de susceptibilidade magnética. Além disso a profundidade das anomalias relativas as dobras menores associadas a Sinclinal Buenópolis, aumentam gradativamente em direção a leste, ou seja, até o limite da estrutura E2.

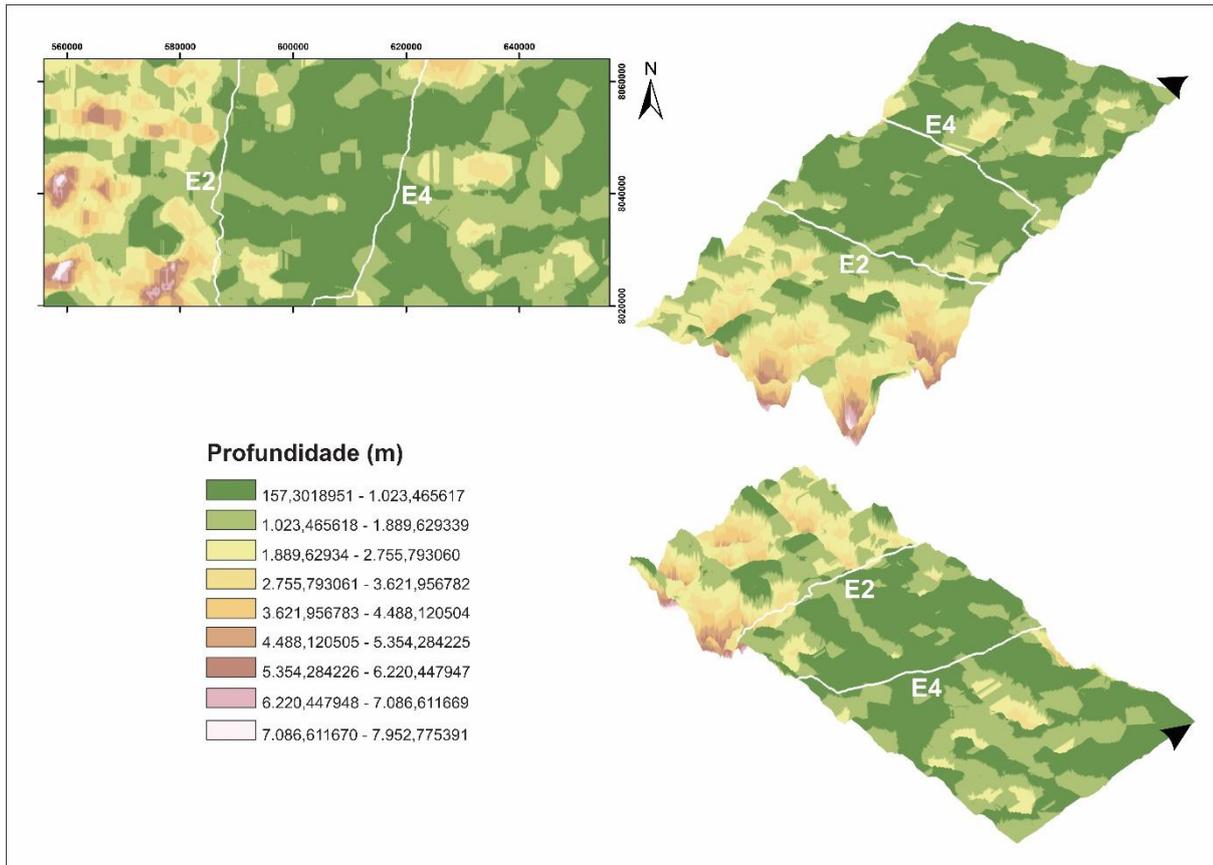


Figura 7.5 - Visualização do modelo 3D da área com as estruturas E2 e E4 representadas em branco.

Os altos valores de susceptibilidade magnética associados ao domínio central, portanto a Sinclinal Buenópolis, estão relacionados a alta concentração de magnetita devido a intensidade da deformação da área, isto implica que quanto maior o índice deformacional, maior o valor de susceptibilidade magnética. A área entre E5 e E2 apresenta anomalias magnéticas com valores mais elevados que a área entre E5 e E4, indicando intensidades de deformação distintas (Figura 7.6).

Junto a informação gravimétrica e ao condicionamento estratigráfico imposto pelo domínio central, é possível deduzir que as estruturas E2 e E4 compõem dois sistemas de falhas, que limitam uma bacia em forma de calha, formada na região de baixo gravimétrico, onde as unidades do Grupo Bambuí se alojam e foram comprimidas. Os altos valores de susceptibilidade magnética próximos ao limite E2, que atua como uma barreira física para a Sinclinal Buenópolis, em comparação com os baixos valores em E4, reafirmam a vergência do esforço tectônico compressivo de leste para oeste formando as grandes estruturas da área. Neste cenário a estrutura E2 atuou como uma barreira física, para as unidades do Grupo Bambuí, justificando maiores

deformações no limite oeste que as apresentadas em E4. A estrutura E5 corresponde a região de charneira da Sinclinal Buenópolis, onde encontra-se o maior grau de deformação da mesma. A inflexão para NW presente no extremo norte da zona de charneira está associada ao dique que secciona a mesma nessa região.

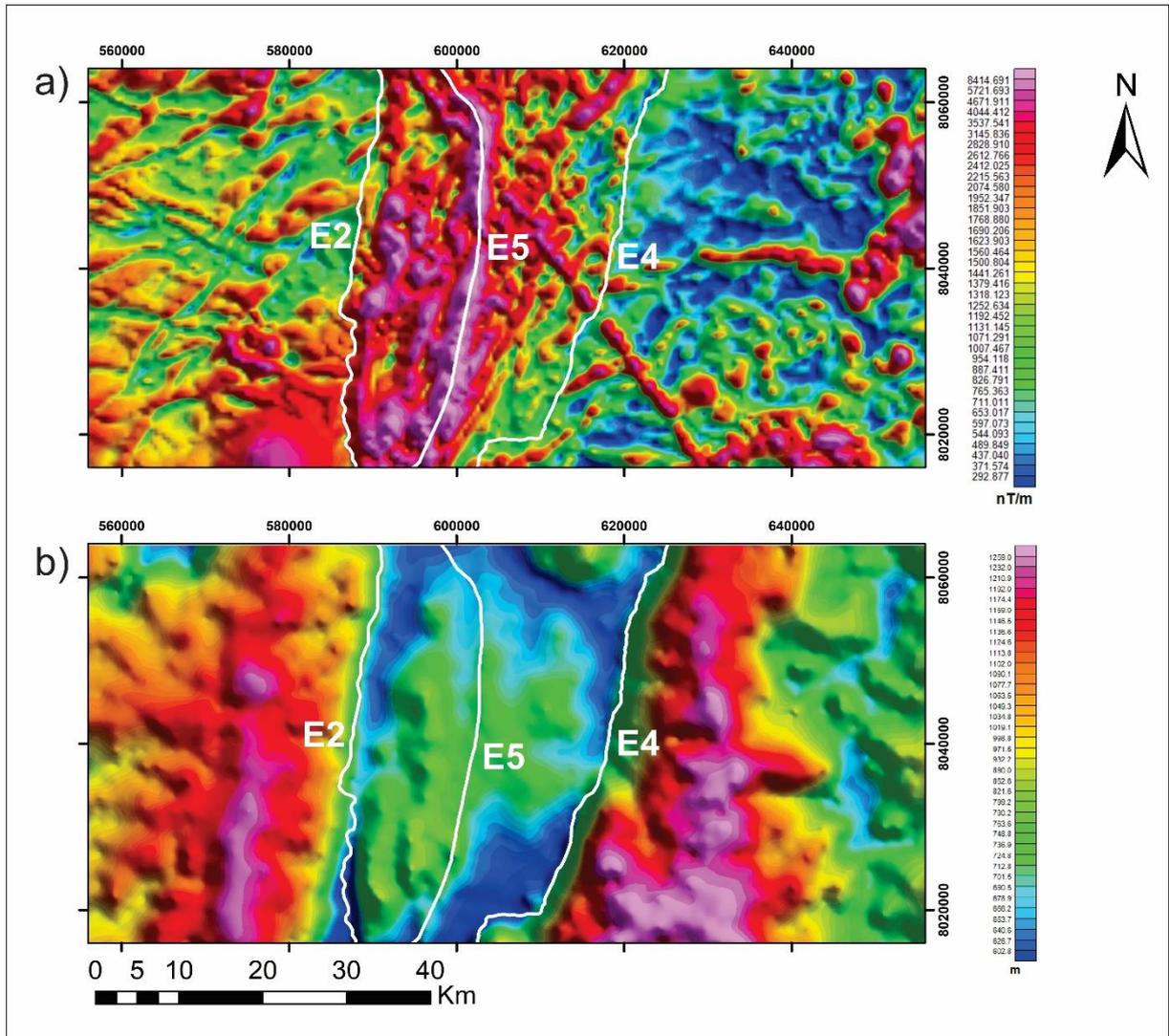


Figura 7.6 - a) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com as estruturas: E2, E4 e E5; representadas em branco; b) Mapa de elevação topográfica confeccionado a partir dos dados gravimétricos, com as estruturas: E2, E4 e E5; representadas em branco.

O mapa de Anomalia de Bouguer (Figura 7.4b) e os perfis gerados a partir do mesmo nos indicam que nos dois lados adjacentes a bacia onde depositou-se as unidades da Sinclinal Buenópolis, há duas regiões de alto gravimétrico. Os dados gravimétricos possuem respostas em profundidades que superam 30000 metros, significando que os altos gravimétricos laterais a bacia

formada no domínio central, implica em um modelo de compensação isostática do manto. Segundo Tucortte, & Schubert (2002), o modelo de compensação sobre a carga devido a proeminências do material crustal de densidade constante (*Airy-Heiskanen*) tendem a se compensar em área maior que as representadas pelos relevos topográficos. Neste modelo a litosfera não possui resistência para suportar as cargas, assim a compensação regional implica em crosta com resistência lateral.

A distância entre a área mais externa flexionada e o centro da carga é uma medida do grau de compensação desta carga, medida está representada pelo parâmetro denominado rigidez flexural ou módulo de rigidez (Barbosa 2006). Segundo Tucortte, & Schubert (2002) a Tucortte, & Schubert (2002) a rigidez flexural é um importante parâmetro no que diz respeito ao comportamento do mecanismo da litosfera, tratando-se da medida da resistência inferior ao sofrer a ação de um binário flexural, estando assim diretamente ligada à espessura efetivamente elástica da litosfera, como pode ser constatado na Equação 6.1.

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad \text{Equação 6.1}$$

Onde D é a rigidez flexural, E o módulo de Young, ν o coeficiente de Poisson e T_e a espessura efetivamente elástica da litosfera.

Este panorama indica que há um processo de compensação isostática flexural vigente, notado nos perfis de deconvolução gravimétrica, apresentando respostas reológicas distintas em relação a crosta litosférica e o manto litosférico durante a formação da bacia. Consequente a este comportamento diferenciado entre a crosta e o manto litosférico, é necessário que haja um deslocamento entre eles. A perspectiva gravimétrica apresentada corrobora com o modelo que estabelece o preenchimento do Grupo Bambuí no interior da bacia São Francisco como de caráter *foreland*, de maneira que a dinâmica estabelecida pelo manto pode ser resquício de um processo mais abrangente em termos de área.

Os lineamentos que formam pares conjugados de fraturas de cisalhamento do domínio oeste, oferecem uma perspectiva estrutural interessante para a região. Analisando separadamente um grupo específico destas estruturas, Figura 7.7, notamos que estas apresentam um ângulo médio de 65° e derivam de um regime de forças do eixo σ_1 (leste-oeste), resultante do regime compressional Brasileiro. Esta análise parte do princípio que a deformação em questão seja de cisalhamento puro e os blocos em análise estejam verticalizados.

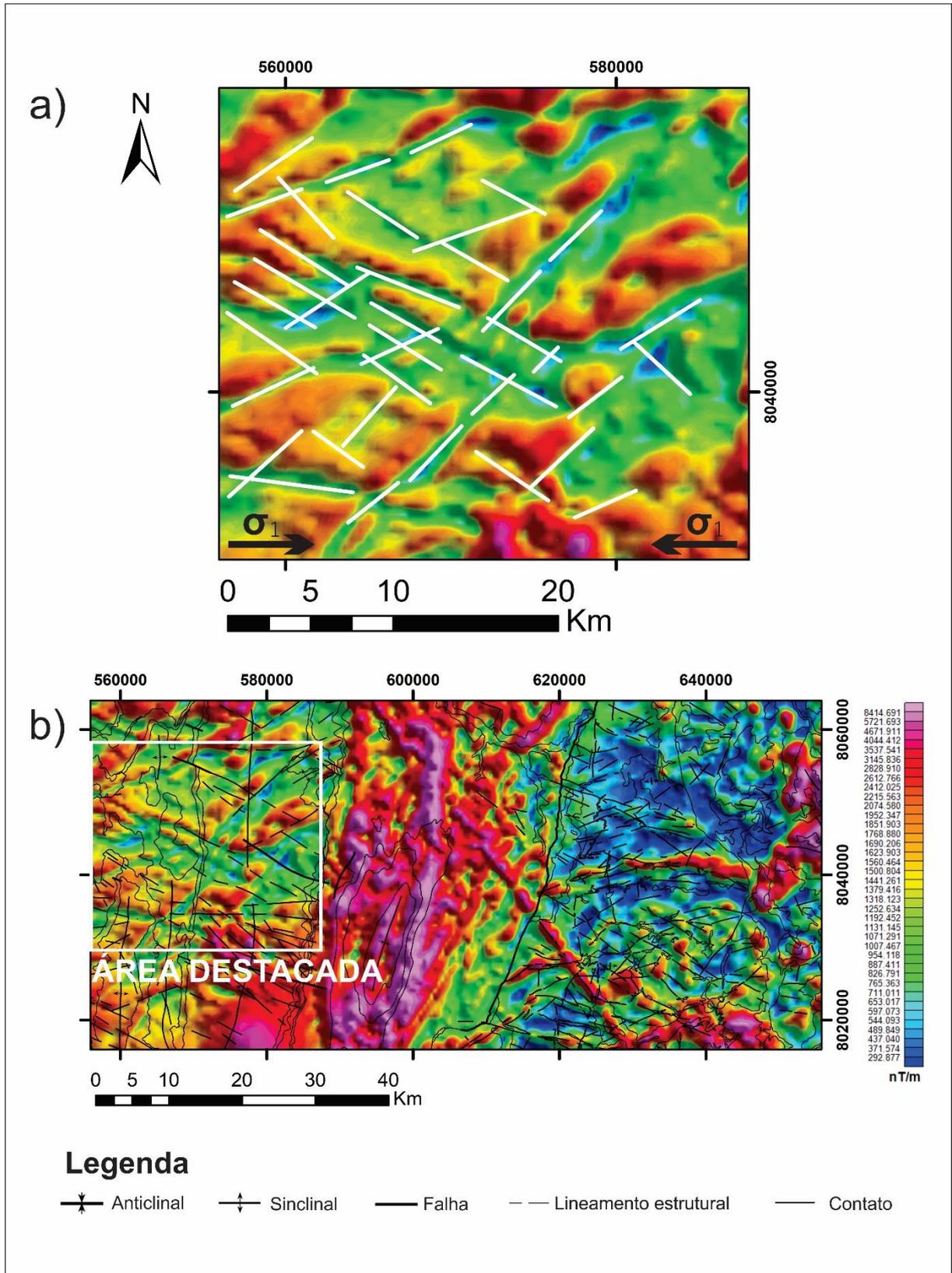


Figura 7.7 - a) Área de análise aproximada com as principais fraturas de cisalhamento conjugadas representadas em branco e com representação dos vetores do esforço principal σ_1 ; b) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com as informações estruturais originais do mapa geológico e localização da área contendo as fraturas alvo.

Outro fato indicado pelo mapa de ASA é um deslocamento posterior destes pares, dado a um paleoregime tectônico extensional, salientado por valores mais altos de susceptibilidade magnética ao lado dos lineamentos.

Verificando a resposta local destes lineamentos na deconvolução 2D, especialmente no Perfil 7, nota-se uma série de falhas formando uma pequena bacia a partir de altos e baixos estruturais (Figura 7.8), caracterizando *horsts* e *grabens*. Essas bacias variam em posição ao longo do domínio oeste, mas apresentam falhas sub-verticais que superam 3000 metros de profundidade quando próximas do domínio central, estas atuam como barreiras físicas destas bacias. A configuração sistemática deste altos e baixos estruturais ao longo do eixo norte-sul, no domínio leste, indica uma resposta em profundidade do retrabalhamento das fraturas de cisalhamento em pares conjugados notadas no mapa ASA. Sendo este retrabalhamento resultante da reativação de antigas falhas, que podem inclusive estar associadas ao remanejamento de estruturas do embasamento.

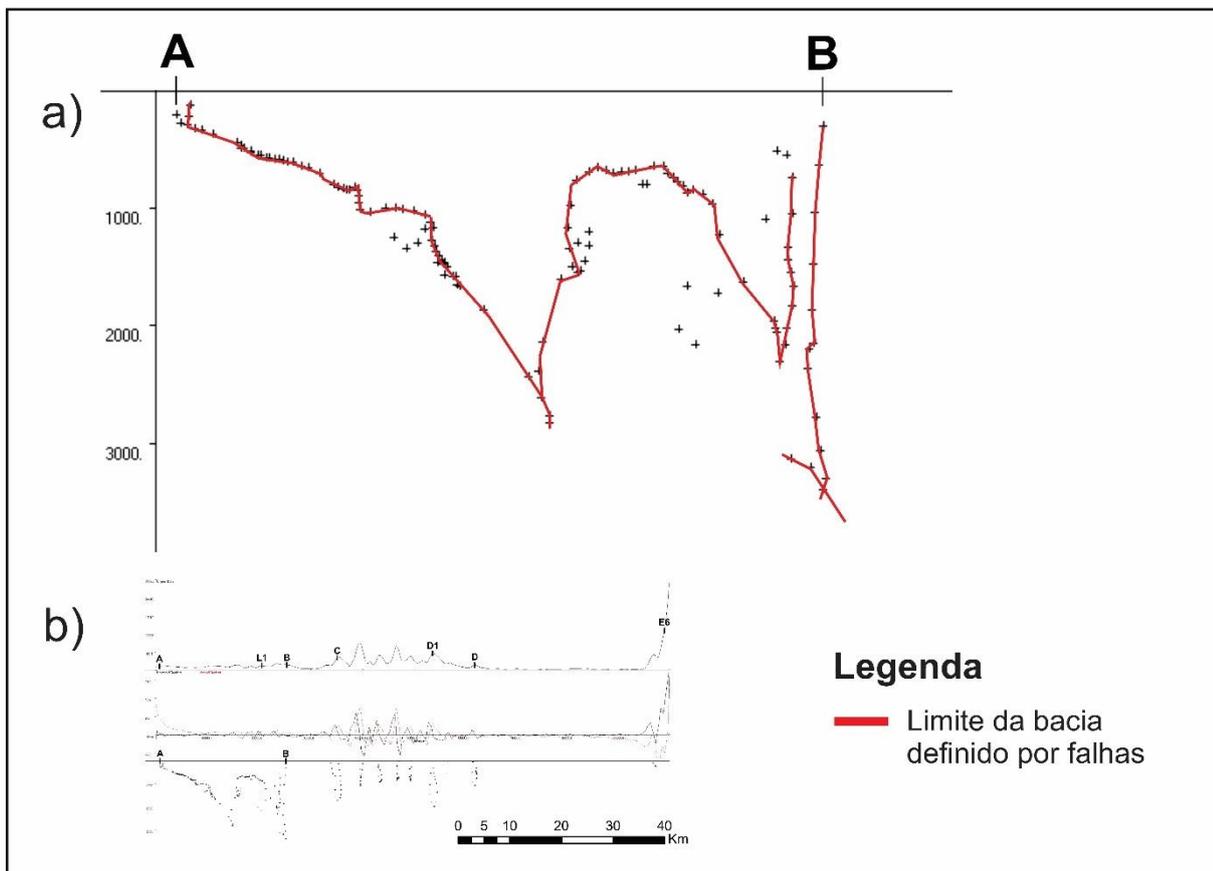


Figura 7.8 - a) Aproximação do segmento AB do Perfil 7, com altos e baixos estruturais delimitados pelas falhas em vermelho; b) Deconvolução 2D magnetométrica do Perfil 7.

A disposição das formações Córrego dos Borges e Santa Rita ao longo dos limites do domínio central (Figura 7.9), demonstram fraturas que formam pares conjugados similares aos vistos do domínio leste, porém menos nítidas. Presumivelmente as mesmas estruturas são recorrentes no domínio central, nos perfis magnetométricos pode-se notar anomalias de falhas de alto ângulo que ocorrem em pares conjugados nos limites E2 e E4. Estruturas como estas, em maiores profundidades e com maiores extensões, ao longo do domínio central podem ter condicionado a configuração física da bacia onde se estabeleceu a Sinclinal Buenópolis.

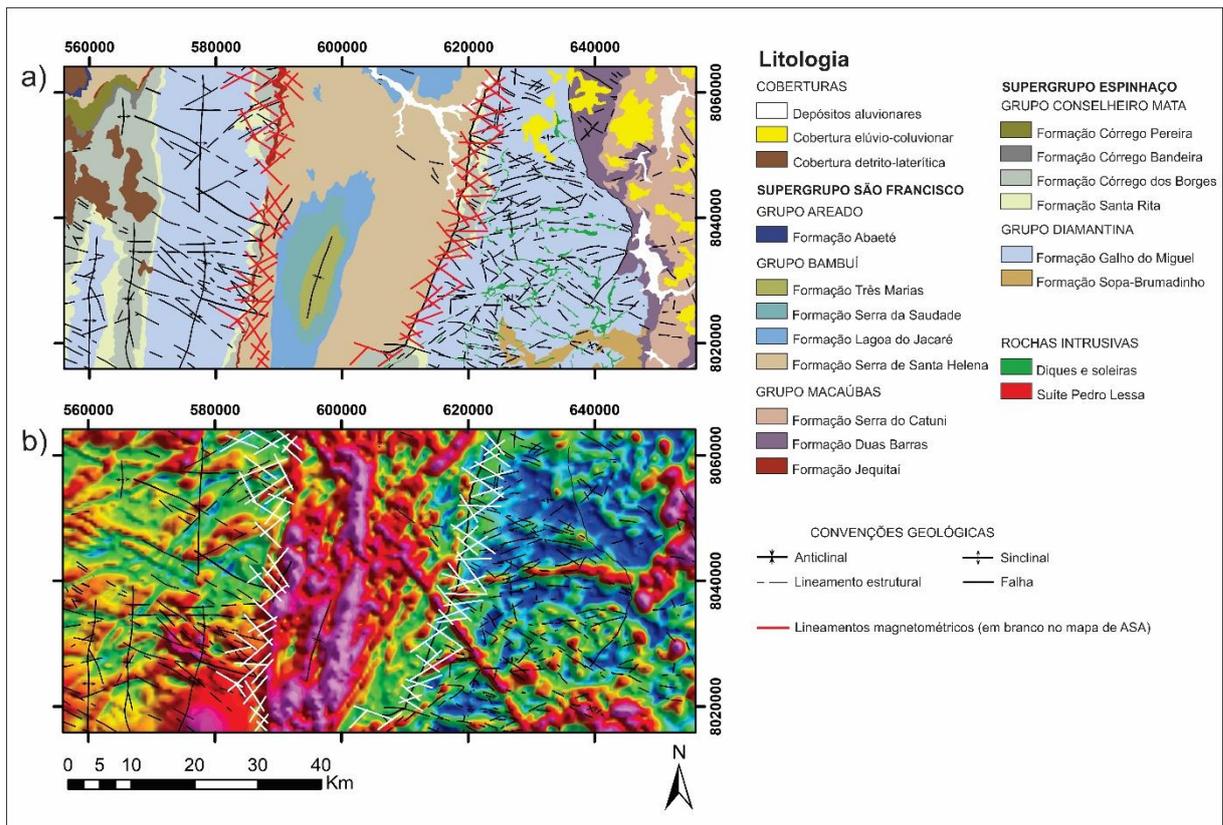


Figura 7.9 - a) Mapa geológico com as fraturas de cisalhamento conjugadas (em vermelho) formando de pequenas bacias; b) Mapa de Amplitude de Sinal Analítico com as fraturas de cisalhamento conjugadas (em branco) formando de pequenas bacias, e com a estruturas originais do mapeamento.

CAPÍTULO 8

CONCLUSÃO

O presente trabalho expõe informações geofísicas e estruturais que caracterizam o arcabouço estrutural da região da Sinclinal Buenópolis. Com ênfase nos dados geofísicos gerados foi possível delimitar e compreender os regimes tectônicos da área de estudo, já anteriormente definidos por Souza Filho (1995). A análise detalhada dos mapas geofísicos esclareceu o comportamento estrutural de cada um dos domínios definidos e salientou a disparidade entre eles.

A execução da análise quantitativa, utilizando o método de Deconvolução de Euler, foi de grande valia para o entender o comportamento das estruturas em profundidade, possibilitando a identificação de altos e baixos estruturais do embasamento e por sua vez a influencia do mesmo nas estruturas em superfície e subsuperfície. Especificamente os dados da deconvolução gravimétrica geraram informação a respeito da dinamica estabelecida entre a crosta e o manto, junto aos dados magnetométricos foi possível compreender a conformação dos altos e baixos estruturais e da bacia que comporta o Grupo Bambuí na região da Sinclinal Beunópolis.

Além disso os limites estruturais estabelecidos possibilitaram a compreensão da reologia da Sinclinal Buenópolis, assim como o condicionamento da mesma pela estrutura em bacia, formada no domínio central, devido as estruturas características do embasamento.

Os dados gerados nesta monografia, ratificam o modelo apresentado por Alkimin *et al.* (2007), assumindo que a área de estudo se encontra inserida em uma tectônica *thick-skinned*, ou seja, com deformação presente nas rochas supracrustais e no embasamento. Foi possível definir pequenas bacias formadas por sistemas de falhas que constituem *hosts* e *grabens* e rearranjam a litologia limitando-a a determinados setores, característica que enfatiza o controle do embasamento na geologia da área.

Por fim o presente trabalho gera um volume importante de dados estruturais e geológicos para região, incluindo dados em profundidade estabelecido pela geofísica. Demonstrando assim a relevância da geofísica para resolução de problemas geológicos não solucionados com métodos tradicionais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alkmim, F. F., Brito Neves, B.B., Alves, J.A.C., 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - uma revisão. In: Dominguez, J.M., Misi, A. (Eds.), O Cráton do São Francisco. *Reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG/NBA-SE, p.45-62.

Alkmim, F. F., Martins Neto, M., 2001. A Bacia intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto, C.P., Martins Neto, M.A. (Eds), *Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Naturais*. SBG/MG, Belo Horizonte, MG, Brasil, p. 9–30

Alkmim F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: Almeida F. F. M. & Mantesso-Neto V. (eds.). *Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais, São Paulo, 17-35

Alkmim, F. F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A.C., Peres, G.G., Cruz, S.C.P., Whittington, A., 2006. Kinematic Evolution of the Aracuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149: 43-64.

Alkmim, F. F., Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Cruz, S.C.P., 2007. Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, 15(1): 25-43.

Alkmim F. F.&Martins-Neto M. A 2012. *Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil*. *Marine and Petroleum Geology*. 33: 127-139

Alkmim, F. F.; Kuchenbecker, M.; Reis, H. L. S.; Pedrosa-Soares, A. C.; 2017. *The Araçuaí Belt. São Francisco Craton, Eastern Brazil Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Regional Geology Reviews. Springer International Publishing Switzerland*. Cap 14.

Almeida, F.F.M., 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 285–295.

Almeida, F. F. M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com do São Francisco. In: *Simpósio do Cráton do São Francisco e suas faixas marginais*, Salvador, 1979, Anais, p.1-10

Ferrais, A.J.N.; Santos, A.L.A.; Oliveira, A.P.; Ronconi, A.J.C.; Fadul, C.M.; Muniz, E.S.; Massa, G.F.; Almeida, H.M.; Andrade, M.M.O.; Oliveira, L.S.S.R.; Kelmer, L.L.; Filho, M.A.B.; Oliveira, R.G.; Melo, T.S. 2016. Relatório do Mapa Geológico em escala 1:25000 da Região de Curimataí- MG. Escola de Minas – Departamento de Geologia. Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP.

Barbosa, M. S. C. 2006. Notas de aula de tectonofísica DEGEO-UFOP.

Blakely R. J. 1996. *Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge, Cambridge University Press. 441p.

Branco J.J.R. & Costa M.T. 1961. Roteiro da excursão Belo Horizonte – Brasília. Belo Horizonte, UFMG - Instituto de Pesquisas Radioativas, Publicação 15, 25p.

Castro P. D. T. A. & Dardenne M. A. 2000. *The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southwest boundary of the São Francisco Craton, Brazil*. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(3):439-441.

Andrade, M.M.O., 2018, Estudo geofísico-estrutural na região da Sinclinal Buenópolis – Centro Norte de...

Chapman J. B. & DeCelles P. G. 2015. *Foreland basin stratigraphic control on thrust belt evolution*. *Geology*, 43(7): 579-582.

Cordani, R. & Shukowsky, W. 2009. Magnetização remanescente: um parâmetro crucial para a interpretação e modelamento de anomalias magnéticas em território brasileiro. *Revista Brasileira de Geofísica*. 27(4): 659-667.

Costa, L. A. M., 1976. Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco - LETOS. Rio de Janeiro, PROSPEC S/A, convênio DNPM/CPRM, 557p.

Dossin, Ivo Antonio; Dossin, Tania Mara; Uhlein, Alexandre. 1984. Geologia da faixa móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. In: Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro. Anais... Rio de Janeiro: SBG Núcleo Rio de Janeiro, 1984. v. 7, p.3118-3132.

Dupont H. 1995. O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 8, Diamantina. Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG.

Espinoza, Juan Alfredo Ayala, 1996. Sistemas deposicionais e relações estratigráficas da tectonoseqüência Conselheiro Mata na borda leste da Serra do Cabral, MG, Brasil. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Ouro Preto.

Heilbron, M.; Cordani, U.G.; Alkmim, F.F. 2017. *São Francisco Craton, Eastern Brazil Tectonic Genealogy of a Miniature Continent*. *Regional Geology Reviews*. Springer International Publishing Switzerland.

Kearey, P., Brooks M., Hill I. 2009. Geofísica de exploração. Oficina de Textos, São Paulo, 20-29p.

Lopes, T.C.; Leite, M.M.; Martins, M.S.; Uhlein, A.; Karfunkel, J.; Fonseca, A.; Uhlein, G.J.; Freire, G.R. 2014. Geologia e recursos minerais da Folha Serra do Cabral. Programa Geologia do Brasil. Serviço Geológico do Brasil. Belo Horizonte.

Luiz J.G. & Silva, L.M.C. 1995. Geofísica de Prospecção. CEJUP, Belém, 311p.

Martins-Neto, M. A., Alkmim, F. F., 2001. Estratigrafia e evolução tectônica das bacias Neoproterozóicas do Paleocôntinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: Pinto, C.P., Martins Neto, M.A. (Eds.), Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos minerais. Belo Horizonte, SBG/MG, p.31-54.

Lopes T. C., Martins, M. S.; Karfunkel J., Uhlein A., Fonseca A. F. F., Leite M. M., Uhlein G. J., Freire G. R. 2012. Geologia e recursos minerais da Folha Serra do Cabral - Mapa geológico 1:100.000 da Folha Serra do Cabral (SE.23-X-C-V). UFMG/CPRM

Mendes, M. N., 2016. Análise geofísica-estrutural no extremo norte do Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço. Monografia do Trabalho de Conclusão de Curso. UFOP. Ouro Preto – MG.

Noce, C. M.; Fogaça A.C.C. 1997. Geologia da Folha Curumataí – Mapa geológico 1:100.000 da Folha Curumataí (SE 23-X-C-VI). Belo Horizonte, UFMG/CODEMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais. p. 1199-1250.

Noce, C. M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Silva, L. C.; Alkmim, F. F.; 2007. O embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *GEONOMOS* 15(1).

Parasnis, D.S. – 1971 – Geofísica Minera. Madrid: Elsevier Publishing Co. Ltda, 376p.

Pedrosa-Soares, A. C., Vidal, P., Leonardos, O.H., Brito-Neves, B.B., 1998. *Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí – West Congo Orogen*. *Geology*, 26: 519-522.

Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C.M., Wiedemann, C.M., Pinto, C.P., 2001. *The Araçuaí -West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly*. *Precambrian Research*, 110: 307-323.

Reis H. L. S. & Alkmim F. F. 2015. *Anatomy of a basin-controlled foreland fold-thrust belt curve: The Três Marias salient, São Francisco basin, Brazil*. *Marine and Petroleum Geology*. 66: 711-731.

Reis H. L. S. 2016. *Neoproterozoic evolution of the São Francisco Basin, SE Brazil: Effects of tectonic inheritance on foreland sedimentation and deformation*. Tese de doutorado, UFOP, Ouro Preto, 190p.

Roest, W. R, Verhoef, J. & Pilkington, M. 1992. *Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal*, *Geophysics*, 57(1):116-125.

Santos R.V., Alvarenga C.J.S., Babinski M., Ramos M.L.S., Cukrov N., Fonseca M.A., Sial A.N., Dardenne M.A., Noce C.M. 2004. *Carbon isotopes of Mesoproterozoic-Neoproterozoic sequences from Southern São Francisco craton and Araçuaí Belt, Brazil: Paleographic implications*. *Journal of South American Earth Sciences*, 18: 27-39.

Serway R. A. & Jewett J. W. 2004. *Princípios de física: mecânica clássica*. Ed. 1. Cengage Learning. p.403.

Silva, G. A. 2015. *Análise geofísica do distrito diamantífero Abaeté (MG) e suas possíveis fontes primárias*. *Contribuições às Ciências da Terra, Série M*, vol.4, n325. UFOP.

Souza-Filho R. G.1995. *Arcabouço estrutural da porção externa da faixa Araçuaí na Serra do Cabral (MG) e o contraste de estilos deformacionais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco*. Programa de pós-graduação em evolução crustal e recursos naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 150p.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., Keys, D.A. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Cambridge, 770p.

Tucortte, D. L., Schubert G. 2002. *Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 441p.