



**UFOP**  
Universidade Federal  
de Ouro Preto

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**  
**ESCOLA DE MINAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**ESCOLA DE MINAS**

**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA NA REGIÃO DO CINTURÃO  
MINEIRO, BORDA SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**

Gustavo Oliveira de Mendonça

**MONOGRAFIA nº 394**

Ouro Preto, Abril de 2021



**INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA NA REGIÃO DO  
CINTURÃO MINEIRO, BORDA SUL DO CRÁTON SÃO  
FRANCISCO**

---





## **FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

### **Reitora**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Cláudia Aparecida Marlière de Lima

### **Vice-Reitor**

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

### **Pró-Reitora de Graduação**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Tânia Rossi Garbin

### **ESCOLA DE MINAS**

#### *Diretor*

Prof. Dr. Issamu Endo

#### *Vice-Diretor*

Prof. Dr. Hernani Mota de Lima

### **DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

#### *Chefe*

Prof. Ms. Edison Tazava



# **MONOGRAFIA**

**Nº 394**

## **INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA NA REGIÃO DO CINTURÃO MINEIRO, BORDA SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**

**Gustavo Oliveira de Mendonça**

*Orientador*

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

*Co-Orientadora*

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> 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 402, ano 2020/1

**OURO PRETO**

**2021**

---

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: Gustavo Oliveira de Mendonça  
Leonardo E. da S. Gonçalves  
Maria Sílvia de Carvalho Barbosa

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

#### SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

M539i Mendonça, Gustavo Oliveira de.

Integração geológica-geofísica na região do Cinturão Mineiro, borda sul do Cráton São Francisco. [manuscrito] / Gustavo Oliveira de Mendonça. - 2021.

84 f.: il.: color., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves.

Coorientadora: Profa. Dra. Maria Sílvia Carvalho Barbosa.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica. .

1. Geofísica. 2. Geotectônica. 3. Gravimetria. 4. Magnetometria. 5. Deconvolução de Euler. I. Barbosa, Maria Sílvia Carvalho. II. Gonçalves, Leonardo Eustáquio da Silva. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 550.83

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526

# Ficha de Aprovação

---

## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**TÍTULO:** Integração geológica-geofísica na região do Cinturão Mineiro, borda sul do Cráton São Francisco

**AUTOR:** GUSTAVO OLIVEIRA DE MENDONÇA

**ORIENTADOR:** Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

**Aprovada em:** 20 de abril de 2021

### BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves  
DEGEO/UFOP



Prof. Dra. Maria Eugênia Silva de Souza (Participação por videoconferência)  
DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Joney Justo da Silva (Participação por videoconferência)  
DEGEO/UFOP

**Ouro Preto, 20/04/2021**



## Agradecimentos

---

Agradeço imensamente à minha família por todo o apoio incondicional durante todos os anos de minha vida, por terem me ensinado tanto e também por sempre acreditarem na educação como poder transformador. À Fernanda, por todo amor e também por ser grande fonte de inspiração para mim.

Ao professor Leonardo Gonçalves, por todas as oportunidades, pelos valiosos conhecimentos e ensinamentos e pelo grande profissional/mentor que é. À professora Maria Silvia, por ter contribuído enormemente com esta monografia e também por todo o conteúdo transmitido. Ao pesquisador Federico Lince Klinger, que me acolheu de forma incrível em um país tão maravilhoso como o dos nossos hermanos, por ter me dado suporte em todos os aspectos e também por ser um excelente profissional e professor. Gracias!! Ao pessoal do Lmic – UFOP, pelas discussões, campos e estudos. Ao pessoal da CODEMGE, ANP e CPRM, por todos os dados gentilmente repassados e que possibilitaram a realização desta monografia.

À republica Barraca Armada e irmãos de casa, por toda essa longa e incrível caminhada que percorri durante os anos de faculdade. À cidade de Ouro Preto, onde com toda certeza passei anos inesquecíveis.

Por fim, agradeço ao departamento de Geologia, seus professores e colaboradores, e à Universidade Federal de Ouro Preto por prover um ensino gratuito e de excelente qualidade.



# SUMÁRIO

---

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>ix</b>
<b>SUMÁRIO</b> .....	<b>x</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>xii</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>xiv</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>xv</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>xvi</b>
<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO .....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO .....	1
1.3 OBJETIVOS.....	2
1.4 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA .....	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS .....	3
1.5.1 Pesquisa bibliográfica .....	3
1.5.2 Levantamento e processamento de banco de dados .....	3
1.5.3 Análise qualitativa e integração geológica-geofísica.....	4
1.5.4 Análise quantitativa.....	4
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	5
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	5
2.1.1 O Cráton São Francisco .....	5
2.2 O CINTURÃO MINEIRO E A GEOLOGIA DA BORDA SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO.....	6
2.2.1 Crosta Arqueana.....	8
2.2.2 Crosta Paleo/MesoProterozoica Indiferenciada .....	8
2.2.3 Sequências metavulcanossedimentares .....	9
2.2.4 Granitoides Paleoproterozoicos .....	10
2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E TECTÔNICO.....	11
3 MÉTODOS GEOFÍSICOS .....	15
3.1 INTRODUÇÃO.....	15
3.2 GRAVIMETRIA .....	15
3.2.1 Introdução .....	15
3.2.2 Princípios básicos.....	15
3.2.3 Campo gravitacional terrestre .....	17
3.2.4 Anomalias gravimétricas e correções aplicadas.....	18
3.2.5 Densidade das rochas .....	20

3.3	MAGNETOMETRIA .....	21
3.3.1	Princípios básicos .....	21
3.3.2	Campo Geomagnético .....	23
3.3.3	Anomalias magnéticas .....	24
3.3.4	Magnetismo e susceptibilidade magnética .....	25
3.3.5	Correção, transformação e filtragem de dados .....	27
3.4	DECONVOLUÇÃO DE EULER .....	29
3.5	RADIOMETRIA.....	31
3.5.1	Princípios básicos .....	31
3.5.2	Geoquímica de radioelementos .....	32
3.5.3	Radioatividade das rochas .....	33
3.5.4	Levantamentos radiométricos e seus produtos .....	34
4	PROCESSAMENTO DE DADOS GEOFÍSICOS .....	35
4.1	BANCO DE DADOS .....	35
4.1.1	Gravimetria.....	35
4.1.2	Magnetometria e Radiometria .....	36
4.2	TRATAMENTO DOS DADOS .....	38
4.2.1	Mapas Gravimétricos.....	38
4.2.2	Mapas Magnetométricos.....	40
4.2.3	Mapas Gamaespectométricos .....	41
4.2.4	Deconvolução de Euler.....	42
5	INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA E DISCUSSÕES .....	47
5.1	MAPAS GEOLÓGICOS REGIONAIS.....	47
5.2	ANÁLISE QUALITATIVA .....	49
5.2.1	Análise gravimétrica.....	49
5.2.2	Análise magnetométrica .....	51
5.2.3	Análise radiométrica.....	58
5.3	ANÁLISE QUANTITATIVA .....	62
5.3.1	Análise bidimensional .....	62
5.3.2	Análise tridimensional.....	68
5.4	DOMÍNIOS GEOLÓGICO-GEOFÍSICO-ESTRUTURAIIS.....	71
6	CONCLUSÕES.....	75
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	77
	ANEXOS.....	83

## INDÍCE DE FIGURAS

---

<b>Figura 1.1</b> - Localização e vias de acesso da área de estudo.....	2
<b>Figura 2.1</b> - Mapa geológico simplificado do Cinturão Mineiro, suas principais associações litológicas e sua localização.....	7
<b>Figura 3.1</b> - A lei da gravitação universal para massas pontuais segundo esquema representativo.....	16
<b>Figura 3.2</b> - A) Representação esquemática da elevação da curva do geoide sobre o elipsoide devido a um excesso de massa. B) Arqueamento ascendente da curva do geoide ...	18
<b>Figura 3.3</b> - Linhas de campo de um dipolo magnético (barra magnética). Por convenção o polo positivo é atraído pelo norte magnético terrestre. ....	22
<b>Figura 3.4</b> - Um campo magnético B segundo a Lei de Biot-Savart para uma carga pontual $dI$ e uma corrente elétrica I. ....	23
<b>Figura 3.5</b> - O campo principal terrestre expresso como um vetor em um sistema de coordenadas cartesianas; H: vetor resultante do campo. ....	24
<b>Figura 3.6</b> - As variações globais da força escalar F do campo magnético total (nT) do IGRF época 2019.0. As isolinhas estão espaçadas a cada 1000 nT .....	25
<b>Figura 3.7</b> - A magnetização e a dependência dos perfis magnéticos de acordo com a inclinação do campo magnético. ....	26
<b>Figura 3.8</b> - Susceptibilidade magnética média dos principais tipos de rocha .....	27
<b>Figura 3.9</b> - As classes de filtros e suas características segundo perfis.....	29
<b>Figura 3.10</b> - Correlação da concentração de radioelementos com aumento .....	33
<b>Figura 4.1</b> - Localização das estações gravimétricas na área de estudo .....	36
<b>Figura 4.2</b> - Localização das áreas 2 e 15 (PLAMG) e da área de estudo.....	37

<b>Figura 4.3</b> - Mapa de anomalia <i>Bouguer</i> (GB) confeccionado a partir de dados das estações gravimétricas para a área de estudo e mapa da segunda.....	39
<b>Figura 4.4</b> - Mapas magnetométricos do Campo Anômalo (CA), Amplitude do Sinal Analítico (ASA) e Primeira Derivada Vertical (DZ).....	41
<b>Figura 4.5</b> - Mapas gamaespectrométricos das concentrações dos elementos Potássio (Kperc), Urânio (Uppm), Tório.....	42
<b>Figura 4.6</b> - Perfis gerados em ambiente GIS e sua identificação numérica ao longo dos três grandes lineamentos da área de estudo.....	43
<b>Figura 4.7</b> - Perfil 1 de deconvolução de Euler da Zona de Cisalhamento Jeceaba-Sucesso (ZCJSB) gerado a partir do freeware Euldep 1.0.....	44
<b>Figura 4.8</b> - Perfil 2 de deconvolução de Euler da Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava(ZCI) gerado a partir do freeware Euldep 1.0. ....	44
<b>Figura 4.9</b> - Perfil 2 de deconvolução de Euler da Zona de Cisalhamento Lenheiros (ZCL) gerado a partir do freeware Euldep 1.0.....	45
<b>Figura 5.1</b> - Mapa geológico simplificado da porção setentrional da .....	47
<b>Figura 5.2</b> - Mapa geológico simplificado da porção meridional da região de estudo desenvolvido ao longo de projeto .....	48
<b>Figura 5.3</b> - Mapa geológico simplificado da região .....	49
<b>Figura 5.4</b> - Mapa da segunda derivada vertical confeccionado a partir de dados de anomalia <i>Bouguer</i> (residual <i>Bouguer</i> ) .....	50
<b>Figura 5.5</b> - Mapa de amplitude do sinal analítico proposto para a região de estudo.	51
<b>Figura 5.6</b> - Mapa ASA e lineamentos magnéticos traçados para geração de diagramas de rosetas.....	53
<b>Figura 5.7</b> - Diagramas de roseta para a região de estudo com a subdivisão em setores de acordo com as direções preferenciais observadas. ....	54
<b>Figura 5.8</b> - Mapa DZ com os lineamentos classificados de acordo com suas classes. ....	55

<b>Figura 5.9</b> - Modelo digital de terreno (SRTM) da região de estudo com a inserção dos lineamentos traçados subdivididos em ordens e de dados .....	57
<b>Figura 5.10</b> - Mapa de contagem total (CT) da região de estudo com os contornos dos principais corpos plutônicos e seus respectivos dados geoquímicos.....	59
<b>Figura 5.11</b> - Mapa de fator F confeccionado para a região de estudo e lineamentos magnéticos regionais traçados.....	60
<b>Figura 5.12</b> - Mapa ternário da região de estudo com o contorno dos corpos geológicos extraídos a partir do mapa regional da figura 5.3. ....	61
<b>Figura 5.13</b> - Perfil 1 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCJBS. A) Dado magnetométrico ASA original; .....	63
<b>Figura 5.14</b> - Perfil 13 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCJBS. A) Dado magnetométrico ASA original; .....	64
<b>Figura 5.15</b> - Perfil 12 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCI. A) Dado magnetométrico ASA original; .....	65
<b>Figura 5.16</b> - Perfil 16 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCI. A) Dado magnetométrico ASA original; .....	66
<b>Figura 5.17</b> - Perfil 1 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCL. A) Dado magnetométrico ASA original; .....	67
<b>Figura 5.18</b> - Perfil 4 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCL. A) Dado magnetométrico ASA original; .....	68
<b>Figura 5.19</b> - A) Bloco diagrama obtido a partir da interpolação de dados de profundidade em perfis .....	69
<b>Figura 5.20</b> - Modelagem tridimensional obtida a partir da interpolação de dados de profundidade em perfis 2D.....	70
<b>Figura 5.21</b> - Modelagem tridimensional obtida a partir da interpolação de dados de profundidade.....	71
<b>Figura 5.22</b> - Domínios estabelecidos para a área de estudo após análise geofísica qualitativa e quantitativa combinada aos dados geológicos e estruturais.....	72

## ÍNDICE DE TABELAS

---

<b>Tabela 3.1</b> – Tipos de rochas, intervalos e médias de densidade das mesmas.....	21
<b>Tabela 3.2</b> - Índices estruturais para dados magnéticos .....	30
<b>Tabela 4.1</b> – Parâmetros utilizados na construção dos perfis traçados ao longo das grandes Zonas de Cisalhamento.....	45
<b>Tabela 5.1</b> - Tabela com informações sintetizadas dos lineamentos classificados para a área de estudo.....	57



## Resumo

---

O Cinturão Mineiro é um importante terreno localizado na borda sul do Cráton São Francisco e que se diferencia das regiões em seu entorno por apresentar rochas granitoides e sequências metavulcanossedimentares Paleoproterozoicas. Tais corpos são balizados por três grandes zonas de cisalhamentos, sendo duas que possuem *trend* preferencial NE-SW – zona de cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso (ZCJBS) e Lenheiros (ZCL) – e uma que apresenta direção preferencial NW-SE – zona de cisalhamento Congonhas-Itaverava (ZCI). Sabendo da importância da geofísica como ferramenta auxiliar em estudos geológicos e também da dificuldade em se obter informações destes terrenos antigos e por muito intemperizados, o presente trabalho teve por objetivo realizar integração entre dados geofísicos e geológicos com intuito de contribuir com avanços no entendimento desta região ainda carente de algumas peças-chave. Desta forma, mapas gravimétricos, magnetométricos, radiométricos foram utilizados em conjunto com o mapa geológico regional simplificado para extrair informações e características relevantes da região de estudo para possibilitar a subdivisão da área em domínios geológico-geofísico-estruturais. Portanto, quatro subdomínios foram estabelecidos, a saber: o domínio noroeste, dominado por rochas Arqueanas com elevada assinatura radiométrica e que apresentam foliação regional na direção NE-SW. O domínio central, que abriga os granitoides e sequências metavulcanossedimentares Paleoproterozoicas, onde as respostas gravimétricas em grande parte condizem com a composição das rochas, sendo que os granitoides geralmente apresentam baixos gravimétricos e as máficas/ultramáficas das sequências representam os altos. O padrão estrutural mostra uma mudança de direção entre as porções meridional e setentrional, variando a foliação regional entre NE-SW, E-W e NW-SE, bem como os lineamentos magnéticos secundários que acompanham tal inflexão ao se propagarem para nor-nordeste. O domínio sudeste que engloba em grande parte rochas Mesoproterozoicas, tendo como características marcantes o enriquecimento em Potássio e a influência da ZCL na direção da foliação regional NE-SW. Os lineamentos magnéticos também exibem direção preferencial NE-SW, porém com direção E-W subordinada. Por fim, o domínio nordeste que possui complexos metamórficos Arqueanos e sequências metavulcanossedimentares de mesma idade. As respostas radiométricas exibem baixos

valores em relação aos outros domínios. A foliação regional possui direção preferencial NW-SE com mergulhos variando entre NE e SW. Os lineamentos magnéticos também exibem o mesmo *trend* preferencial. Além dos métodos geofísicos convencionais de análise, a deconvolução de Euler auxiliou na estimativa de profundidade das fontes magnéticas da região – com maior interesse nas ZCs. A partir desta análise, foi possível estimar que a ZCJBS e ZCL possuem respostas mais rasas das suas fontes, com profundidades máximas de 750 m. A ZCI, por sua vez, apresenta respostas máximas de até 1300 m. Portanto, mais uma vez, a geofísica se mostra como uma valiosa ferramenta em estudos geológicos objetivando a construção de modelos e domínios.

**Palavras chave:** Cinturão Mineiro, orógeno acrescionário, gravimetria, magnetometria, gamaespectrometria, deconvolução de Euler.



### 1.1 APRESENTAÇÃO

O Cinturão Mineiro (CM) é um orógeno acrescionário Paleoproterozoico que se localiza na borda sul do Cráton São Francisco. Por possuir características geológicas distintas do seu entorno, tal região vem recebendo atenção especial nos últimos anos, principalmente por potencialmente fornecer subsídios sobre a dinâmica de tectônica de placas entre o Arqueano e Proterozoico (e.g., Seixas *et al.* 2012, Teixeira *et al.* 2015). Com associações litológicas antigas (~ 2400 a 2000 Ma) e inseridas em clima tropical, os afloramentos por vezes encontram-se em avançado estado de alteração, o que pode se tornar um empecilho na obtenção de determinados dados. Assim, além de mapeamentos geológico-estruturais, os estudos geofísicos podem fornecer consideráveis elucidacões, por exemplo, sobre a disposição de corpos cobertos pelo manto intempérico e a visualização de grandes estruturas em profundidade.

Embora existam inúmeros estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos na região do CM (Campos & Carneiro 2008; Ávila *et al.* 2014; Teixeira *et al.* 2015; Simon *et al.* 2018; Barbosa *et al.* 2019), controvérsias sobre sua evolução geotectônica são constantes, não havendo consenso sobre seu modelo evolutivo. Particularmente, há uma grande carência de análises estruturais e geofísicas consistentes, destacando-se, entretanto, trabalhos como os de Endo (1997), Neri (2012), Corrêa-Neto *et al.* (2012) e Araújo *et al.* (2019).

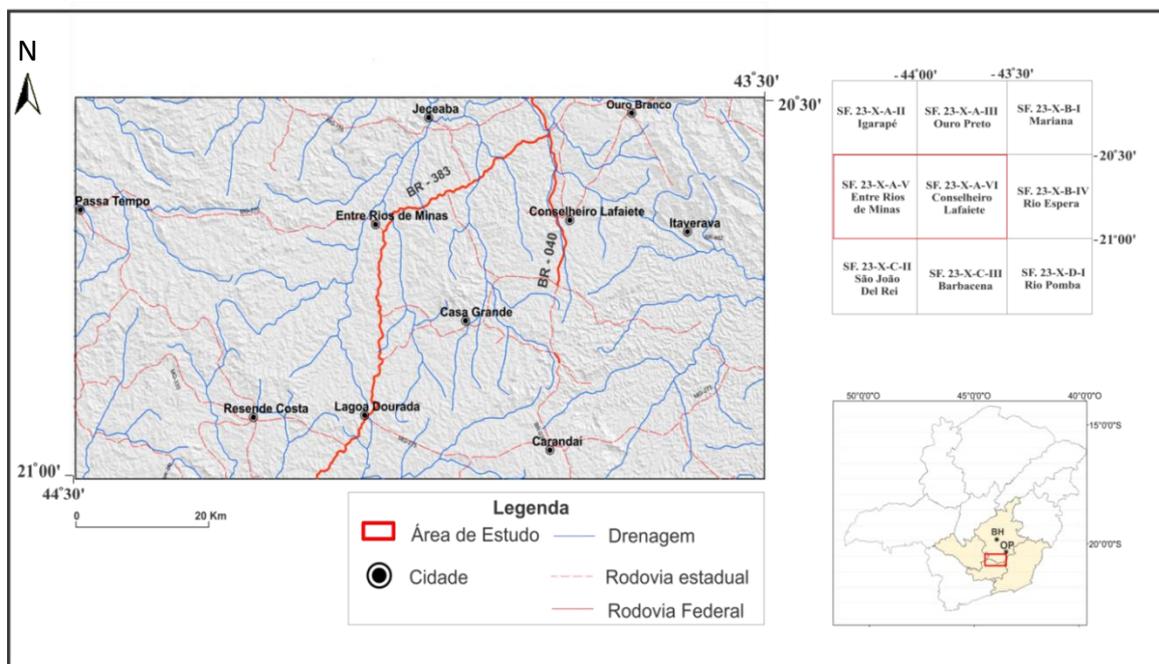
Portanto, o presente trabalho visa, por meio do processamento de dados gravimétricos, magnetométricos (aplicando-se inversão geofísica, para a visualização das grandes estruturas em profundidade) e radiométricos, com posterior integração com a geologia da área, um maior conhecimento sobre a evolução geológica do CM e, em última instância, elementos passíveis de interpretação para a reconstrução de seu arcabouço tectono-estrutural.

Para tal estudo, a presente monografia está subdividida nos capítulos 1 ao 3 em conteúdos teóricos sobre o estado da arte do conhecimento geológico da área, sua localização geográfica, contexto geológico regional e uma breve introdução aos métodos geofísicos e suas aplicações. Nos capítulos 4, 5 e 6 abordaremos como foi feito o processamento dos dados geofísicos e a integração geológica-geofísica, e, por fim, a discussão e conclusão dos resultados.

### 1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo se localiza na região centro-sul de Minas Gerais (Figura 1.1), a cerca de 50 Km de Ouro Preto, de onde o acesso pode ser feito por meio da BR-383 ou a partir de Belo Horizonte

iniciando na BR-040 e posteriormente acessando a BR-383. A área de estudo possui aproximadamente 5600 Km<sup>2</sup> e é delimitada pelos meridianos 43°30' e 44°30' W e paralelos 20°30' e 21°00' S, abrangendo as seguintes folhas topográficas do IBGE (na escala 1:100.000): SF.23-X-A-V Entre Rios de Minas e SF.23-X-A-VI Conselheiro Lafaiete.



**Figura 1.1-** Localização e vias de acesso à área de estudo. No mapa de Minas Gerais, os polígonos destacados em amarelo, são as mesorregiões que abrangem a área de estudo. BH: Belo Horizonte; OP: Ouro Preto (IBGE 2017 e DNIT 2017).

### 1.3 OBJETIVOS

O presente trabalho busca, por meio de análises estruturais e geofísicas, obter maior conhecimento sobre a complexa geologia da borda sul do Cráton São Francisco. Espera-se, mais precisamente, contribuir com o entendimento da evolução geotectônica do Cinturão Mineiro, sendo como objetivos específicos os seguintes:

- Compilar mapas geológicos de detalhe e/ou regionais do CM;
- Gerar mapas gravimétricos, magnetométricos e radiométricos para a região de estudo;
- Estabelecer subdomínios geológico-estruturais a partir de mapas geológicos e geofísicos;
- Aplicar o método da deconvolução de Euler nos dados magnetométricos para visualização das estruturas em profundidade;
- Integrar os dados geológicos e geofísicos em plataforma de sistemas de informações geográficas (SIG) para análise qualitativa;

## **1.4 JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA**

A dinâmica da tectônica de placas na transição Arqueano-Paleoproterozoico é objeto de constantes investigações. Sabe-se que tal transição trouxe fundamentais mudanças no cenário geológico global, com episódios curtos de proto subducção que evoluíram para uma tectônica mais estável e duradoura, menor taxa de fusão do manto, começo dos movimentos laterais das placas e surgimento e aumento de orógenos colisionais e acrescionários (Condie & O'Neill 2010, Condie 2016 e Moyen & Laurent 2018).

Como já apresentado, o CM é um segmento terrestre que surgiu durante tal transição e contém registros pontuais para contribuir com as reconstruções de um planeta Terra de uma era remota, ainda que sua própria história evolutiva possua lacunas (Seixas *et al.* 2012, 2013; Moreira *et al.* 2018).

Algumas dessas controvérsias remontam, por exemplo, ao pouco entendimento existente sobre as grandes zonas de cisalhamento que delimitam as rochas do CM: a Jeceaba-Bom Sucesso (ZCJBS) e a Congonhas-Itaverava (ZCI) [vide Alkmim & Teixeira 2017 e referências nele contidas sobre a definição dos atuais limites do CM]. Nesse sentido, é necessário traçar a zona de influência de ambos e definir qual papel eles realmente desempenharam durante a tectônica Proterozoica da área, seriam tais lineamentos limites de terreno? Além disso, torna-se importante caracterizá-los em profundidade e indicar os vetores tectônicos regionais atuantes na conformação do arcabouço estrutural do CM (Campos & Carneiro 2008, Corrêa-Neto *et al.* 2012 e Araújo *et al.* 2019).

## **1.5 MATERIAIS E MÉTODOS**

Para a realização deste estudo seguiram-se as seguintes etapas:

### **1.5.1 Pesquisa bibliográfica**

Ampla busca por trabalhos de graduação, dissertações, teses e artigos que remetam ao CM, em específico àqueles que tratam de geologia estrutural, além da intensa procura por trabalhos geofísicos, principalmente os que possuem certa similaridade com a geologia da área de estudo. Destacam-se neste sentido Teixeira (1985), Seixas (1988), Endo (1997), Campos & Carneiro (2008), Corrêa-Neto *et al.* (2012), Seixas *et al.* (2012), Ávila *et al.* (2014), Teixeira *et al.* (2015), Moreira *et al.* (2018) e Araújo *et al.* (2019).

### **1.5.2 Compilação e manipulação do banco de dados**

Realizou-se levantamento de uma extensa base de dados geofísicos para integração com dados geológicos já compilados durante projeto de iniciação científica intitulado “A evolução geotectônica do Cinturão Mineiro e sua correlação com o Quadrilátero Ferrífero” desenvolvido entre 2018 e 2019 através do convênio UFOP-CPRM, com apoio financeiro do CNPq. Durante este trabalho compilou-se mapas geológicos de trabalhos finais de graduação da UFOP e UFRJ em escala 1:25.000 e mapas da

CPRM em escala 1:100.000, além de mapas SRTM e geofísicos cedidos pela mesma empresa. A partir disso, foram organizados os dados estruturais planares e lineares e processados pelo software gratuito OpenStereo (IGC-USP) para que a área fosse subdividida em domínios estruturais. O referido trabalho gerou resumo publicado nos anais do geosudeste 2019 e o mesmo está presente nesta monografia na seção de anexos.

As informações gravimétricas terrestres foram gentilmente cedidas pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) e pelo Chefe da divisão de geofísica da CPRM (SUREG-SP) Luiz Gustavo Pinto. Além das fontes citadas, também foram adquiridos dados de gravimetria terrestre de forma gratuita pelo Geoportal do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Os dados magnetométricos e radiométricos utilizados foram adquiridos com auxílio da CODEMIG. Todas as informações geofísicas foram processadas por meio de software específico e integradas aos dados geológicos em ambiente SIG.

### **1.5.3 Análise qualitativa e integração geológica-geofísica**

Os mapas gravimétricos, magnetométricos e radiométricos foram gerados a partir do software Oasis Montaj 8.4. Exportaram-se os mapas para integração com a geologia em ambiente SIG no software ArcGis 10.3. Também no ArcGis foram gerados perfis ortogonais aos corpos e grandes estruturas para serem exportados posteriormente ao Oasis Montaj com a finalidade de extrair os dados magnetométricos e gerar as soluções a partir do método da deconvolução de Euler.

### **1.5.4 Análise quantitativa**

Executou-se a deconvolução de Euler, seguindo parâmetros previamente determinados como, por exemplo, o índice estrutural e tamanho da janela, a partir do software EULDEP 1.0 da Universidade de Witwatersrand com intuito de obter as profundidades médias do topo das fontes anômalas.

### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

---

#### 2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

##### 2.1.1 O Cráton São Francisco

O Cráton São Francisco (CSF) está localizado na porção centro-sul da plataforma Sul Americana, tem largura e comprimento máximos, respectivamente, de 1100 Km e 900 Km, e é um compartimento geotectônico expressivo e muito estudado estando situado nos Estados da Bahia, Minas Gerais, Sergipe, Pernambuco e Goiás (Almeida 1977).

As principais estruturas regionais que o envolvem são as faixas móveis Neoproterozoicas Brasília, Araçuaí, Rio Preto, Riacho do Pontal, Sergipana, Ribeira e, no limite leste da costa brasileira, é delimitado por bacias de margem passiva de idade Cretácea (Almeida 1981, 2000 e Alkmim & Martins Neto 2012). Tais limites Brasileiros são constituídos por dobras e grandes falhas que apresentam sentido do transporte tectônico rumo ao CSF. Em grande parte, as falhas são reversas ou de empurrão marcando importantes mudanças no estilo de deformação, tendo em vista que no interior do cráton predomina a tectônica *thin-skinned*, enquanto que nos cinturões orogênicos predomina a tectônica *thick-skinned* com envolvimento do embasamento, fator este que reflete na intensidade dos dobramentos e do metamorfismo que diminuem para o interior na parte mais estável (Almeida 1977, 1981 e Heilbron *et al.* 2017).

O embasamento do CSF, com rochas de idade inferior a 1800 Ma, estabilizou-se após o fim da orogenia Transamazônica e constitui-se de gnaisses cinza tipo TTG, granitoides e sequências metavulcano-sedimentares Arqueanas e Paleoproterozoicas. As unidades que recobrem o embasamento possuem desde idades Mesoproterozoicas até Fanerozoicas e ocorrem principalmente nos domínios tectônicos denominados de bacia São Francisco, aulacógeno Paramirim e Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (Almeida 1977, Barbosa & Sabaté 2004, Alkmim & Martins-Neto 2012 e Heilbron *et al.* 2017).

Em especial, na porção sul do CSF estão o Quadrilátero Ferrífero (QF) e o Cinturão Mineiro, sendo o primeiro um importante distrito aurífero e ferrífero composto por rochas Arqueanas e Paleoproterozoicas. O CM, foco do presente estudo, apresenta rochas com idades entre 2470 a 2100 Ma e que se correlacionam a diferentes eventos tectonotermiais (Alkmim & Marshak 1998, Alkmim & Martins-Neto 2012, Barbosa 2015, entre outros). Endo *et al.* (2020) propuseram um novo limite para o CSF localizado na ZCJBS, colocando o CM fora dos limites cratônicos. No entanto, o presente

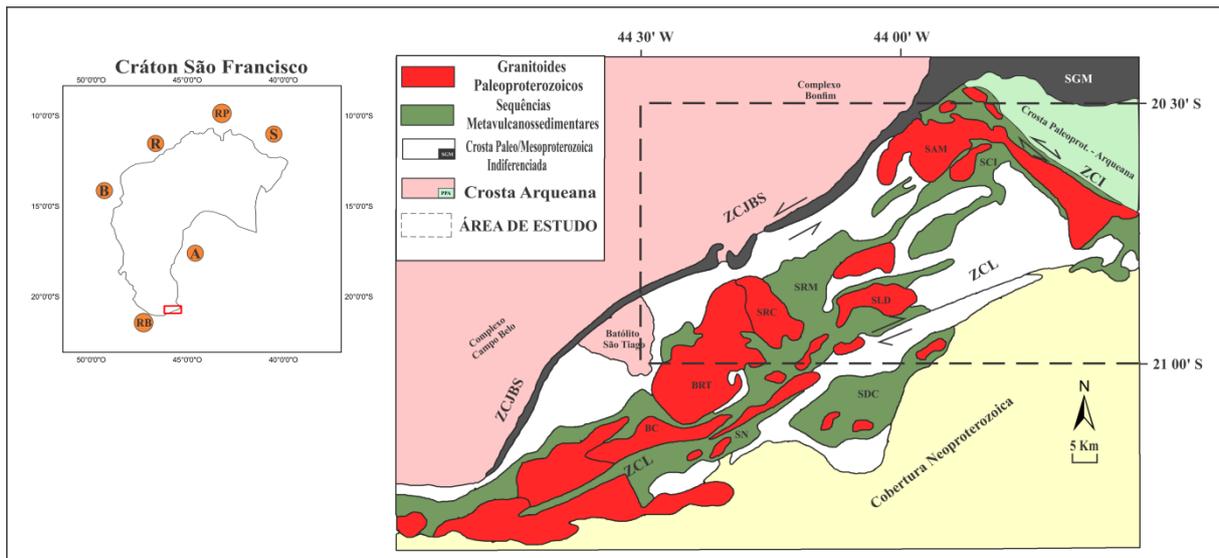
trabalho se limita a realizar as integrações geológica-geofísicas e compará-las com os modelos de limites cratônicos disponíveis na literatura.

## **2.2 O CINTURÃO MINEIRO E A GEOLOGIA DA BORDA SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**

O CM (Figura 2.1) foi primeiramente definido por Teixeira (1985) quando realizou estudos geocronológicos na porção meridional do CSF afirmando ser inegável a existência de um arco magmático na região, o que também, à época, foi uma enorme contribuição ao entendimento sobre a evolução geotectônica desta região. As definições e limites do terreno refinaram-se ao longo do tempo em conjunto com a evolução do conhecimento, suportando a ideia de que o CM é um orógeno acrescionário Paleoproterozoico em que se formaram uma série de arcos de ilha e continentais margeando uma plataforma Arqueana (Noce *et al.* 2000, Ávila *et al.* 2010 e Teixeira *et al.* 2015).

Existem duas importantes estruturas balizadoras que foram cunhadas pelos autores de Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso (LJBS) e Lineamento Congonhas-Itaverava (LCI) que delimitam o CM nas direções NE-SW e NW-SE, respectivamente (Seixas 1988 e Campos 2004). No entanto, no presente trabalho eles serão denominados de Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso (ZCJBS) e Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava (ZCI). A ZCJBS é uma extensa zona de cisalhamento de caráter predominantemente sinistral que apresenta indicadores cinemáticos subordinados dextrais (Campos & Carneiro 2008), enquanto que na visão de Corrêa-Neto *et al.* (2012) a ZCI é composta por diversas zonas de cisalhamento na direção NW-SE possuindo caráter sinistral reverso, de movimentação oblíqua. Já para Endo *et al.* (2020) a ZCI representa uma grande zona de cisalhamento rúptil-dúctil com cinemática sinistral que corresponde a um encurtamento crustal E-W e que posteriormente foi superposta por uma cinemática dextral de encurtamento N-S. A Zona de Cisalhamento Lenheiros (ZCL) é outra importante estrutura disposta na direção NE com caráter dextral e afeta predominantemente sequências metavulcanossedimentares Paleoproterozoicas e rochas metassedimentares Mesoproterozoicas (Endo 1997, Ávila *et al.* 2010 e Santos & Baltazar 2013).

Em relação ao metamorfismo, o CM registra três eventos principais: o primeiro entre 2250 a 2190 Ma atingindo fácies anfíbolito inferior a média, o segundo entre 2130 a 2100 Ma atingindo fácies xisto verde a anfíbolito inferior (Ávila *et al.* 2014) e o terceiro em  $2024 \pm 54$  Ma, datado em sobrecrecimento metamórfico em zircão no ortognaisse Cassiterita (Barbosa *et al.* 2019).



**Figura 2.1** - Mapa geológico simplificado do Cinturão Mineiro, suas principais associações litológicas e sua localização, polígono em vermelho, no Crátão São Francisco. BC: Batólito Cassiterita; BRT: Batólito Ritápolis; SAM: Suíte Alto Maranhão; SCI: Sequência Congonhas Itaverava; SDC: Sequência Dolores de Campos; SGM: Supergrupo Minas; SLD: Suíte Lagoa Dourada; SN: Sequência Nazareno; SRC: Suíte Resende Costa; SRM: Sequência Rio das Mortes; ZCI: Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava; ZCJBS: Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso; ZCL: Zona de Cisalhamento Lenheiros. As faixas móveis representadas no crátão são: A: Araçuaí; B: Brasília; R: Rio Preto; RB: Ribeira; RP: Riacho do Pontal; S: Sergipana (Modificado de Heilbron *et al.* 2017, Simon *et al.* 2018 e Barbosa *et al.* 2019).

As principais associações litológicas que caracterizam e diferem o CM dos outros segmentos adjacentes possuem idade Paleoproterozoica e são ortognaisses, granitoides e sequências metavulcanossedimentares. Os corpos ígneos são compostos principalmente por trondhjemitos, granodioritos, tonalitos, granitos, gabros e dioritos. As sequências Dolores de Campos, Nazareno, Rio das Mortes e Congonhas-Itaverava compreendem as rochas metavulcanossedimentares compostas por metakomatiitos, anfibolitos, filitos e gonditos (Noce *et al.* 2000, Ávila 2000, Toledo 2002, Corrêa-Neto *et al.* 2012 e Teixeira *et al.* 2015).

Fora dos limites cratônicos, a bacia Carandaí é uma sequência metassedimentar disposta na direção NE-SW ao longo da Zona de Cisalhamento Lenheiros (Figura 2.1) composta pelas formações Carandaí, Barroso e Prados (Ribeiro *et al.* 2013). A formação Carandaí constitui-se de diamictito com matriz filítica contendo seixos de gnaiss, granitoides, filitos e metabasitos do embasamento Paleoproterozoico. A formação Barroso consiste em uma sequência carbonática composta por mármore e calcários com lentes de metapelitos e calcilitos. A formação Prados é uma sucessão metapelítica e compõe-se de metasiltilos e metargilitos com lentes de pelitos carbonáticos.

Segundo Ribeiro *et al.* (2013) a formação Carandaí depositou-se no Mesoproterozoico durante pequenos episódios de rifting, seguidos da deposição dos sedimentos carbonáticos da formação Barroso em ambiente marinho raso e com certa quietude tectônica. Posteriormente, houve reativação

dos riftes com a deposição da formação Prados na direção NE-SW. Todos estes episódios são correlatos ao sistema intracratônico Espinhaço.

### 2.2.1 Crosta Arqueana

A crosta Arqueana da borda sul do CSF consiste em duas grandes unidades: os complexos granito-gnáissicos Paleo a Neoarqueanos e o *Greenstonebelt* Rio das Velhas Neoarqueano. No presente trabalho focaremos nos principais aspectos dos complexos Bonfim e Campo Belo que ocorrem a Noroeste da Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso, além de uma porção subordinada de crosta Arqueana na região extremo sul do CM (Figura 2.1) (Machado *et al.* 1992, Teixeira *et al.* 1996, Alkmim & Marshak 1998 e Simon *et al.* 2018).

O complexo Bonfim constitui-se principalmente de gnaisses cinzas de composição trondhjemítica a granítica, anfíbolitos, corpos intrusivos de composição tonalítica ou granodiorítica e outros pequenos corpos e diques de composição granítica (Carneiro 1992). Por sua vez, o complexo Campo Belo consiste majoritariamente de ortognaisses cinzas e plútons graníticos, além de também ocorrem migmatitos que contém corpos lenticulares de metabasitos e usualmente são cortados por aplitos graníticos e pegmatitos (Teixeira 1985). Possivelmente, essas rochas formaram-se em um evento acrescionário juvenil com posterior consolidação de um núcleo continental primitivo (Teixeira *et al.* 2017).

Segundo Teixeira *et al.* (1996) ambos os complexos, Bonfim e Campo Belo, exibem dados isotópicos e geocronológicos que evidenciam eventos tectonotermiais e magmáticos na borda sul do CSF nos períodos 3380 a 2900 Ma, 2860 a 2800 Ma e 2780 a 2700 Ma.

O batólito São Tiago, que é uma porção de crosta Arqueana que ocorre no extremo sul do CM (Figura 2.1), constitui-se, em sua assembleia principal, de ortognaisse com composição granítica a granodiorítica, e associados existem xenólitos de gnaiss tonalítico, além de pegmatitos e metagranitos. O gnaiss tonalítico possui afinidade TTG e idade U/Pb em zircão de  $2816 \pm 30$  Ma e é interpretado como proveniente de uma crosta Mesoarqueana pretérita. O corpo principal do batólito possui idade U/Pb datada em  $2664 \pm 4$  Ma, enquanto os pegmatitos apresentam as idades mais novas em  $2657 \pm 23$  Ma, e tais rochas são interpretadas como sendo de ambientes colisionais (Simon *et al.* 2018).

### 2.2.2 Crosta Paleo/MesoProterozoica Indiferenciada

As rochas da unidade definida neste trabalho como crosta Paleo-Mesoproterozoica indiferenciada possuem ocorrências e histórias evolutivas bem distintas. As formações correlatas ao

Supergrupo Minas, unidade estratigráfica do QF, ocorrem associadas a Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso, enquanto aquelas integradas à bacia Carandaí ocorrem ao longo da Zona de Cisalhamento Lenheiros (Figura 2.1) e estão descritas à parte da geologia do CSF (seção 2.2). Estão inseridos nesta unidade também alguns granitoides que serão tratados como indiferenciados no presente trabalho (Alkmim & Marshak 1998, Campos & Carneiro 2008, Neri 2012 e Ribeiro *et al.* 2013).

O Supergrupo Minas é uma sequência metassedimentar com o início de sua deposição na transição Arqueano-Paleoproterozoico a partir de 2600 Ma e constitui-se dos Grupos Tamanduá, Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará, muito bem definidos dentro dos limites do QF (Babinski *et al.* 1995, Alkmim & Marshak 1998 e Endo *et al.* 2002). No limite noroeste do CM, na extensão da Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso, trabalhos anteriores correlacionam a sequência metassedimentar Bom-Sucesso ao Supergrupo Minas, o que seria o próprio prolongamento da bacia Minas, com base em dados geocronológicos e estratigráficos (Campos 2004, Campos & Carneiro 2008 e Neri 2012).

Segundo Campos (2004) a abertura e começo de sedimentação desta bacia ocorreu após  $2624 \pm 12$  Ma, idade semelhante ao início da deposição da Bacia Minas. As rochas constituem-se de xistos e quartzitos na base, correlatas ao Grupo Caraça, formações ferríferas bandadas na posição intermediária da coluna e mica xistos no topo, unidades correspondentes aos grupos Itabira e Piracicaba, respectivamente. Interpreta-se que tais pacotes rochosos depositaram-se em uma bacia sedimentar de mar profundo com predomínio de rochas pelíticas (Neri 2012).

### 2.2.3 Sequências metavulcanossedimentares

As rochas metavulcânicas e metassedimentares do CM constituem típicas sequências do tipo *greenstonebelts*. Entretanto, embora bem caracterizadas sob o ponto de vista petrográfico e geoquímico, suas idades causam controvérsias. Autores como Seixas (1988) e Baltazar & Zucchetti (2007), correlacionam tais unidades ao *greenstonebelt* Rio das Velhas, que exposto no QF tem idade Arqueana. Por outro lado, datações U/Pb, tanto em zircões detríticos nas sequências metassedimentares, quanto idades de cristalização nas metavulcânicas, atestam tais rochas como Paleoproterozoicas (Ávila *et al.* 2012 e Teixeira *et al.* 2015). Tais unidades metavulcanossedimentares são usualmente divididas em: Nazareno, Dores de Campos, Congonhas-Itaverava (SCI) e Rio das Mortes (SRM) (Ávila *et al.* 2010 e Corrêa-Neto *et al.* 2012). Particularmente, no presente trabalho, ênfase será dada às duas últimas sequências acima referidas, visto que estas estão inseridas nos limites da área de estudo.

A SCI ocorre nas proximidades da Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava (Figura 2.1) e possui distintas camadas, iniciando com um nível basal composto por metabasaltos toleíticos de alto

ferro e em menor proporção os de alto magnésio, basaltos komatiíticos e komatiítos. Sobreposto ao nível basal encontram-se camadas de rochas metassedimentares clásticas constituídas por metapelitos carbonosos e metagrauvacas. Datação U/Pb feita em zircões detríticos da unidade metassedimentar restringem a idade máxima de deposição em  $2349 \pm 14$  Ma. O paleoambiente sugerido para a formação da SCI é de um segmento intraoceânico (Corrêa-Neto *et al.* 2012 e Teixeira *et al.* 2015).

A SRM ocorre em grande extensão dentro dos limites do CM, entre a Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso e a Zona de Cisalhamento Lenheiros (Figura 2.1). Tal unidade é composta por anfibolitos, em que o protólito são basaltos, além de filitos, gonditos, quartzitos e menores ocorrências de rochas ultramáficas. As idades de cristalização de anfibolitos foram obtidas através de datação U/Pb em zircões obtendo-se  $2231 \pm 31$  e  $2202 \pm 11$  Ma (Ávila *et al.* 2000, 2010, 2012). Interpreta-se que possivelmente essas rochas formaram-se em ambiente extensional, como de uma dorsal mesoceânica (Ávila *et al.* 2014).

#### **2.2.4 Granitoides Paleoproterozoicos**

A ocorrência de granitoides Paleoproterozoicos é um dos traços marcantes dentro do segmento deste orógeno acrescionário, denominado de CM. Grande parte destes corpos mostra afinidade cálcio alcalina e/ou TTG, são derivados de fontes predominantemente juvenis com algum componente crustal e estão relacionados ao evento Transamazônico (Noce *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 2008, Seixas *et al.* 2012, Teixeira *et al.* 2015 e Barbosa 2015). A seguir são apresentados os principais plutonitos estudados no CM.

Até o presente momento, o primeiro pulso de plutonismo Paleoproterozoico que se tem conhecimento no CM data de 2470 Ma e é representado pelo batólito Cassiterita. Este é composto por tonalitos e trondhjemitos de afinidade TTG, possuem caráter peraluminoso e tem idades U/Pb em zircão de  $2472 \pm 11$  a  $2414 \pm 29$  Ma. Interpreta-se tal plutonismo como formado em ambiente tectônico de arco intraoceânico sem influência de um paleocontinente Arqueano (Barbosa 2015).

Por sua vez, a suíte Lagoa Dourada constitui-se de tonalitos e trondhjemitos de afinidade TTG com baixo conteúdo de magnésio e alto de cálcio, metaluminosos a levemente peraluminosos com idades U/Pb em zircão de  $2356 \pm 3$  a  $2350 \pm 4$  Ma (Seixas *et al.* 2012). O ortognaisse da suíte Resende Costa possui composição trondhjemitica e é enriquecido em elementos alcalinos, exibe caráter peraluminoso, afinidade TTG e controvérsias em relação a sua idade de cristalização. Os autores Teixeira *et al.* (2015) dataram a suíte por meio do método U/Pb em zircão e encontraram idades de  $2351 \pm 48$  a  $2317 \pm 16$  Ma, além de idades em torno de 2140 a 2050 Ma. Eles consideraram as mais antigas como sendo as de cristalização e as mais novas como de recristalização metamórfica evidenciada por bordas de sobrecrecimento em zircão. Já os autores Moreira *et al.* (2018)

encontraram por meio da datação U/Pb em titanita idade de  $2148 \pm 6$  Ma e também aquelas em torno de  $\sim 2350$  Ma, porém, consideraram que a primeira é a idade de cristalização e a segunda seria de grãos herdados, baseado em dados isotópicos que mostram retrabalhamento neste corpo. Por fim, interpreta-se a formação de ambas as suítes como sendo em ambiente intraoceânico.

Esta questão continua em aberto, contudo, a suíte Lagoa Dourada, o batólito Cassiterita, e, possivelmente a suíte Resende Costa indicam o início da atividade plutônica neste sistema e também são importantes por se tratarem de magmatismo em uma época, entre  $\sim 2400$  a  $2200$  Ma, em que há na literatura intenso debate sobre uma possível quietude de eventos tectonotermiais globais (Condie & O'Neill 2010, Partin *et al.* 2014 e Condie 2016).

Mais jovens que as suítes anteriormente mencionadas, tem-se o corpo plutônico Fé que constitui-se de monzogranito e sienogranito, possui caráter cálcio alcalino, é peraluminoso e seu conteúdo em potássio é variável entre médio e alto, com idade de cristalização U/Pb em zircão igual a  $2191 \pm 9$  Ma. As suas características isotópicas também levam à interpretação de que foram rochas geradas em ambiente intraoceânico (Teixeira *et al.* 2008). Já o batólito Ritápolis constitui-se de leucogranito e tonalito, possui afinidade cálcio alcalina, suas rochas são peraluminosas altamente fracionadas com alto conteúdo de sílica e com idade U/Pb em zircão de  $2123 \pm 33$  Ma. Suas assinaturas isotópicas apontam para uma formação em um ambiente de arco continental (Teixeira *et al.* 2014 e Barbosa *et al.* 2015).

A suíte Alto Maranhão compõe-se de tonalito com enclaves máficos dioríticos, suas rochas são cálcio alcalinas, metaluminosas, intermediárias a levemente ácidas e apresentam médio conteúdo de potássio com idade de cristalização U/Pb em zircão de  $2128 \pm 9,9$  Ma. O ambiente tectônico interpretado de acordo com os dados isotópicos é de arco de ilha (Seixas *et al.* 2013).

### 2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E TECTÔNICO

Segundo Endo (1997) a região central do CM possui tendência estrutural na direção NE-SW, predominando estilo estrutural de deformação com cisalhamentos direcionais e reativações de alto ângulo. Sequências metavulcanossedimentares e rochas metassedimentares associadas a ZCJBS também ocorrem orientadas seguindo direção geral NE-SW com mergulhos de moderado a alto para SE. Já na porção setentrional nordeste, as rochas que se alojam ao longo e nas vizinhanças da ZCI possuem *trend* NW-SE.

Assim, o referido autor propôs um modelo tectônico em regime transpressional durante o Transamazônico composto por dois megaeventos que se subdividem em quatro fases, sendo a primeira e terceira as que contemplam atividades mais significativas na região do CM. A primeira fase foi interpretada como um evento compressivo entre  $2250$  e  $2100$  Ma com esforços dirigidos de NE para

SW, com a colocação de granitoides em sítios extensionais associados à reativação de descontinuidades Arqueanas de direção NE-SW e E-W, com a ZCJBS funcionando como uma zona de transferência. Na terceira fase, entre 2059 e 2000 Ma, o vetor tectônico segue na direção NW com o ZCI funcionando como falha de transferência balizando dois blocos crustais distintos (Endo 1997).

Toledo (2002) caracteriza três fases deformacionais na região extremo sul do CM, nas proximidades dos municípios de Lavras e Nazareno onde possivelmente há influência da Zona de Cisalhamento Lenheiros, correlacionando-as ao arcabouço estrutural regional. De acordo com a autora, a segunda é a fase principal de deformação e estaria relacionada ao evento Transamazônico, afetando sequências metavulcanossedimentares e granitoides, gerando uma foliação com direção entre N60E a N90E e mergulhos altos para SE ou NW, além da formação de zonas de cisalhamento dextrais subverticais e intrusão de corpos graníticos orientados na direção NE-SW. Já Neri (2012) realizou estudos locais na serra de Bom Sucesso e também constatou três fases deformacionais, porém, com características bem distintas e sem correlação clara com eventos tectônicos regionais. A primeira fase é evidenciada por dobras isoclinais em um processo de dobramento progressivo que deu origem a uma zona de cisalhamento reversa com transporte de massa de SE para NW, a segunda também é compressiva com vetor de deformação na direção N-S e a terceira é uma fase extensional com falhas normais de direção NW-SE.

Alguns dos mais importantes trabalhos acerca da evolução tectonoestrutural do CM foram produzidos por Campos (2004) e Campos & Carneiro (2008) por meio dos quais estabeleceram que a ZCJBS é uma estrutura que separa duas entidades distintas: um continente Arqueano – onde as rochas são caracterizadas geoquimicamente como granitoides tipo TTG – e um terreno Paleoproterozoico acrescionário. Entretanto, segundo os mesmos autores, o traçado atual deste lineamento não foi o local original da colagem destes terrenos e, portanto, não se caracteriza como uma zona de sutura (Campos & Carneiro 2008).

Segundo os autores, a evolução Paleoproterozoica pode ter ocorrido em três estágios distintos. No primeiro estágio uma subducção de SE para NW começara na crosta continental Arqueana pretérita, enquanto um arco de ilha também começava a se desenvolver a SE dali, dando origem aos granitoides Paleoproterozoicos mais antigos. No segundo, ocorreu uma colisão oblíqua arco-continente de caráter sinistral e horizontal com deslocamento para NE do recém-acrescido arco de ilha em relação ao continente Arqueano. Tal movimentação ocorreu marginalmente à plataforma marinha dos sedimentos que hoje formam o Supergrupo Minas, onde esta separação se deu ao longo da atual ZCJBS que funcionou como uma zona de transferência. No último estágio, a progressiva movimentação e interação lateral do continente Arqueano e do arco Paleoproterozoico causou a deformação e metamorfismo dos sedimentos da margem passiva (Campos & Carneiro 2008).

Recentemente, Endo *et al.* (2020) propuseram novas hipóteses sobre a evolução tectonoestrutural dos grandes lineamentos e conseqüentemente do CM. Segundo os autores, a região do QF e adjacências sofreram efeitos da deformação Neoproterozoica brasileira em fases distintas. No que eles se referem como fase 3, uma deformação com esforços dirigidos de E para W, reflexo da ação do orógeno Araçuaí no paleocontinente São Francisco, imprimiu a cinemática sinistral na ZCI. A referida fase 4, demonstra esforços dirigidos de S para N correspondentes à manifestação da interferência da faixa Ribeira em relação à Brasília. Tal acontecimento superpõe cinemática dextral sobre a sinistral na ZCI e imprime a cinemática sinistral a ZCJBS.

Devido a um conjunto de elementos, entre eles os citados acima, os autores propõem um modelo de indentação do chamado bloco Barbacena, que engloba também o Cinturão Mineiro. Desta forma, eles sugerem que este bloco indentante se movimentou para norte durante o evento brasileiro e interagiu com o complexo Bação. No interior do bloco a deformação ocorre ao longo de falhas paralelas a ZCJBS, sinistralmente, e ao longo da ZCI, dextralmente (Endo *et al.* 2020).

Ressalta-se que o modelo tectonoestrutural do CM ainda é alvo de algumas controvérsias e de intensos debates, porém, é um conhecimento consolidado de que representa um sistema orogênico acrescionário composto por arcos de ilha e continentais, tendo sido formado durante o Paleoproterozoico (Ávila *et al.* 2014, Teixeira *et al.* 2015, Simon *et al.* 2018, Araújo *et al.* 2019 e Barbosa *et al.* 2019).

Estes arcos intra-oceânicos, representados essencialmente pelo Cassiterita, Lagoa Dourada e Resende Costa, se formaram a partir da fusão parcial de placas oceânicas em subducção em uma região afastada da plataforma do paleocontinente São Francisco, e, ao mesmo tempo, a bacia Minas passava a depositar sedimentos carbonáticos sobre esta crosta Arqueana, em detrimento dos sedimentos siliciclásticos (Babinski *et al.* 1995 e Barbosa 2015). Após isso, houve processo de espalhamento do assoalho oceânico com conseqüente formação de novas porções de crosta oceânica entre 2270 a 2200 Ma, evidenciado pelas rochas máficas das seqüências metavulcano-sedimentares, em conjunto com o surgimento de outros arcos magmáticos (Ávila *et al.* 2014). Por fim, o batólito Ritápolis e outras unidades litodêmicas são as rochas mais jovens (2170 a 2090 Ma) e que formaram arcos continentais dentro deste contexto. Recentes estudos indicam que existe uma parte de crosta Arqueana nos interiores do CM, considerada uma porção peninsular ou um fragmento subordinado do paleocontinente São Francisco (Simon *et al.* 2018).

Mendonça, G. O. 2020, Integração geológica-geofísica na região do Cinturão Mineiro...

#### 3.1 INTRODUÇÃO

A geofísica dedica-se a estudar a constituição da Terra e de outros planetas por meio da aplicação de princípios físicos. Segundo Telford *et al.* (1990), pode-se considerar o início desta ciência nas descobertas sobre a gravidade e magnetismo de Newton e Gilbert, respectivamente.

As investigações geofísicas envolvem a realização de levantamentos próximos ou sobre a superfície terrestre. A distribuição e contraste entre propriedades físicas internas influenciam nestas medidas, e por consequência, elas revelam como as características do planeta variam vertical e lateralmente.

A divisão mais generalizada dos métodos geofísicos consiste daqueles que fazem uso de campos terrestres que ocorrem naturalmente e aqueles induzidos por energia artificial. No presente trabalho, a caracterização geofísica é feita apenas a partir de dados de campos naturais: os potenciais gravimétricos e magnetométricos e a radioatividade (Kearey *et al.* 2002).

#### 3.2 GRAVIMETRIA

##### 3.2.1 Introdução

A gravimetria investiga variações no campo gravitacional terrestre derivadas de contrastes de densidade entre corpos rochosos em subsuperfície. O conceito principal do método refere-se à ideia do corpo causador da anomalia, ou seja, uma unidade rochosa com densidade diferente do seu entorno. Este corpo representa uma zona da superfície interna terrestre com excesso de massa e que causa uma perturbação local de gravidade e é chamada de anomalia gravimétrica (Kearey *et al.* 2002).

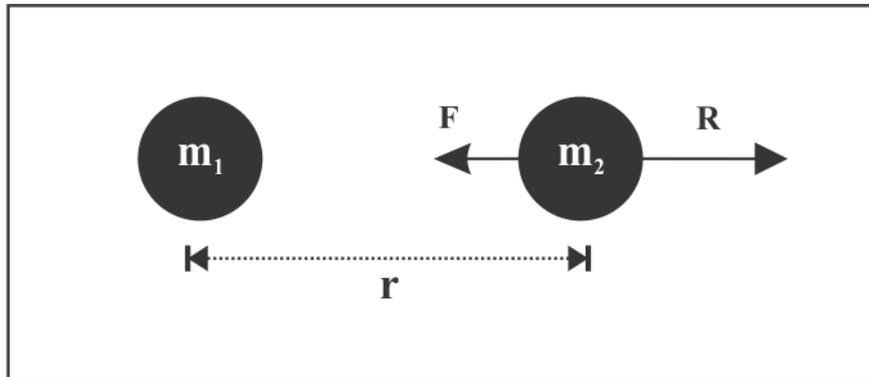
##### 3.2.2 Princípios básicos

Sir Isaac Newton publicou em 1687 o livro *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica* e dentre os importantes conteúdos publicados, ele expôs a segunda lei do movimento (Equação 3.1) onde a taxa de momento de uma determinada massa é proporcional à força atuante sobre ela e a lei da gravitação universal (Equação 3.2), cuja magnitude da força gravitacional entre dois corpos é proporcional à massa de cada um e inversamente proporcional ao quadrado da sua distância:

$$F = ma \quad \text{(Equação 3.1)}$$

$$F = -G \frac{m_2 m_1}{r^2} \mathbf{R} \quad (\text{Equação 3.2})$$

Na Equação 3.2,  $\mathbf{R}$  é um vetor unitário na direção de  $m_1$  para  $m_2$ , sendo que o sinal negativo indica que a força  $\mathbf{F}$  atua na direção contrária e  $G$  é a constante universal da gravitação (Figura 3.1).



**Figura 3.1-** A lei da gravitação universal para massas pontuais segundo esquema representativo (modificado de Lowrie 2007).

Em geofísica, os estudos levam mais em consideração as acelerações dos corpos em detrimento às suas forças e comparando a Equação (3.1) com a (3.2) pode-se definir a aceleração da gravidade ( $a_g$ ) de um corpo de massa  $m_2$  em função da atração de  $m_1$  (Equação 3.3):

$$a_g = -G \frac{m_1}{r^2} \mathbf{R} \quad (\text{Equação 3.3})$$

No Sistema Internacional de Unidades as massas ( $m_1$  e  $m_2$ ) possuem como unidade o quilograma (kg), a distância em metros (m) e a aceleração gravitacional em  $m/s^2$ . Porém, os valores em  $m/s^2$  são muito superiores àqueles medidos por métodos gravimétricos na superfície terrestre. Portanto, a unidade que se utiliza é a do sistema c.g.s. em  $cm/s^2$ , mais comumente chamada de *Gal*. As pequenas mudanças na aceleração da gravidade são usualmente medidas em *miliGal* (*mgal*).

O potencial da gravidade ( $U_g$ ), usualmente chamado de geopotencial (Equação 3.4), é a soma dos potenciais gravitacional ( $U_G$  – Equação 3.5) e centrífugo ( $U_c$  – Equação 3.6) :

$$U_g = U_G + U_c \quad (\text{Equação 3.4})$$

$$U_G = \nabla U(x, y, z) = -g(x, y, z) \quad (\text{Equação 3.5})$$

$$U_c = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \lambda \quad (\text{Equação 3.6})$$

Onde  $\omega$  é a velocidade angular e  $\lambda$  é a latitude. O potencial gravitacional é obtido por meio de um gradiente (Telford *et al.* 1990, Blakely 1995 e Lowrie 2007).

### 3.2.3 Campo gravitacional terrestre

A aceleração da gravidade na superfície terrestre não é constante, uma vez que o planeta também não é uma esfera homogênea, ou seja, as superfícies equipotenciais que o circundam são irregulares. As mudanças nestes valores em relação à latitude são da ordem de 5 Gal, do Equador aos polos, e os efeitos da elevação podem ser de até 0,1 Gal. O valor médio da aceleração da gravidade terrestre é de 980 Gal, portanto, o efeito da latitude e da elevação podem ser de 0,5% e 0,001% em relação a média, respectivamente (Telford *et al.* 1990 e Blakely 1995).

O planeta Terra possui uma forma praticamente esferoidal com arqueamento no Equador e achatamento nos polos. Entretanto, para efeitos teóricos de cálculo e padronização da figura terrestre, criou-se o Elipsoide Internacional de Referência, um sólido de revolução oblato que aproxima o nível médio do mar e as porções continentais superiores que o próprio Elipsoide removeu (Blakely 1995 e Lowrie 2007).

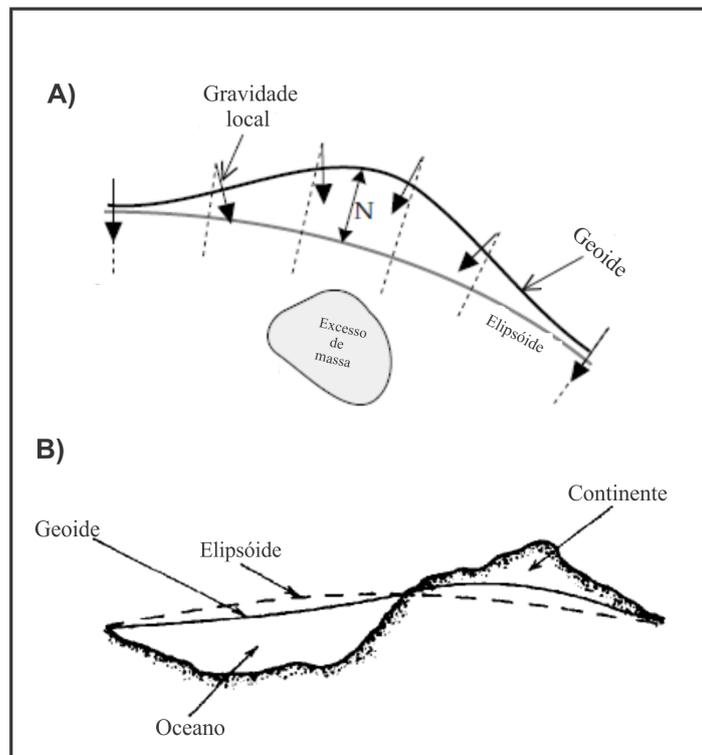
Pode-se calcular o valor teórico da gravidade neste sólido por meio da derivação da fórmula (Equação 3.4) em que o resultado são os seus componentes verticais e horizontais, e que posteriormente, são combinados para encontrar a fórmula da gravidade normal como função da latitude  $\lambda$  para a superfície do elipsoide:

$$g_n = g_e + (1 + \beta_1 \text{sen}^2 \lambda + \beta_2 \text{sen}^2 2\lambda) \quad (\text{Equação 3.7})$$

Na Equação 3.7,  $g_e$  (gravidade no Equador),  $\beta_1$  e  $\beta_2$  são constantes do sistema de referência geodésico e isso permite que se calcule a gravidade em qualquer latitude com precisão de 0,1 mGal.

O elipsoide de referência nada mais é do que uma conveniência matemática e uma aproximação à superfície equipotencial de gravidade, no entanto a superfície equipotencial física chama-se geoide. A diferença é que a superfície do geoide permite variações de densidade em profundidade e lateralmente, enquanto o elipsoide apenas em profundidade (Lowrie 2007).

No oceano, o geoide não é perturbado pelos efeitos das correntes oceânicas, clima e marés e é concordante com a superfície oceânica. Nos continentes, ele é afetado pelas massas acima do nível do mar. Corpos com excesso de massa dentro do elipsoide causam atração gravitacional descendente para o centro da terra, enquanto cordilheiras e morros causam atração ascendente, uma vez que os seus centros de gravidade estão fora do elipsoide. Em ambas as situações ocorrem a elevação da curva do geoide sobre a do elipsoide. Quando existe uma deficiência de massa por causa de vales, depressões ou corpos de massa menor que o entorno, a curva sofre rebaixamento (Figura 3.2) (Telford *et al.* 1990 e Lowrie 2007).



**Figura 3.2** - A) Representação esquemática da elevação da curva do geóide sobre o elipsóide devido a um excesso de massa. B) Arqueamento ascendente da curva do geóide relacionado à presença de uma cordilheira e rebaixamento devido a uma depressão oceânica (modificado de Telford *et al.* 1990 e Lowrie 2007).

### 3.2.4 Anomalias gravimétricas e correções aplicadas

As anomalias gravimétricas derivam de fontes com diferentes densidades no interior da Terra. O chamado “contraste de densidade” é definido (Equação 3.8) como:

$$\Delta\rho = \rho - \rho_0 \quad (\text{Equação 3.8})$$

onde  $\rho$  é a densidade de um corpo rochoso e  $\rho_0$  é a densidade das rochas encaixantes.

Em uma região cujo corpo possui alta densidade, a gravidade também será elevada e após os tratamentos, como a redução ao elipsóide e subtração da gravidade normal, tem-se uma anomalia gravimétrica positiva, o mesmo se aplica para uma anomalia negativa (Lowrie 2007).

Inicialmente, em análises gravimétricas, deve-se separar com clareza o campo resultante de um corpo alvo (anomalia residual) daquele que é remanescente (anomalia regional). O comprimento de onda é uma variável importante quanto a essas anomalias, pois, é um indicativo da profundidade

que se encontra o corpo anômalo. Aqueles com longos comprimentos de onda refletem os que são maiores e mais profundos, enquanto baixas amplitudes e comprimentos demonstram os menores e mais rasos. Portanto, os ruídos normalmente provêm de corpos superficiais com curto comprimento de onda e podem ser removidos ou salientados por filtragem. Os efeitos de corpos mais profundos são chamados de regional e o residual é quando se remove o regional, salientando as anomalias superficiais (Blakely 1995).

Percebe-se que para encontrar uma anomalia gravimétrica é necessário reduzir a medida de gravidade a um valor que reflita as variações de densidade na crosta e manto superior, pois, existem vários fatores que contribuem para a gravidade observada e necessitam ser corrigidos, como: efeito de elevação e massas acima do nível do mar, relacionado ao tempo, plataformas em movimento, entre outros (Blakely 1995 e Lowrie 2007). A correção para latitude é feita em função do achatamento dos polos que aumenta o valor de gravidade, uma vez que nesta situação o geoide está mais próximo do centro de massa da Terra. O arqueamento do Equador diminui a aceleração da gravidade. Por meio da Equação 3.9, obtém-se a correção para latitude por quilômetro de deslocamento norte-sul.

$$\Delta g_{\text{lat}} = 0.8140 \text{sen} 2\lambda \text{ mgal/Km} \quad (\text{Equação 3.9})$$

As correções para terreno são realizadas devido as irregularidades nas superfícies vizinhas dos levantamentos, onde montanhas ou vales causam variações topográficas afetando as medições no gravímetro. Normalmente, divide-se a área em domínios e compara-se a elevação dentro de cada domínio com a altitude da estação de levantamento, por isso é imprescindível um mapa topográfico detalhado da região (Lowrie 2007).

Os gravímetros são instrumentos tão sensíveis que podem detectar mudanças na gravidade devido a movimentos do Sol e da Lua, mudanças essas que dependem de latitude e tempo. A correção para marés pode ser calculada sabendo a posição exata destes astros, porém, a variação é tão lenta e suave que normalmente ela já vem inclusa no *drift* do instrumento (Lowrie 2007).

As medições de gravidade sobre o continente necessitam de ajuste pela elevação do terreno acima ou abaixo do nível do mar. E, uma vez que a gravidade varia inversamente ao quadrado da distância (Equação 3.2), é preciso corrigir as mudanças na elevação entre as estações para uma superfície referência. Tal correção chama-se *free-air* ( $g_{fa}$  – Equação 3.10) e não leva em consideração as massas entre essas superfícies. Aplicando-se essa correção obtém-se a anomalia *free-air* ( $\Delta g_{fa}$  - Equação 3.11) (Blakely 1995).

$$g_{fa} = -0.3086 \times 10^{-5} h \quad (\text{Equação 3.10})$$

$$\Delta g_{fa} = g_m - g_{fa} - g_n \quad (\text{Equação 3.11})$$

Onde na Equação 3.10,  $h$  é a altura e na Equação 3.11,  $g_m$  é a gravidade medida e  $g_n$  é a gravidade “normal” (Equação. 3.7). As unidades no sistema c.g.s. são cm para  $h$  e Gal para  $g$ .

A correção *free-air* e a gravidade “normal” ignoram o fato de existirem massas entre a estação de observação e o nível do mar. Portanto, a correção *Bouguer* ( $g_b$  - Equação. 3.12) leva em consideração essas massas. Ela aproxima todas as massas que estão acima do nível do mar a uma placa teórica homogênea e infinita igual à altura de observação acima do nível do mar, chamada placa de Bouguer (Blakely 1995). A Equação 3.13 apresenta a anomalia *Bouguer* ( $\Delta g_b$ ), quando se aplica a correção de mesmo nome.

$$g_b = 0.1119 \times 10^{-5} h \quad (\text{Equação 3.12})$$

$$\Delta g_b = g_m - g_{fa} - g_b - g_n \quad (\text{Equação 3.13})$$

Para o cálculo de  $g_b$  utiliza-se um valor de densidade crustal médio de  $2670 \text{ Kg/m}^3$  (Telford *et al.* 1990, Blakely 1995 e Lowrie 2007).

### 3.2.5 Densidade das rochas

A densidade é a razão da massa por unidade de volume de certo corpo e tem como principais unidades o  $\text{g/cm}^3$  no sistema c.g.s. e o  $\text{kg/m}^3$  no SI (Telford *et al.* 1990). A densidade de rochas próximas a um perfil de gravidade é importante para efeito de cálculo da placa de Bouguer e correção de terrenos.

As rochas sedimentares normalmente são menos densas que ígneas e metamórficas (Tabela 3.1) e a ampla variação na densidade delas se deve em muito a variações na porosidade, além de sua idade e profundidade de soterramento. Normalmente a densidade aumenta com tempo e profundidade devido à compactação [a densidade é inversamente proporcional ao volume] (Telford *et al.* 1990).

As rochas ígneas vulcânicas podem possuir alta porosidade e assim uma densidade menor, e, geralmente, as básicas são mais densas que as ácidas. Em rochas metamórficas, normalmente a densidade aumenta com o grau do metamorfismo, pois, estes processos tendem a fechar os poros e recristalizá-las. Além disso, os correspondentes ígneos e sedimentares tendem a ser menos densos (Telford *et al.* 1990).

**Tabela 3.1** – Tipos de rochas, intervalos e médias de densidade das mesmas (modificado de Telford *et al.* 1990)

<b>Rocha</b>	<b>Densidade por intervalo (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>Densidade média (g/cm<sup>3</sup>)</b>
Arenito	1.61 – 2.76	2.35
Folhelho	1.77 – 3.20	2.40
Calcário	1.93 – 2.90	2.55
Dolomita	2.28 – 2.90	2.70
Granito	2.50 – 2.81	2.64
Granodiorito	2.67 – 2.79	2.73
Diorito	2.72 – 2.99	2.85
Diabásio	2.50 – 3.20	2.91
Basalto	2.70 – 3.30	2.99
Gabro	2.70 – 3.50	3.03
Peridotito	2.78 – 3.37	3.15
Quartzito	2.50 – 2.70	2.60
Xisto	2.39 – 2.90	2.64
Grauvaca	2.60 – 2.70	2.65
Mármore	2.60 – 2.90	2.75
Gnaisse	2.59 – 3.00	2.80
Anfibolito	2.90 – 3.04	2.96
Sedimentares (média)	-	2.50
Ígneas ácidas	2.30 – 3.11	2.61
Ígneas básicas	2.09 – 3.17	2.79
Metamórficas	2.40 – 3.10	2.74

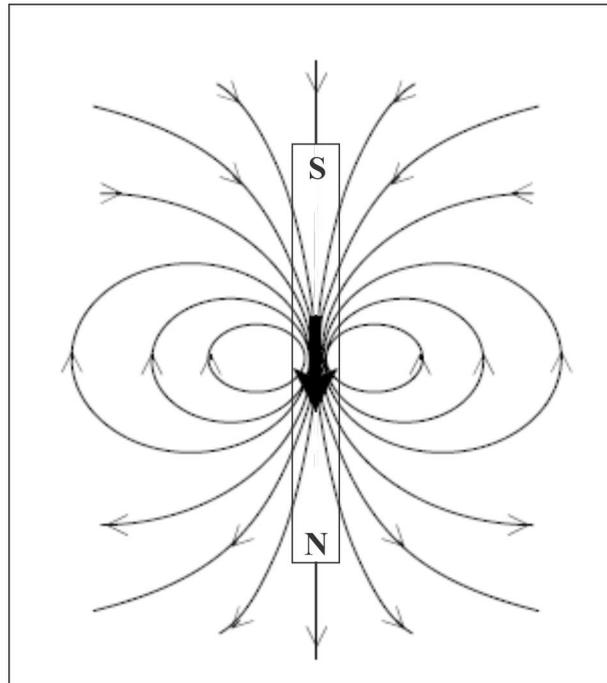
### 3.3 MAGNETOMETRIA

A magnetometria investiga a parte interna do globo por meio das propriedades magnéticas das rochas que geram anomalias no campo magnético da Terra. Mesmo que grande parte dos minerais não tenham propriedades magnéticas significantes, alguns tipos rochosos possuem minerais suficientes para produzir anomalias no campo total (Kearey *et al.* 2002).

#### 3.3.1 Princípios básicos

As correntes elétricas estão associadas à movimentação de elétrons em núcleos atômicos e consequentemente tais correntes geram campos magnéticos. As leis do magnetismo foram estabelecidas relacionando estes campos a centros imaginários de força magnética chamados de pólos

magnéticos. Tais leis demonstram que, ao contrário de cargas eletrostáticas, pólos magnéticos livres não podem existir. O campo dipolar magnético é definido formalmente como um campo de dois pólos magnéticos com sentidos opostos e que estão infinitesimalmente próximos um do outro (Figura 3.3) (Lowrie 2007).



**Figura 3.3** - Linhas de campo de um dipolo magnético (barra magnética). Por convenção o polo positivo é atraído pelo norte magnético terrestre (modificado de Lowrie 2007).

Para começar a descrever as definições matematicamente, devem-se considerar duas ínfimas linhas de corrente elétrica que possuem uma atração magnética mútua. Então, deve-se analisar as duas correntes  $I_a$  e  $I_b$  e a força que um elemento infinitesimal  $dl_b$  aplica em outro componente  $dl_a$ , assim tem-se a *Força de Lorentz* ( $df_a$  – Equação 3.14) (Blakely 1995):

$$df_a = KI_a I_b \frac{dl_a \times (dl_b \times \mathbf{R})}{r^2} \quad (\text{Equação 3.14})$$

Onde  $K$  é uma constante de proporcionalidade que possui valor igual a 1 no sistema de unidades c.g.s. e é adimensional, enquanto que no SI possui valor de  $10^{-7}$  henry por metro,  $r$  é a distância entre as linhas elétricas e  $\mathbf{R}$  um vetor unitário.

Define-se então o vetor  $\mathbf{B}$  por meio da Equação 3.15:

$$dB_b = KI_b \frac{dl_b \times \mathbf{R}}{r^2} \quad (\text{Equação 3.15})$$

Substituindo-se a Equação 3.15 em 3.14 tem-se a Equação 3.16:

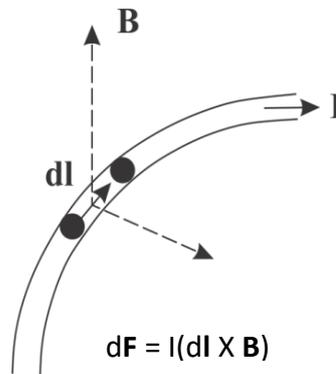
$$df_a = I_a dl_a \times dB_b \quad (\text{Equação 3.16})$$

A Equação 3.16 é a derivada da importante *Lei de Lorentz*, simplificada em  $F = q(v \times B)$  e que descreve a força atuante em uma carga  $q$  com velocidade  $v$  por um campo magnético  $B$ .

A partir dessas considerações e integrando a Eq. 3.15 tem-se a Lei de *Biot-Savart* para o campo magnético (Equação 3.17) (Blakely 1995):

$$B = KI_b \oint \frac{dl_b \times R}{r^2} \quad (\text{Equação 3.17})$$

O campo magnético  $B$  (Figura 3.4) é, portanto, definido como uma corrente elétrica que aplica força em uma carga em movimento e a força é o vetor resultante de um campo magnético induzido e da velocidade da partícula. A unidade do SI para o campo é o  $\text{Wb/m}^2$ , chamado de *tesla* (T), e a unidade para a corrente elétrica é o Amper (A). Em estudos geofísicos os resultados são mensurados em nT (nanoteslas) (Blakely 1995).

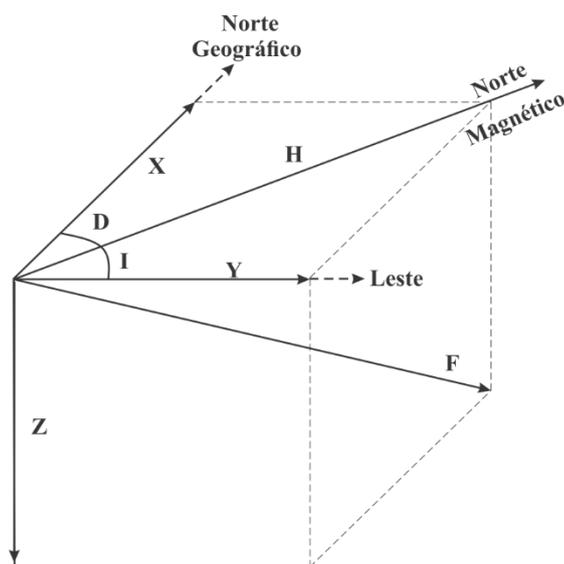


**Figura 3.4** - Um campo magnético  $B$  segundo a Lei de Biot-Savart para uma carga pontual  $dl$  e uma corrente elétrica  $I$  (modificado de Lowrie 2007).

### 3.3.2 Campo Geomagnético

O campo magnético da Terra, usualmente chamado de campo geomagnético, possui a seguinte divisão: o campo principal onde sua magnitude varia lentamente e possui origem interna e o campo externo que possui menores dimensões e com maiores variações (Telford *et al.* 1990)

O campo principal pode ser expresso como um vetor em um sistema de coordenadas cartesianas com três eixos ortogonais (X-Y-Z) (Figura 3.5). A magnitude é  $F$  e o vetor de sua direção exibe dois ângulos: A declinação  $D$  é o ângulo que ele faz com o norte geográfico e a inclinação  $I$  é o ângulo de mergulho abaixo da horizontal (Lowrie 2007).



**Figura 3.5** - O campo principal terrestre expresso como um vetor em um sistema de coordenadas cartesianas; H: vetor resultante do campo (modificado de Lowrie 2007).

Estudos científicos mostram que a maior parte deste campo origina-se de fontes internas terrestres. A teoria mais aceita é de que correntes convectivas no núcleo externo da Terra transportam um material rico em níquel e ferro no estado líquido, acreditando-se que um tipo de dínamo, com estes fluidos altamente condutores, seja a fonte causadora do magnetismo (Lowrie 2007).

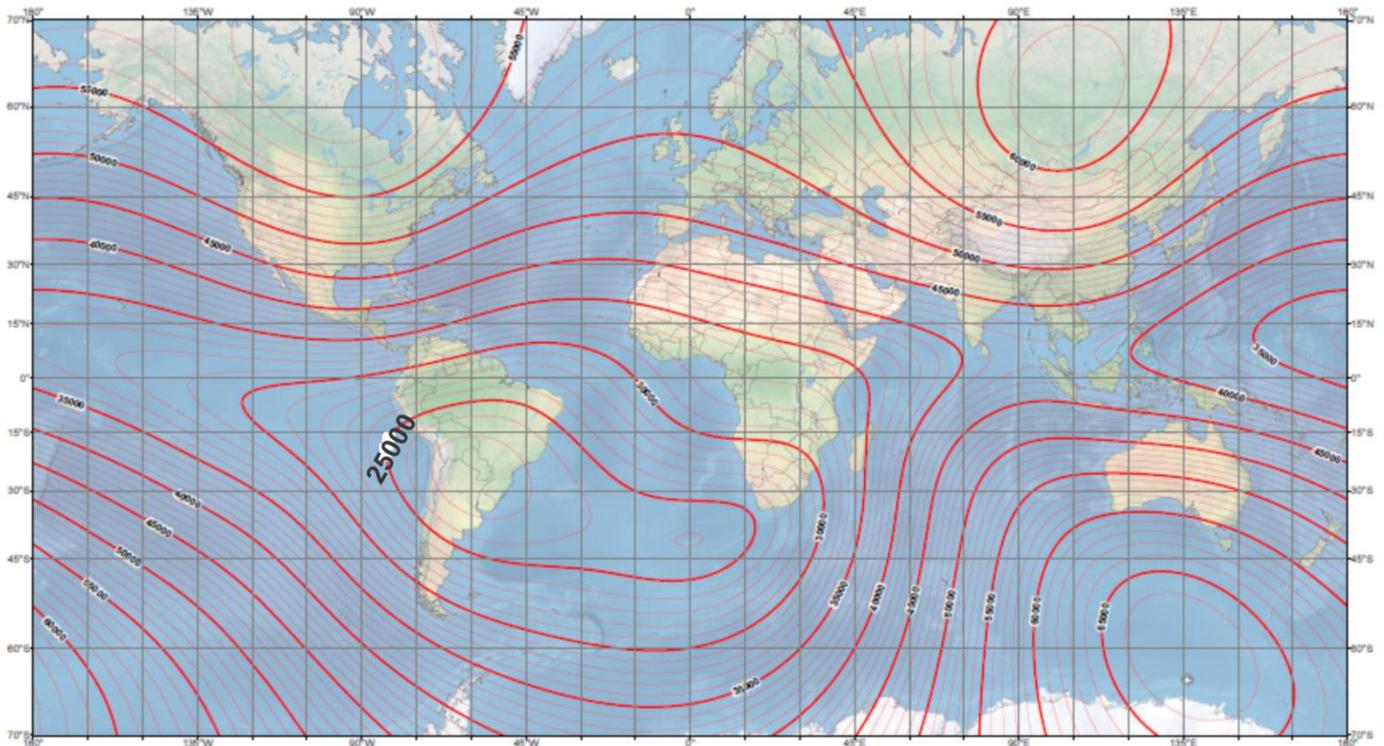
Acredita-se que o restante do campo geomagnético é proveniente de correntes elétricas na atmosfera superior em camadas ionizadas, referido usualmente como campo externo. As suas variações temporais são muito mais constantes que o seu equivalente interno com uma série de causas e efeitos, como: um ciclo de 11 anos relacionado com a atividade solar, variações solares diurnas controladas pela ação do vento solar em períodos de um dia com alterações do campo em até 30 nT, mudanças lunares em períodos de um dia e uma hora com amplitude de até 2 nT e as tempestades magnéticas que podem ocorrer a cada 27 dias e ocasionar alterações de até 1000 nT. Todas essas variações não causam muitos problemas em levantamentos magnetométricos, já que se pode atenuá-las com correções, no entanto tempestades magnéticas podem causar maiores problemas e devem ser avaliadas com maior atenção (Telford *et al.* 1990).

### 3.3.3 Anomalias magnéticas

As anomalias magnéticas derivam de contrastes de magnetização entre rochas com diferentes conteúdos de minerais magnéticos, provocando mudanças locais no campo principal terrestre. A configuração que a anomalia se apresenta depende de fatores como a forma e profundidade da fonte, além da sua própria orientação em relação ao perfil de levantamento e do campo magnético local, que varia em direção e intensidade dependendo da localidade geográfica. Quanto à profundidade, as fontes não são muito profundas, e ao passar o *ponto de Curie* (~10 km em zonas de alto fluxo calorífico e

~40 km em gradientes geotérmicos normais, 550 °C) as rochas se desmagnetizam (Telford *et al.* 1990 e Lowrie 2007).

Portanto, os levantamentos magnetométricos medem a intensidade escalar do campo magnético local da Terra. Tal medição é uma combinação entre o *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF - Figura 3.6), uma representação matemática do campo do núcleo interno terrestre, e o campo induzido nas rochas. Porém, o produto principal dos levantamentos é a diferença entre o campo medido e o IGRF, referido normalmente entre “Residual do IGRF” ou mesmo de “Anomalia Magnética” (Reeves 2005 e Isles & Rankin. 2013).



**Figura 3.6** - As variações globais da força escalar  $F$  do campo magnético total (nT) do IGRF época 2019.0. As isolinhas estão espaçadas a cada 1000 nT (NOAA/NGDC & CIRES 2019).

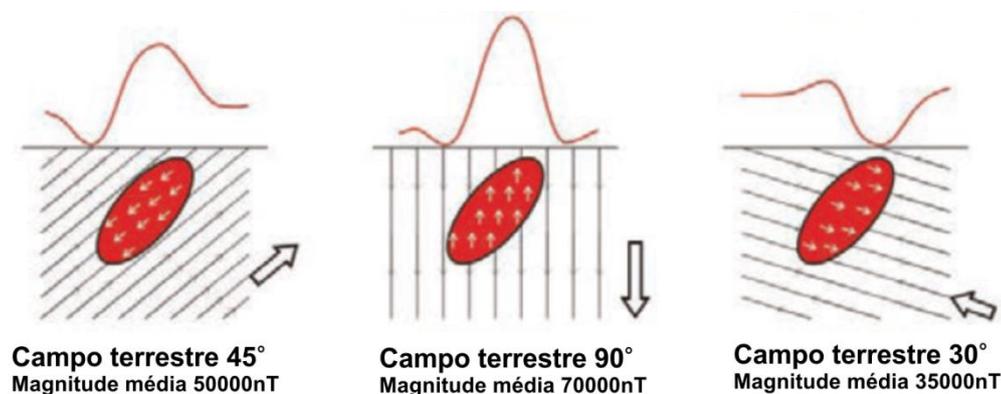
### 3.3.4 Magnetismo e susceptibilidade magnética

Os corpos podem se magnetizar quando na presença de um campo magnético externo. Para campos de baixa amplitude como o terrestre, a magnetização induzida é proporcional em magnitude e paralela ao campo magnetizante externo, conforme a Equação 3.18:

$$M = kH \quad (\text{Equação 3.18})$$

Onde  $\mathbf{M}$  é a magnetização da rocha,  $k$  é denominada de susceptibilidade magnética e  $\mathbf{H}$  é o campo magnetizante.  $\mathbf{M}$  e  $\mathbf{H}$  possuem como unidade A/m e  $k$  é adimensional. A susceptibilidade magnética é uma propriedade física do material e mede quão facilmente ele pode magnetizar-se

(Lowrie 2007). Conforme mencionado, a configuração do perfil de magnetização dependerá também do campo externo (**H**) (Figura 3.7).



**Figura 3.7** - A magnetização e a dependência dos perfis magnéticos de acordo com a inclinação do campo magnético (modificado de Isles & Rankin 2013).

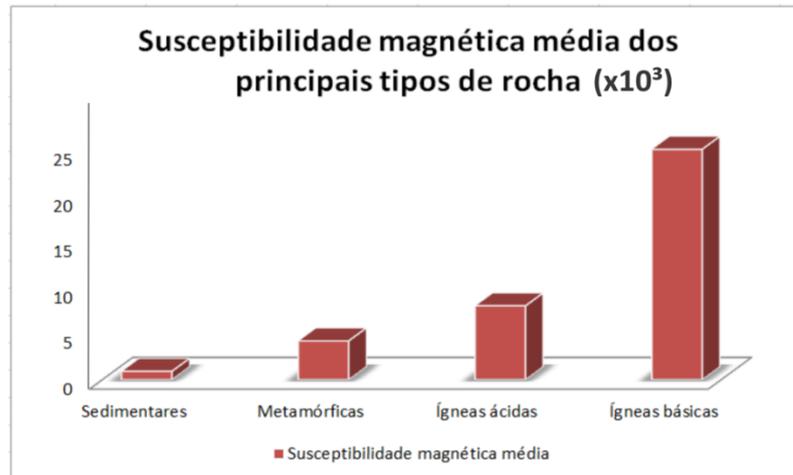
O comportamento de um sólido perante um campo magnético depende do momento magnético dos átomos e íons que o compõe. Este comportamento magnético pode ser dividido em três classes que dependem também da susceptibilidade magnética: diamagnetismo, paramagnetismo e ferromagnetismo.

As substâncias diamagnéticas possuem susceptibilidade negativa e a magnetização se desenvolve na direção contrária ao campo induzido. Representam essa classe os minerais: grafita, quartzo, calcita, entre outros. Os paramagnéticos possuem susceptibilidade baixa e positiva, os representam vários argilominerais, clorita, anfíbólio, piroxênio, olivina, etc. Os ferromagnéticos caracterizam-se por altos e positivos valores de susceptibilidade com fortes propriedades magnéticas e possuem dois importantes subdomínios: os antiferromagnéticos e ferrimagnéticos (Lowrie 2007).

Os antiferromagnéticos possuem susceptibilidade positiva, porém, muito fraca e não é possível de terem magnetização remanescente. A causa de suas propriedades provém do seu alinhamento atômico, onde o *spin* de suas partículas está em direções diferentes resultando em um momento magnético igual a zero. São exemplificados pelos minerais ilmenita e hematita.

Os ferrimagnéticos possuem fortes características magnéticas devido a suas propriedades intrínsecas, pois, mesmo com alinhamento dos subdomínios em direções diferentes, o momento resultante não é zero, seja porque um par de subdomínios possui maior intensidade que os outros ou seja por existirem mais subdomínios de um tipo do que de outro. Estes materiais exibem histerese magnética e podem reter magnetizações remanescentes de campos pretéritos. Os principais minerais representantes deste grupo são magnetita, pirrotita e goethita (Lowrie 2007).

A susceptibilidade e o comportamento magnético tem uma relação muito próxima, já que ela depende principalmente do conteúdo de minerais ferrimagnéticos presentes na rocha, além de como o corpo adquiriu o magnetismo remanescente. Normalmente, rochas sedimentares possuem os menores valores médios de susceptibilidade magnética, enquanto que as rochas ígneas básicas possuem os maiores (Figura 3.8) (Telford *et al.* 1990, Blakely 1995 e Lowrie 2007).



**Figura 3.8** - Susceptibilidade magnética média dos principais tipos de rocha (modificado de Telford *et al* 1990).

### 3.3.5 Correção, transformação e filtragem de dados

Assim como nos levantamentos gravimétricos, para que se estabeleça o produto final na magnetometria, são necessárias correções adicionadas a transformações e filtragem de dados. As correções ocorrem nas primeiras etapas após aquisição de dados, visando eliminar variações temporais, de altura e a já mencionada remoção do IGRF (Isles & Rankin 2013).

As micro-pulsões, tempestades magnéticas e variações diurnas ocorrem em períodos de tempo relativamente curtos quando comparados com o tempo que se leva para executar um levantamento aeromagnético. As três medidas usuais que se tomam para eliminar estes efeitos são o magnetômetro em base fixa que subtrai essas lentas variações magnéticas no período do levantamento, além dos métodos de nivelamento por linhas de controle e micronivelamento. Em relação à altitude, normalmente não se considera necessário realizar correções, pois, a magnitude média do gradiente é de 0,04 nT/m, valor este muito abaixo mesmo para aparelhos altamente sensíveis. Por fim, existe a disponibilidade dos coeficientes para o IGRF na época do levantamento, o que permite calculá-lo em cada ponto do perfil e posteriormente a subtração do valor observado (Reeves 2005).

Além das correções iniciais, existem as transformações que são fundamentais na aquisição de um produto magnetométrico satisfatório. Estes procedimentos se baseiam em conceitos físicos e matemáticos para realizar sua rotina e os principais exemplos são a redução do polo (RTP, da sigla em inglês) e a amplitude do sinal analítico (ASA) (Isles & Rankin 2013).

### **Redução ao polo (RTP)**

A RTP transforma a anomalia magnética (AM) medida em qualquer inclinação do campo terrestre para uma medição que seria feita caso o levantamento fosse realizado nos polos magnéticos ( $I = 90^\circ$ ), ou seja, ocorre a remoção da natureza dipolar da AM. Os altos magnéticos das imagens RTP estão relacionados mais certamente ao centro do corpo rochoso e as suas assimetrias refletem melhor mergulhos e direções verdadeiras.

Porém, existem algumas situações em que tal transformação pode induzir ao erro em interpretações. A aplicação da RTP é teoricamente inválida onde corpos rochosos possuem alta taxa de magnetização remanescente, pois, a técnica admite que a direção da magnetização de toda área é conhecida e igual ao campo magnético local. Tal situação pode ser um problema em áreas com espessos pacotes de formações ferríferas bandadas, onde provavelmente terão efeitos de reminiscência e desmagnetização, acarretando em dificuldades para a análise estrutural (Isles & Rankin 2013).

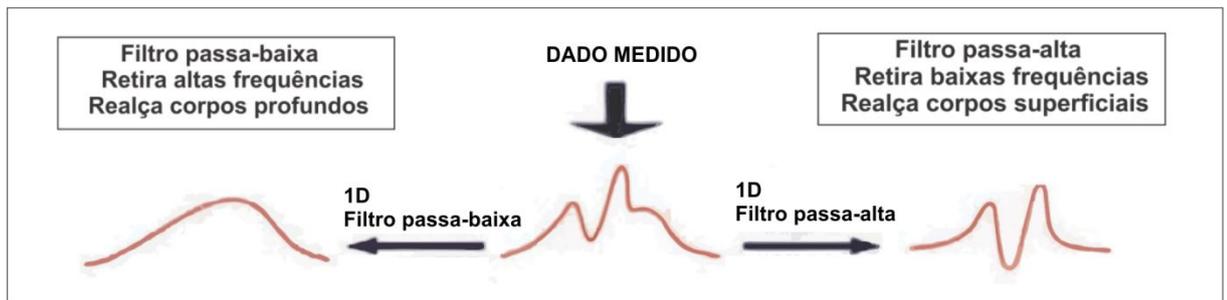
Em campos magnéticos com baixa inclinação, a interpretação também pode ser comprometida, pois, as operações matemáticas no computador envolvem números muito pequenos à medida que se diminui o valor da inclinação. Assim, isso pode acarretar em dados resultantes com falsos *trends* estruturais na direção do norte magnético. Entretanto, quando existe uma boa relação entre o espaçamento das linhas e altura do voo gerando ótimas resoluções, a interpretação pode ser conduzida com bons resultados (Isles & Rankin 2013).

### **Amplitude do sinal analítico (ASA)**

A amplitude do sinal analítico é, matematicamente, a soma vetorial das três componentes de uma derivada direcional e é capaz de determinar as bordas mais superficiais de um corpo independente da orientação de sua magnetização, ou seja, é uma ferramenta importante até em áreas com baixas inclinações e com corpos com magnetização remanescente. A resposta desta transformação é mais complexa do que as provenientes da RTP e AM, já que ela produz uma anomalia em cada borda do corpo, não sendo recomendável para estudos estruturais detalhados. Assim, como o produto da RTP e da AM, a ASA perde em efetividade quando a profundidade do corpo se aproxima a suas dimensões laterais (Isles & Rankin 2013).

A filtragem de dados permite realçar porções desejadas do sinal e também eliminar aquelas que o atrapalham. Nos levantamentos aeromagnéticos, procura-se separar as fontes magnéticas causadoras mais profundas daquelas superficiais. Para tal, existem duas classes principais de filtros: os passa-alta e passa-baixa (Figura 3.9). Aqueles chamados de passa-alta retiram sinais de baixa frequência que, conseqüentemente, possuem maiores comprimentos de onda e estão associados a corpos mais superficiais, ou seja, este filtro realça fontes mais superficiais. Na filtragem por meio da

classe passa-baixa ocorre o contrário, retiram-se as altas frequências e são realçadas as anomalias profundas.



**Figura 3.9** - As classes de filtros e suas características segundo perfis hipotéticos de dados (Modificado de Isles & Rankin 2013).

O filtro passa-alta mais utilizado é a primeira derivada vertical, pois, resulta em produtos muito confiáveis e fiéis à realidade. É definida matematicamente como a taxa em que a intensidade magnética muda na direção vertical (em Z). Este filtro não é tendencioso a nenhuma direção, o que é uma característica primordial para o melhor entendimento das disposições espaciais e estruturais de uma área, além de que sua anomalia reflete com maior precisão as dimensões do corpo magnético. Existem também as derivadas em X e Y que realçam estruturas Norte-Sul e Leste-Oeste, respectivamente (Isles & Rankin 2013).

No filtro passa-banda, utiliza-se com maior frequência a continuação para cima. Normalmente, ele é escolhido para filtrar os sinais superficiais por terem menor volume e dimensões lineares, portanto, tendem a diminuir mais rapidamente do que o sinal dos corpos mais profundos (Isles & Rankin 2013).

### 3.4 DECONVOLUÇÃO DE EULER

A deconvolução de Euler estabelece análises quantitativas a partir de dados magnetométricos e gravimétricos. Esta técnica considera que as fontes causadoras de anomalias são relativamente simples, como dipolos ou linhas de dipolos, e através de tratamentos matemáticos e por meio da assistência de algoritmos, ela realiza estimativas de posição e da profundidade de tais fontes (Reid *et al.* 1990 e Durrheim & Cooper 1998)

Durrheim & Cooper (1998) elaboraram o software EULDEP a partir da base matemática que será descrita a seguir. Os dados de entrada inseridos no programa são os magnéticos e/ou de gravidade observados em formato ASCII e após processamento produz-se os gráficos com as soluções. O EULDEP calcula os gradientes horizontais e verticais do campo em um máximo de 2048 dados.

Para iniciar a fundamentação teórica da técnica deve-se considerar a Equação 3.19 de um campo devido à distribuição de polos magnéticos:

$$f(x, y, z) = \frac{M}{r^N} \quad \text{(Equação 3.19)}$$

Onde  $r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$ ,  $M$  é a magnetização e  $N$  é o índice estrutural com valores entre 0 e 3 (Tabela 3.2).

**Tabela 3.2** - Índices estruturais para dados magnéticos (modificado de Durrheim & Cooper 1998).

Modelo	Índice estrutural
Linha de polos	1.0
Polo pontual	2.0
Linha de dipolos	2.0
Dipolo pontual	3.0

O campo magnético induzido por uma fonte pontual (Equação 3.20) como um polo ou dipolo na posição  $(x_0, y_0$  e  $z_0)$  é:

$$\Delta T(x, y) = f((x - x_0), (y - y_0), z_0) \quad \text{(Equação 3.20)}$$

Uma função  $f(x, y, z)$  é considerada homogênea de grau  $n$  segundo a Equação 3.21 e, caso atenda esta proposição, ela satisfaz a relação de homogeneidade de Euler ou simplesmente a Equação de Euler (Equação 3.22) (Thomson 1982):

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad \text{(Equação 3.21)}$$

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad \text{(Equação 3.22)}$$

A Equação 3.19 é homogênea de grau  $-n$ , portanto, a Equação 3.20 pode ser reescrita segundo a equação de Euler (Equação 3.23):

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y) \quad \text{(Equação 3.23)}$$

Durrheim & Cooper (1998) projetaram o *software* EULDEP para que use dados de perfis e assumam que o campo possua simetria transversal a estes perfis, fazendo com que  $\frac{\partial \Delta T}{\partial y} = 0$ .

O campo total, como já mencionado, é a soma entre o regional e a anomalia magnética causada por uma fonte (Equação 3.24):

$$T(x) = \Delta T(x) + B \quad \text{(Equação 3.24)}$$

Substituindo a Equação 3.24 em a Equação 3.23, tem-se:

$$(x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} + NB = x \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + NT \quad (\text{Equação 3.25})$$

Portanto, de acordo com a Equação 3.25, se o campo magnético total e os gradientes vertical e horizontal são conhecidos em três pontos sobre a extensão do perfil, pode-se calcular a posição ( $x_0$ ) e profundidade ( $z_0$ ) de uma fonte causadora de anomalia. Porém, corpos que provocam estes contrastes magnéticos/gravimétricos são muito mais complexos do que a simplificação acima, além dos ruídos provenientes dos levantamentos. Assim, o *software* utiliza o método de inversão dos mínimos quadrados para resolver as equações inseridas (Equação 3.26) (Menke 1989):

$$S = (A^T A)^{-1} A^T G \quad (\text{Equação 3.26})$$

$A$  é uma matriz  $7 \times 3$  que contém os pontos de sete dados dos perfis de gradiente horizontal e vertical,  $G$  é uma matriz de 7 pontos que contém a Equação 3.26 e  $S$  é a solução contendo a profundidade e posições horizontais das soluções. O processo se repete para diferentes valores de  $N$  (índice estrutural).

### 3.5 RADIOMETRIA

O método radiométrico exhibe importantes aplicações como, por exemplo, o mapeamento geológico de superfície principalmente por causa das diferentes assinaturas radioativas das rochas. Os principais elementos envolvidos neste levantamento são isótopos de urânio, tório e potássio (Kearey *et al.* 2002).

#### 3.5.1 Princípios básicos

O átomo, com diâmetro aproximadamente de  $10^{-10}$  m, é a menor partícula conhecida em que se podem distinguir suas propriedades químicas. O seu núcleo, com diâmetro igual a  $10^{-15}$  m e massa de  $1,67 \times 10^{-27}$  Kg, consiste de partículas carregadas positivamente e daquelas que são neutras: prótons e nêutrons, respectivamente. Os elétrons estão em volta deste núcleo e são elementos carregados negativamente com massa igual a  $9,11 \times 10^{-31}$  Kg e carga elementar igual a  $1,602 \times 10^{-19}$  C (Telford *et al.* 1990).

O número de prótons de um elemento químico é o seu número atômico ( $Z$ ) e a soma dos prótons e nêutrons é a massa atômica ( $A$ ). Os isótopos são átomos de um mesmo elemento cuja massa atômica é diferente, ou seja, possuem deficiência ou aumento no número de nêutrons. Estas partículas possuem as mesmas propriedades químicas, mas diferem nas físicas (Telford *et al.* 1990).

O núcleo de alguns isótopos possui excesso de energia, são instáveis e se desintegram para formar núcleos isotópicos mais estáveis. Este processo denomina-se desintegração ou decaimento radioativo e os isótopos com essas características são os radionuclídeos (Kearey *et al.* 2002). Esta ação

emite partículas e energia (radiação nuclear), como as radiações alfa ( $\alpha$ ), beta ( $\beta$ ) e gama ( $\gamma$ ). As partículas alfa são o equivalente a um núcleo do elemento Hélio com dois prótons e dois nêutrons, as beta podem ser elétrons ou pósitrons e as partículas gama são radiações eletromagnéticas que representam o excesso de energia (Kearey *et al.* 2002). Porém, nos levantamentos é possível medir apenas a radiação gama, em função do fraco poder de penetração das outras duas partículas. A lei de decaimento radioativo (Equação 3.27) representa todo este processo:

$$N_t = N_0 e^{-\Psi t} \quad (\text{Equação 3.27})$$

Onde  $N_t$  é o número de átomos após certo tempo  $t$  (s),  $N_0$  é o número de átomos iniciais no tempo = 0 e  $\Psi$  é a constante de decaimento de radionuclídeos ( $s^{-1}$ ).

Uma constante relacionada à Equação 3.27 é o tempo de meia-vida do isótopo ( $T_{1/2}$  [s]), ou seja, tempo para que a metade dos radionuclídeos decaia (Equação 3.28) (IEAE 2003):

$$T_{1/2} = \frac{0.693}{\lambda} \quad (\text{Equação 3.28})$$

Apesar de uma considerável quantidade de isótopos presentes na natureza, grande parte é rara ou emite pequena radiação nuclear. Assim, os principais elementos medidos em levantamentos radiométricos são as séries de Urânio e Tório ( $^{235}_{92}\text{U}$ ,  $^{238}_{92}\text{U}$  e  $^{232}_{90}\text{Th}$ ) que decaem para  $^{208}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}$ . E o potássio  $^{40}\text{K}$ , em que 89% das suas partículas decaem para  $^{40}\text{Ca}$  por meio de emissões beta e 11% para  $^{40}\text{Ar}$  por captura de potássio (Kearey *et al.* 2002 e Ribeiro *et al.* 2015).

### 3.5.2 Geoquímica de radioelementos

O potássio faz parte dos elementos alcalinos, é litófilo, possui alta mobilidade e representa consideráveis 2,35% da crosta terrestre (Dickson & Scott 1997). Ele está presente em proporções muito maiores em rochas félsicas, como granitos, do que em máficas e ultramáficas. Então, os principais minerais formadores de rochas que contém o potássio são do grupo dos K-feldspatos (principalmente ortoclásio e microclíneo) e das micas (majoritariamente biotitas e moscovitas). Ao passar por processos intempéricos, as rochas liberam o potássio formando argilominerais como a illita ou a montmorilonita (Dickson & Scott 1997).

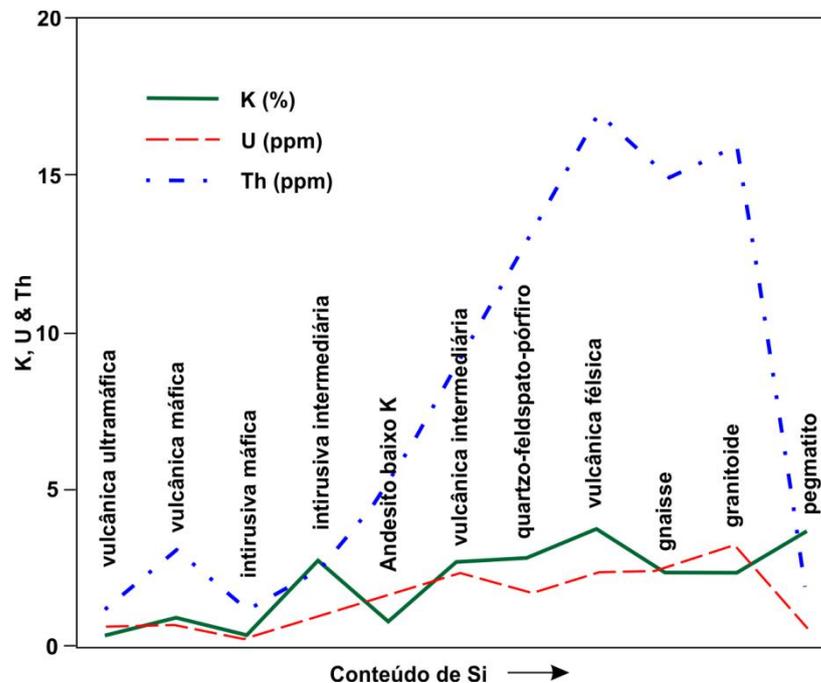
O tório está no grupo dos actinídeos, é litófilo, possui baixa mobilidade e é um componente menor da crosta terrestre com concentração de apenas ~12 ppm (Dickson & Scott 1997). Ele ocorre apenas no estado de valência  $\text{Th}^{4+}$  e está em maior concentração nas rochas graníticas, podendo estar associado à alanita, monazita e o zircão. Estes minerais são estáveis durante o intemperismo e normalmente se acumulam em depósitos areníticos de metais pesados (Dickson & Scott 1997).

O urânio está presente em concentrações menores até que o tório na crosta terrestre (~3 ppm). Os seus principais estados de valência são  $\text{U}^{4+}$  e  $\text{U}^{6+}$ , cuja forma mais reduzida acontece usualmente

em minerais insolúveis (Dickson & Scott 1997). A sua presença em rochas ocorre na forma de óxidos ou silicatos como a uraninita e uranothorita, além de poder compor também monazita e o zircão. Apenas estes dois últimos minerais são resistentes ao intemperismo e o urânio liberado pode ser retido em óxidos de ferro e argilominerais (Dickson & Scott 1997).

### 3.5.3 Radioatividade das rochas

Dickson & Scott (1997) realizaram estudos acerca da distribuição de radioelementos em rochas. Para as rochas ígneas, observaram uma tendência de aumento no conteúdo destes devido ao aumento de silício nas rochas (Figura 3.10). Outra observação é a de que a concentração de tório aumenta em uma taxa muito maior do que a de urânio. As rochas dos estágios finais de cristalização, como pegmatito e aplito, mostram comportamento inverso. Entretanto, dentro de uma mesma classe de rochas a concentração destes elementos varia muito, não sendo possível fazer uma correlação direta entre radioelementos e tipo de rocha.



**Figura 3.10** - Correlação da concentração de radioelementos com aumento de silício em rochas ígneas (Dickson & Scott 1997).

No mesmo estudo, tais autores sugerem que eventos metamórficos não alteram a concentração de radioelementos. Quanto a rochas sedimentares, o teor destes elementos reflete a composição dos sedimentos que as originaram. Por exemplo, sedimentos imaturos de rochas graníticas devem expressar altos valores de potássio, mas os sedimentos maduros compostos majoritariamente por quartzo devem mostrar menores valores (Dickson & Scott 1997).

### 3.5.4 Levantamentos radiométricos e seus produtos

Os produtos de levantamentos radiométricos mais importantes são as concentrações de potássio (em %), de tório e urânio (em ppm), as razões das concentrações entre os radioelementos e o canal de contagem total.

Por meio de um espectrômetro obtém-se a concentração dos elementos medindo todos os raios gama em um intervalo específico de energia entre 0,41 a 2,81 MeV. Dentro deste intervalo, associa-se cada elemento a um canal do equipamento, onde cada um deles possui um limite e um pico de energia característica. Por exemplo, o potássio possui pico de energia em 1,46 MeV. Os isótopos de urânio e tório não emitem radiação gama, mas os elementos resultantes de seu decaimento, bismuto e titânio, apresentam pico de energia em 1,76 e 2,61 MeV, respectivamente (Ribeiro *et al.* 2015).

Para estes dados também se aplicam correções como a de tempo morto, remoção de background da aeronave e cósmico, altimétrica e do efeito Compton. O tempo morto é o momento em que o espectrômetro está gravando as contagens e para corrigir isto se divide as contagens registradas nos canais pelo tempo total de medida. A correção do efeito Compton é realizada para eliminar a influência das radiações dos canais de mais alta energia sobre os de menor energia (Ribeiro *et al.* 2015).

Além das correções, também se calcula a taxa de exposição  $E$  do canal de contagem total (na unidade  $\mu\text{R/h}$ ), normalmente referido apenas como contagem total (Equação 3.29):

$$E = 1.505K + 0.0653eU + 0.287eTh \quad (\text{Equação 3.29})$$

Onde  $K$ ,  $eU$  e  $eTh$  correspondem às concentrações aparentes destes radioelementos.

Por meio das concentrações individuais dos elementos geram-se os mapas de razão:  $U/Th$ ,  $U/K$  e  $Th/K$ . Eles destacam a diferença entre as concentrações de radioelementos nos corpos rochosos e podem servir até para identificação de áreas com intensa alteração hidrotermal. Especificamente citando mapas que fornecem consideráveis elucidacões sobre alteração hidrotermal tem-se o Fator  $F$  que, por meio da fórmula (3.30), realça o enriquecimento de potássio e urânio em relação ao tório (Kaplan 1955, IAEA 1991 e Ribeiro *et al.* 2015).

$$F = K \times \left( \frac{eU}{eTh} \right) \quad (\text{Equação 3.30})$$

## CAPÍTULO 4

### PROCESSAMENTO DE DADOS GEOFÍSICOS

---

No capítulo 4 apresenta-se o banco de dados geofísico utilizado no presente estudo e a metodologia empregada para processá-lo e apresentá-lo na forma de mapas temáticos (gravimétricos, magnetométricos e gamaespectométricos), perfis bidimensionais através das soluções da deconvolução de Euler e as superfícies tridimensionais geradas a partir dos resultados em 2D.

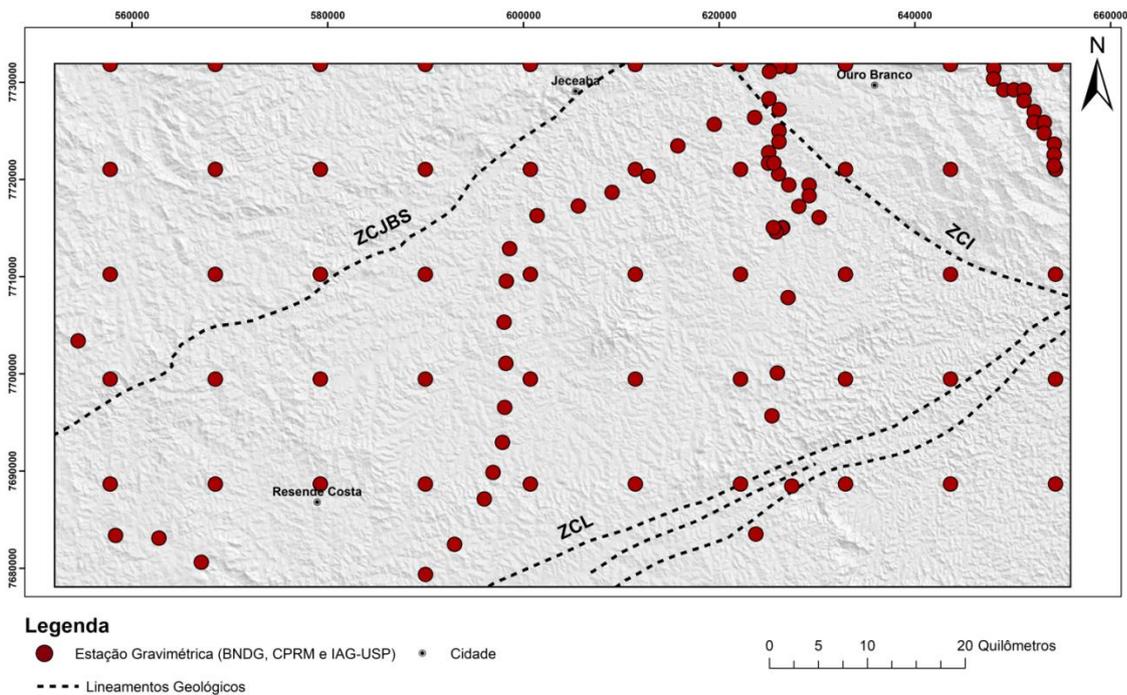
#### 4.1 BANCO DE DADOS

##### 4.1.1 Gravimetria

Os dados gravimétricos terrestres são provenientes de 114 estações gravimétricas, onde parte foi cedida gentilmente pela Agência Nacional de Petróleo, Gás e Biocombustíveis (ANP) por meio do Banco Nacional de Dados Gravimétricos (BNDG) constando de 35 estações gravimétricas. 29 estações foram obtidas gratuitamente através do Geoportal da CPRM e as outras 50 estações foram cedidas gentilmente pelo Geofísico da CPRM (SUREG-SP) Luiz Gustavo Pinto (Figura 4.1).

O BNDG foi criado em 8 de dezembro de 2008 com intuito de atender, receber e disponibilizar dados gravimétricos gratuitamente. As universidades e instituições de pesquisa que detinham os dados enviaram-nos para a ANP, órgão que passou, então, a gerenciá-los (ANP).

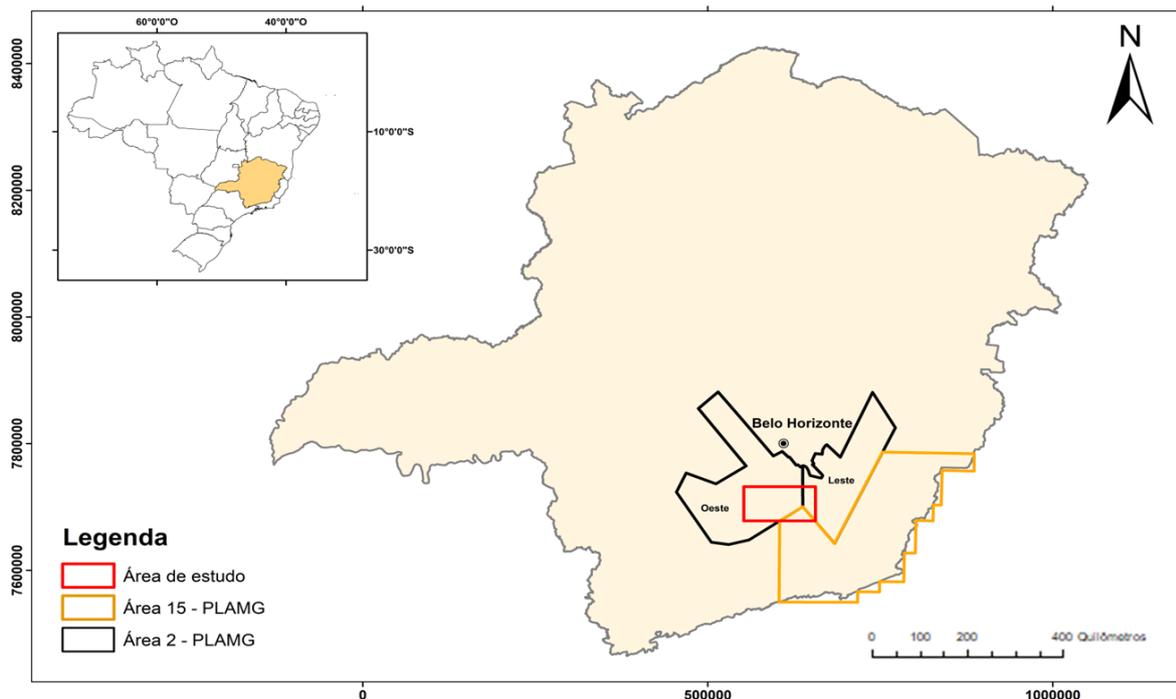
Os dados gravimétricos da CPRM foram adquiridos com o gravímetro CG5-autograv e as estações foram referenciadas ao *International Gravity Standardization Net – 1971* com espaçamento de 1 a 2 km. Este levantamento altimétrico foi realizado utilizando-se GPS geodésicos com incertezas no valor de altitude geométrica menores que 0,5 m. A gravidade normal foi calculada através da fórmula de 1967 e no cálculo da anomalia *Bouguer* foi utilizado valor de densidade média da topografia de  $2,67 \text{ g/cm}^3$  (CPRM).



**Figura 4.1** - Localização das estações gravimétricas na área de estudo. ZCI: Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava; ZCJBS: Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso; ZCL: Zona de Cisalhamento Lenheiros (ANP 2018 e CPRM 2019).

#### 4.1.2 Magnetometria e Radiometria

Os dados magnetométricos e gamaespectrométricos foram cedidos gentilmente pela Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais (CODEMGE) e pela CPRM ao DEGEO/EM/UFOP e são parte do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais (PLAMG), divididos em diferentes limites de levantamentos ao longo dos anos, sendo as áreas 2 e 15 aquelas que contemplam a área de estudo (Figura 4.2).



**Figura 4.2** - Localização das áreas 2 e 15 (PLAMG) e da área de estudo no Estado de Minas Gerais (modificado de Lasa Engenharia e Prospecções S.A. 2001 e 2011).

Os PLAMGs foram realizados entre os anos de 2001 a 2013 pela até então Codemig em conjunto com dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e da Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) abrangendo 100% do território do Estado mineiro. Realçando as áreas 2 e 15 que permitem a análise do presente estudo, tem-se que o PLAMG 2000/2001 envolveu 6 áreas de estudo (áreas 1 a 6) equivalentes a 78.000 Km<sup>2</sup> cobertos por 345.000 Km lineares de voo. O PLAMG 2011/2012 envolveu 7 áreas de estudo (áreas 14 a 20) abrangendo 181.000 Km<sup>2</sup> de superfície cobertos por 357.000 Km lineares de voo (CODEMGE).

#### *Área 2 – Pitangui / São João del Rei / Ipatinga*

A área 2 foi uma das primeiras recobertas pelo projeto de levantamento aerogeofísico em um contrato firmado pela Secretaria de Estado de Minas e Energia do Governo de Minas Gerais (SEME) e a Lasa Engenharia e Prospecções S.A. com a intenção de obter dados aeromagnetométricos e aerogamaespectométricos em uma superfície de cerca de 35.176 Km<sup>2</sup> e 155.261 Km de perfis lineares de voo.

O projeto foi realizado entre agosto de 2000 a março de 2001 com o auxílio de duas aeronaves Cessna (modelo 404 – Titan) equipadas com magnetômetro de bombeamento ótico de vapor de césio da Geometrics (modelo G-882A), gamaespectômetro Exploranium (modelo GR-820) e sistema de

navegação GPS Sercel NR-103. Ao longo dos perfis foram realizadas dez leituras do magnetômetro e uma do gamaespectômetro por segundo, sendo posicionados com sistema satelital GPS e uma precisão melhor que 10 m. As bases de apoio da operação foram fixadas nas cidades de Ponte Nova e Santo Antônio do Amparo (Lasa Engenharia e Prospecções S.A. 2001).

A área 2 foi dividida entre os blocos Oeste e Leste (Figura 4.2). O Oeste abrangeu uma superfície de 21.564 Km<sup>2</sup> com direção das linhas de produção N30E e as de controle N60W. O Leste abrangeu uma superfície de 13.611 Km<sup>2</sup> com direção das linhas de produção N30W e as de controle N60E. Este aerolevanteamento teve como espaçamento entre linhas de produção 250 m, entre as de controle 2500 m e a altura de voo fixada em 100 m sobre o terreno.

O processamento dos dados obtidos no aerolevanteamento foi realizado na sede da empresa LASA envolvendo a aplicação das rotinas do *software* Oasis Montaj da Geosoft. Os produtos finais são arquivos XYZ e o relatório técnico final que consta ainda de mapas magnetométricos e gamaespectométricos como anexos (Lasa Engenharia e Prospecções S.A. 2001).

#### *Área 15 – Juiz de Fora / Cataguases / Manhuaçu*

A área 15 é fruto da parceria entre a antiga Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG) do Governo do Estado, Serviço Geológico do Brasil (CPRM) e LASA Engenharia e Prospecções S.A. A execução produziu aproximadamente 76.954 Km de perfis aerogeofísicos e cobriu uma área de 35.200 Km<sup>2</sup>.

O projeto foi realizado entre dezembro de 2010 e julho de 2011 com auxílio de aeronaves Piper Navajo (modelo PA31) e Cessna Caravan (modelo 208B) equipadas com magnetômetro modelo G-822A da Geometrics e um gamaespectômetro modelo GR-820 da Exploranium. As bases de apoio para as operações foram as cidades de Juiz de Fora e Ipatinga.

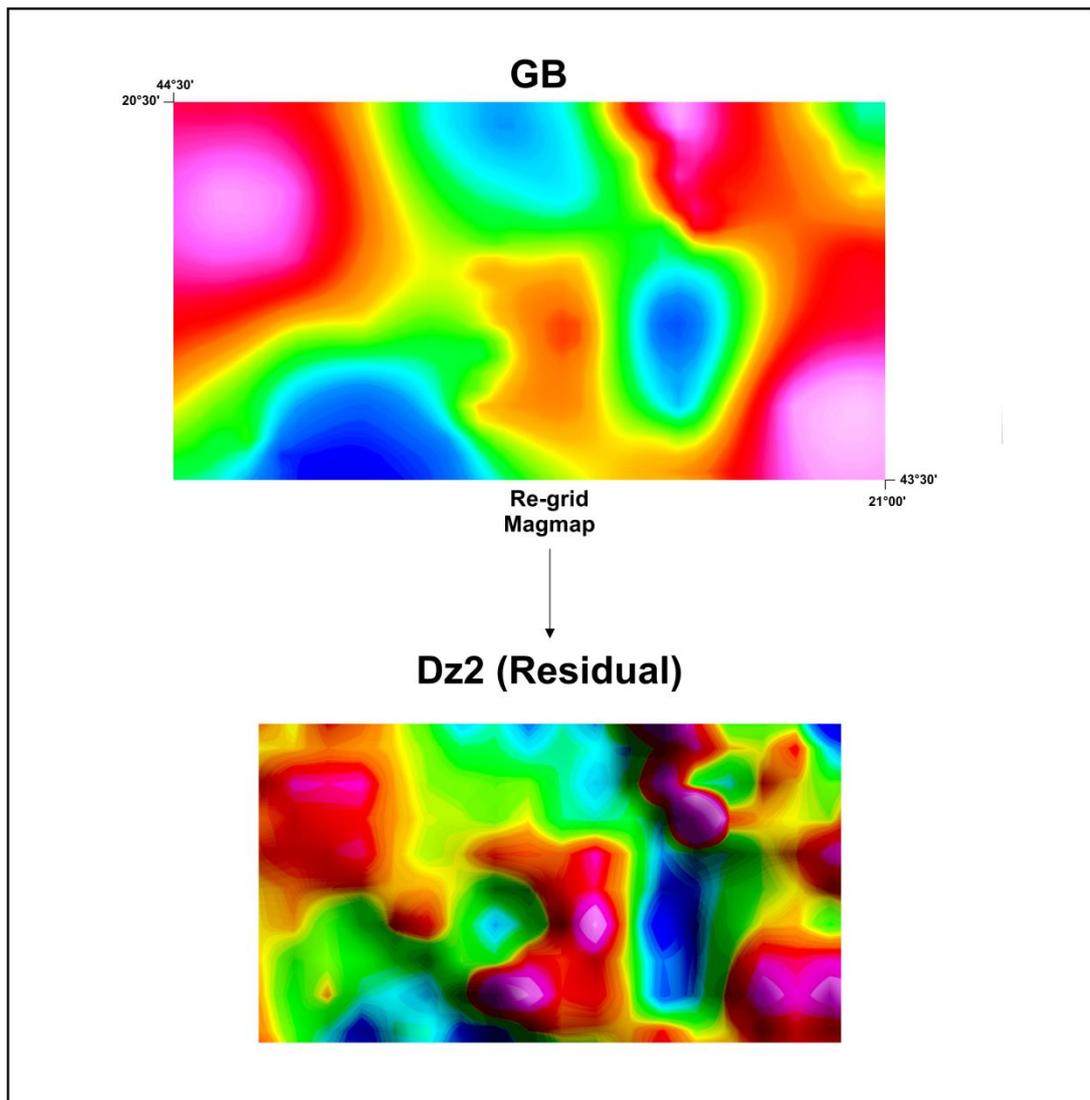
Nesta área as linhas de produção tiveram espaçamento de 500 m e orientação N-S, enquanto nas de controle o espaçamento foi de 10.000 m e orientação E-W. A altura do voo foi fixada em 100 m sobre o terreno (Lasa Engenharia e Prospecções S.A. 2011).

## **4.2 TRATAMENTO DOS DADOS**

### **4.2.1 Mapas Gravimétricos**

Os dados gravimétricos (anomalia de *Bouguer*) foram importados para o *software* Geosoft Oasis Montaj 8.4.0. Não foi preciso aplicar os procedimentos explicitados em 3.2.4 para se obter a referida anomalia, uma vez que os dados recebidos já estavam tratados matematicamente. Com auxílio da rotina de projeção de coordenadas, mudou-se a projeção de geográficas para planas. Já que as estações estavam dispostas sem seguir uma orientação preferencial, indica-se utilizar o método da

krigagem para interpolar os dados (Geosoft 2015). É indicado também utilizar o tamanho de célula do *grid* a 1/4 da distância entre estações, assim, foram escolhidos locais onde elas estiveram mais uniformemente separadas e o valor da célula foi igual a 2500 m (Vasconcellos 1990). Para obter o mapa residual dos dados gravimétricos, foi necessário auxílio da rotina MAGMAP para confeccionar o *grid* da segunda derivada vertical. Este filtro foi escolhido no intuito de reduzir o efeito regional e refletir as respostas gravimétricas superficiais – dando origem a anomalia *Bouguer* residual (Figura 4.3). A partir do *grid* foi confeccionado mapa de anomalia *Bouguer* residual em escala 1:100 000 (Figura 4.3) e exportado para o *software* ArcGis 10.3 para tratamentos finais.



**Figura 4.3** – Fluxograma esquemático ilustrando as rotinas e processamentos realizados com os dados gravimétricos. GB: Anomalia *Bouguer*; Dz2: Segunda derivada vertical.

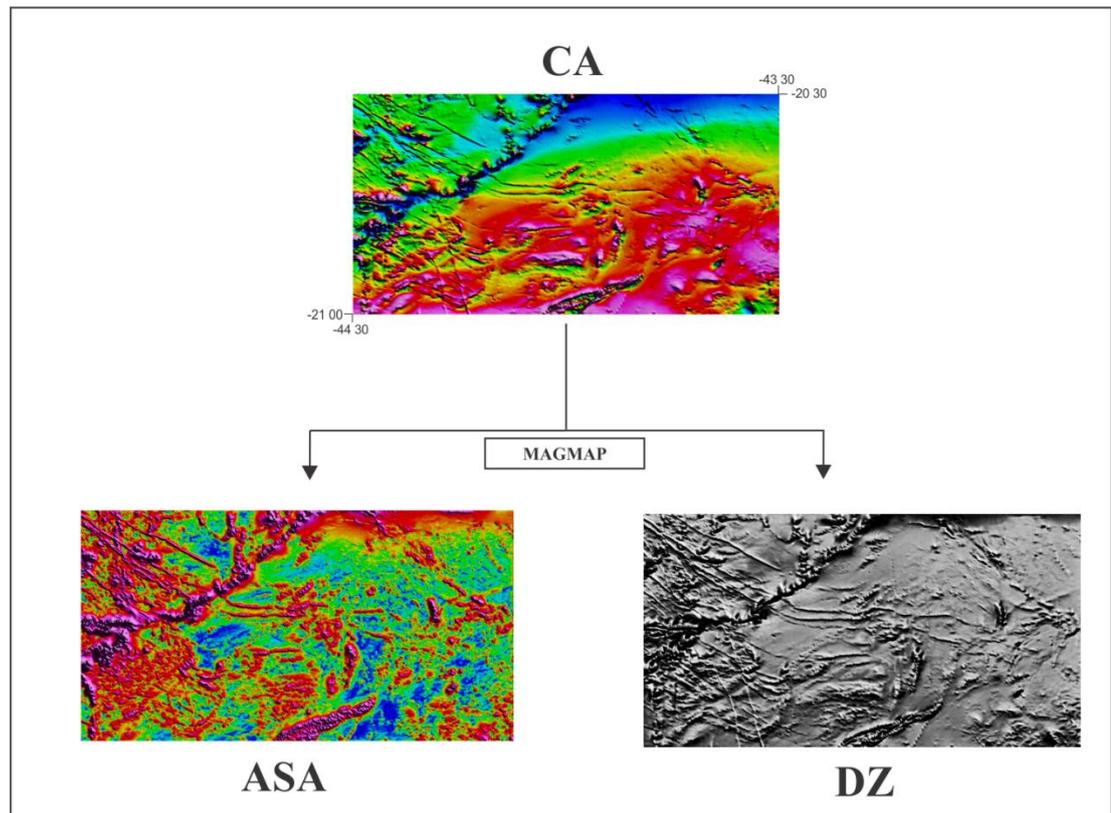
#### 4.2.2 Mapas Magnetométricos

Os dados magnetométricos das áreas 2 e 15 foram importados para o *software* Geosoft Oasis Montaj 8.4.0 em formato .gdb. Tal base já havia sido corrigida pelos autores do levantamento, removendo-se a variação magnética diurna e o IGRF, corrigindo-se o erro de paralaxe e nivelando os perfis (Lasa Engenharia e Prospecções 2001 e 2011).

Então, executaram-se as rotinas de interpolação do *software* para geração dos *grids* a partir dos dados magnéticos corrigidos. Uma vez que os dados foram obtidos por aerolevanteamento e estão dispostos em linhas paralelas, recomenda-se utilizar o método bidirecional de interpolação (Geosoft 2015). Também se recomenda que o tamanho da célula de *grid* seja 1/4 do espaçamento das linhas de voo (Vasconcellos 1990). Além disso, se faz necessário estabelecer a linha máxima de separação, já que mesmo em aerolevanteamentos podem existir pontos onde as linhas de produção possuam espaçamentos maiores que o nominal do projeto.

Desta forma, inicialmente foram processados os *grids* do campo anômalo (CA) para cada área separadamente. Na área 2 foram utilizados para o ponto de separação máxima, linha de separação máxima e tamanho da célula de *grid* valores iguais a 8 m, 400 m e 62,5 m, respectivamente. Na área 15 foram utilizados para os mesmos parâmetros os seguintes valores: 10 m, 1500 m e 125 m, respectivamente. Em seguida, uniram-se os dois *grids* por meio da função *grid knitting* e para o qual se utilizou o método de “ponto de costura” *blend* para que os contornos fiquem mais suavizados. O tamanho final de célula de *grid* teve valor igual a 125 m. Para recortar o *grid* nas coordenadas da área de estudo empregou-se a função *window a grid*.

De acordo com a seção 3.3.5 do presente estudo e através da rotina MAGMAP aplicaram-se filtros que permitiram a obtenção de *grids* de amplitude do sinal analítico (ASA) e da primeira derivada vertical (DZ). A redução ao polo (RTP) foi descartada, uma vez que não é recomendada em latitudes menores que 25° ou campos magnéticos com inclinação menor que 20°, além de que seus resultados não se mostraram satisfatórios (Swain 1976 e Li 2008). A partir dos *grids* foram confeccionados mapas de CA, ASA e DZ em escala de 1:100 000 (Figura 4.4) no Oasis Montaj e posteriormente foram tratados no *software* da ESRI ArcGis 10.3 (versão PT-BR).



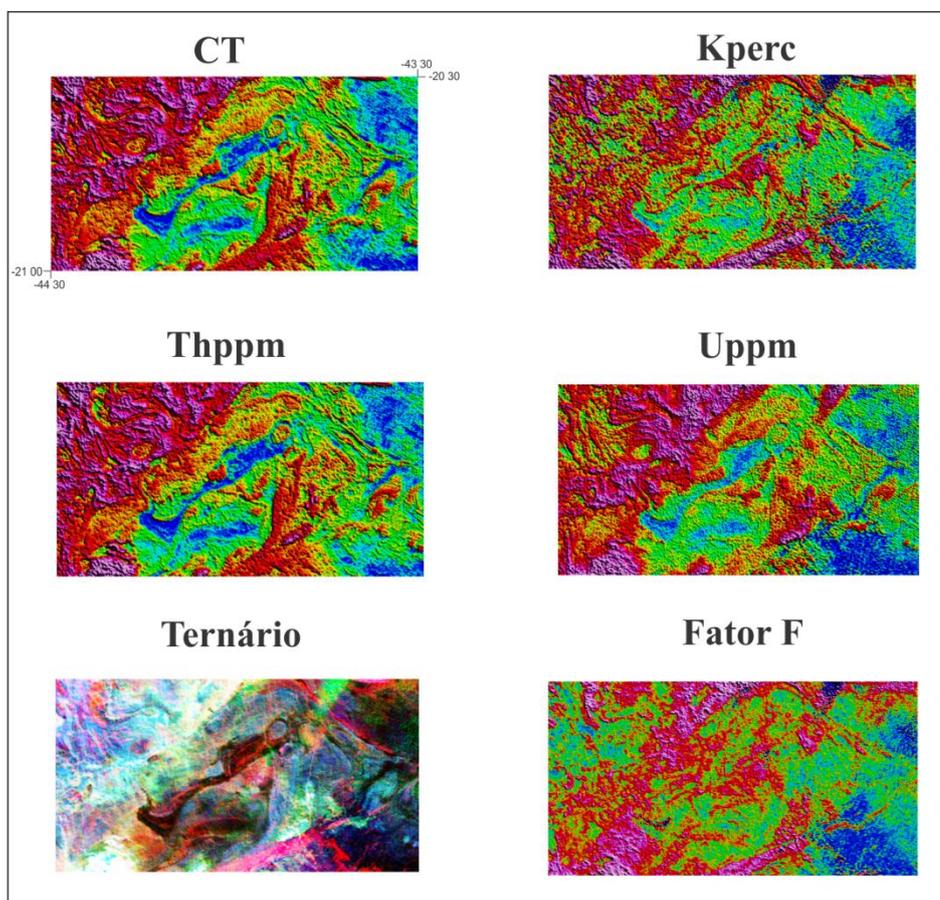
**Figura 4.4** - Fluxograma esquemático ilustrando as rotinas e processamentos realizados com os dados magnetométricos. CA: Campo Anômalo; ASA: Amplitude do Sinal Analítico; DZ: Primeira Derivada Vertical.

### 4.2.3 Mapas Gamaespectrométricos

Os dados gamaespectrométricos das áreas 2 e 15 foram importados para o *software* Geosoft Oasis Montaj 8.4.0 em formato .gdb. Esta base já havia sido corrigida também pelos autores do levantamento, executando-se a correção do “tempo morto”, cálculo da altura padrão de voo, remoção do *background* da aeronave e cósmico, cálculo do *background* do Radônio, correção do efeito Compton e altimétrica, além da conversão para concentração de elementos (Lasa Engenharia e Prospecções 2001 e 2011).

Seguindo as recomendações e parâmetros já descritos na seção 4.3.2, os *grids* das áreas 2 e 15 foram processados separadamente de acordo com os dados radiométricos corrigidos disponíveis para os elementos Potássio (K), Tório (Th) e Urânio (U), além do canal de Contagem Total (CT). A seguir, eles foram unidos e foi feito o recorte do *grid* nos limites da área de estudo. Para o mapa ternário em escala de cores RGB utilizou-se os três *grids* já feitos para os elementos e a rotina de imagem ternária do próprio *software*. Para o Fator F utilizou-se a rotina *grid math* e o mesmo foi calculado segundo a equação (3.30) utilizando-se como parâmetros os *grids* já feitos para os elementos. A partir dos *grids* foram confeccionados mapas de K (%), Th (ppm), U (ppm), CT, ternário e Fator F em escala de 1:100

000 (Figura 4.5) no Oasis Montaj e posteriormente eles foram tratados no *software* da ESRI ArcGis 10.3 (versão PT-BR).

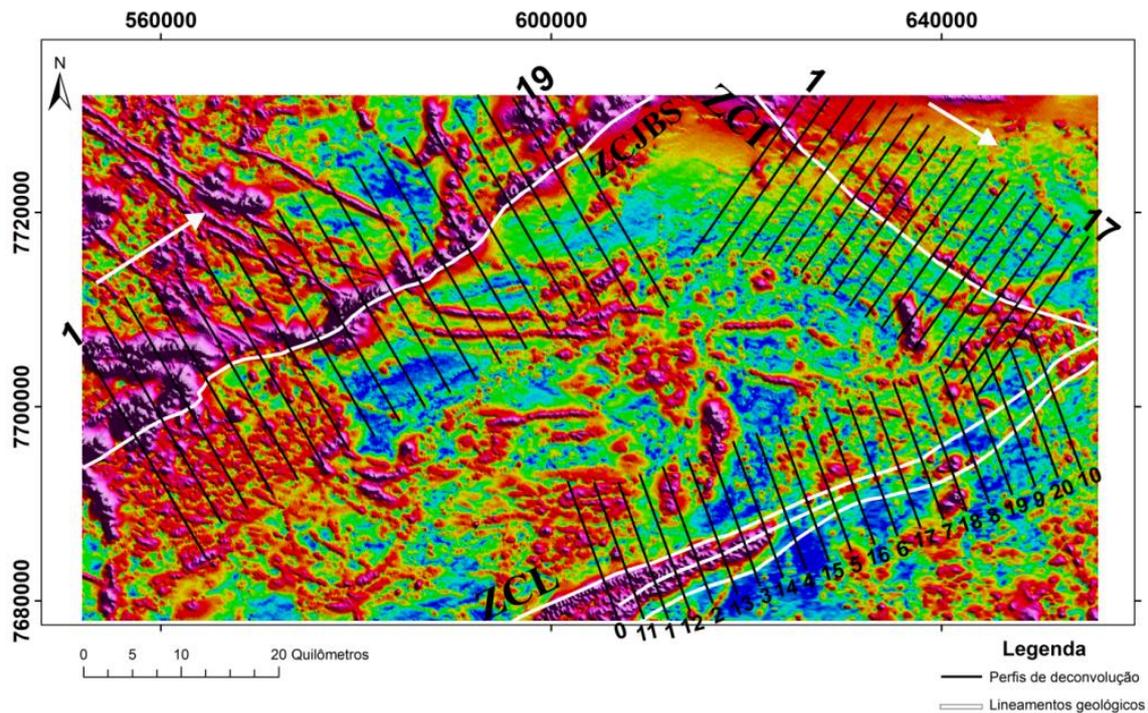


**Figura 4.5** - Fluxograma esquemático ilustrando as rotinas e processamentos realizados com os dados radiométricos. Kperc: canal de potássio (%); Uppm: canal Urânio (ppm), Thppm: canal Tório (ppm); CT: canal de Contagem Total.

#### 4.2.4 Deconvolução de Euler

##### *Perfis Bidimensionais (2D)*

A deconvolução de Euler em perfis bidimensionais foi feita com auxílio do *freeware* Euldep 1.0 desenvolvido por Durrheim & Cooper (1998) da *School of Geosciences of University of the Witwatersrand*. Foram gerados perfis ao longo dos três principais lineamentos da área de estudo [Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso, Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava e Zona de Cisalhamento Lenheiros] (Figura 4.6) com intuito de estimar a profundidade média do topo dos corpos que causam as anomalias magnéticas na região, além de tentar também visualizar estruturas e o seus comportamentos em subsuperfície.



**Figura 4.6** - Perfis gerados em ambiente GIS e sua identificação numérica ao longo dos três grandes lineamentos da área de estudo. As setas brancas indicam o sentido em ordem numérica crescente. ZCJBS: Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso; ZCI: Lineamento Congonhas-Itavera; ZCL: Zona de Cisalhamento Lenheiros.

De início, os perfis foram traçados no mapa de Amplitude do Sinal Analítico com o auxílio do *software* ArcGis 10.3, de forma perpendicular ou aproximadamente perpendicular à direção principal dos lineamentos citados e seguindo também parâmetros específicos como comprimento pré-definido de igual valor e equidistância entre eles (Tabela 4.1). Posteriormente, eles foram importados para o Geosoft Oasis Montaj 8.4.0 a fim de extrair os dados geofísicos necessários para o processamento da inversão.

Os dados magnetométricos foram exportados do Oasis Montaj, os arquivos foram renomeados para que estivessem na extensão correta (.dta) e finalmente foram importados para o Euldep 1.0. Neste programa é necessário estabelecer parâmetros como a altura do voo do levantamento, tamanho da janela e o índice estrutural, onde para todos os perfis foram obedecidos os seguintes valores: 100 m, 11 e 1.0, respectivamente.

Por fim, foram geradas as soluções e perfis bidimensionais que representam a profundidade média estimada pelo método da deconvolução de Euler para cada traçado ao longo dos grandes lineamentos da região de estudo (Figuras 4.7, 4.8 e 4.9). Os resultados e interpretações dos perfis serão mais bem detalhados no próximo capítulo.

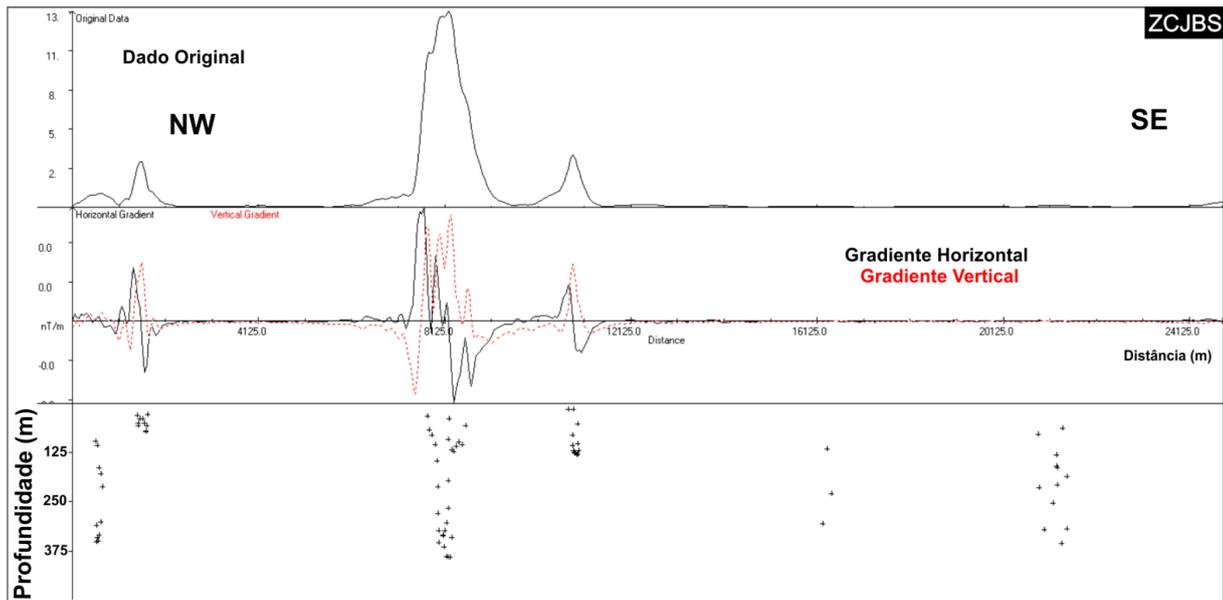


Figura 4.7 - Perfil 1 de deconvolução de Euler da Zona de Cisalhamento Jeceaba-Successo (ZCJBS) gerado a partir do freeware Euldep 1.0

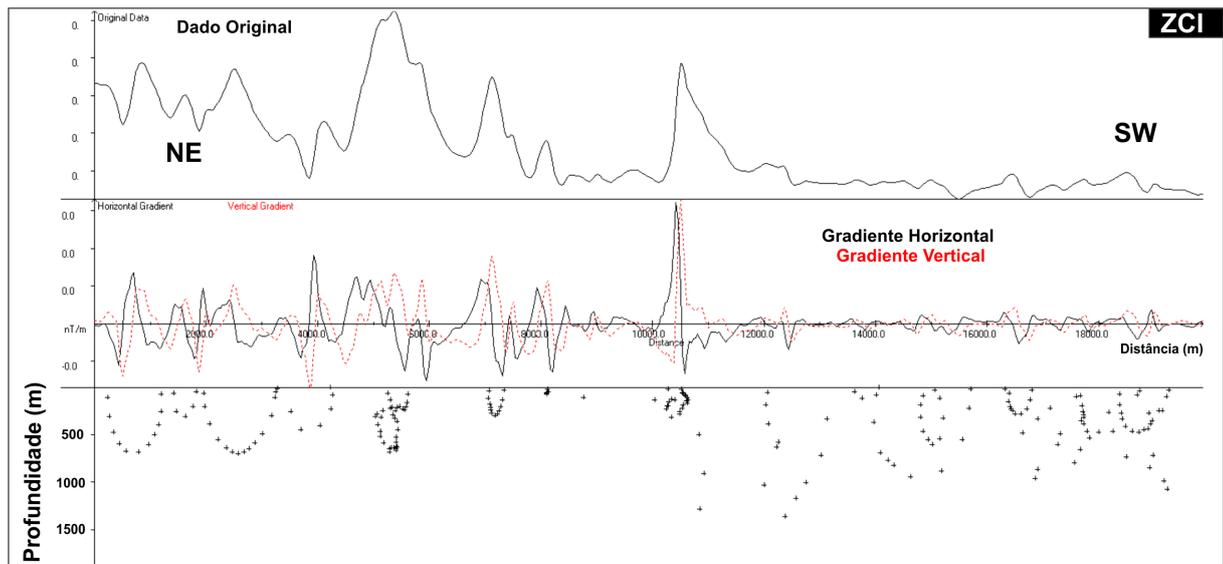
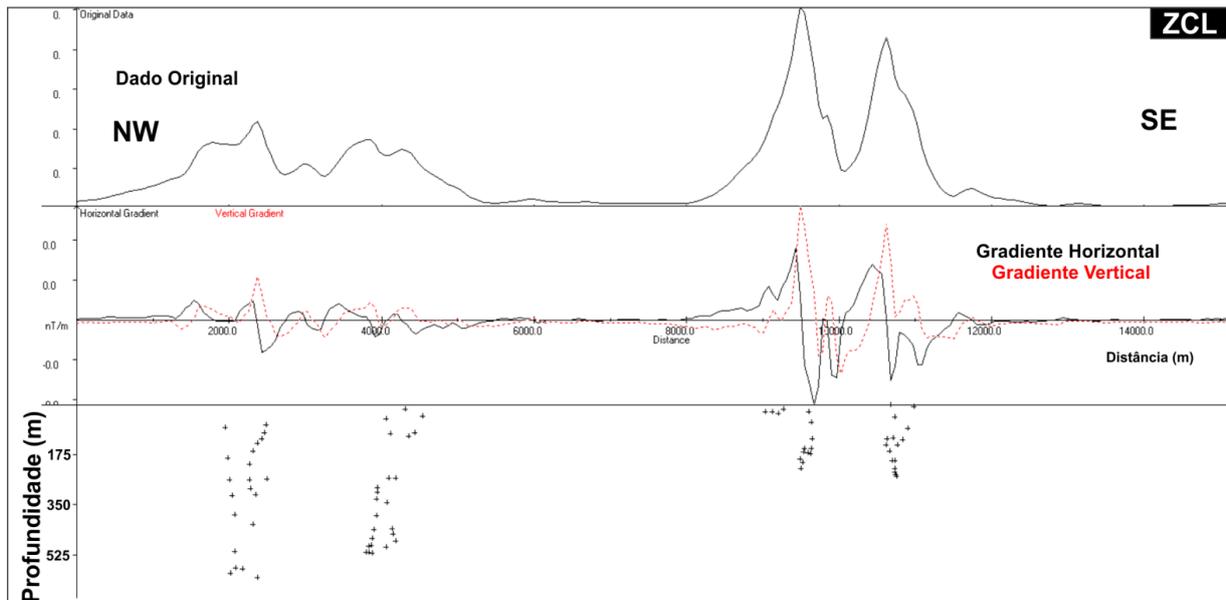


Figura 4.8 - Perfil 2 de deconvolução de Euler da Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava(ZCI) gerado a partir do freeware Euldep 1.0.



**Figura 4.9** - Perfil 2 de deconvolução de Euler da Zona de Cisalhamento Lenheiros (ZCL) gerado a partir do freeware Euldep 1.0

**Tabela 4.1** – Parâmetros utilizados na construção dos perfis traçados ao longo das grandes Zonas de Cisalhamento

Parâmetros – Perfis GIS				
Zona de Cisalhamento	Número de Perfis	Comprimento (Km)	Direção	Distância entre perfis (Km)
Jeceaba-Bom Sucesso	19	25	N30W	3
Congonhas-Itaverava	17	20	N35E	2
Lenheiros	21	15	N20W	2.5

### *Modelagem tridimensional (3D)*

Os modelos exportados a partir do Euldep 1.0 foram processados no programa Microsoft Excel para que fossem importados novamente para o ArcGIS e, assim, gerar *shapefiles* dos arquivos XYZ. De posse das soluções 2D contidas nas *shapes*, foram gerados modelos 3D para cada lineamento por meio do método de krikagem com o auxílio do aplicativo ArcScene 10.3.

Mendonça, G. O. 2020, Integração geológica-geofísica na região do Cinturão Mineiro...

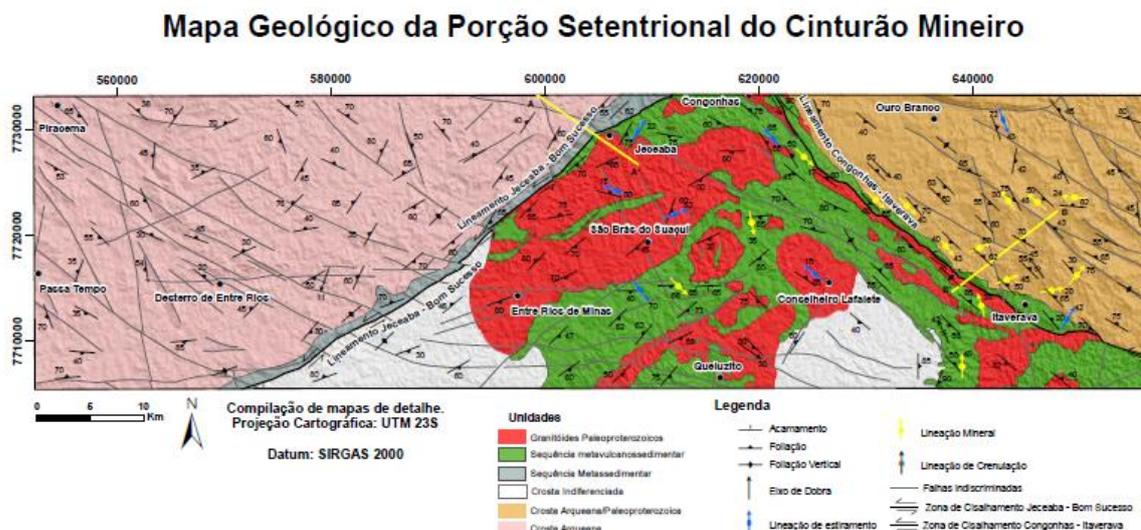
## INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA E DISCUSSÕES

O presente capítulo tem por objetivo integrar os produtos obtidos a partir do processamento de dados geofísicos, análises qualitativas e quantitativas, em conjunto com elementos geológicos a fim de se discutir os resultados com base na literatura e construir sólido conhecimento acerca da geologia da região. Para tal serão utilizados mapas geológicos regionais, produzidos na escala de 1:400:000, e os mapas geofísicos confeccionados neste trabalho.

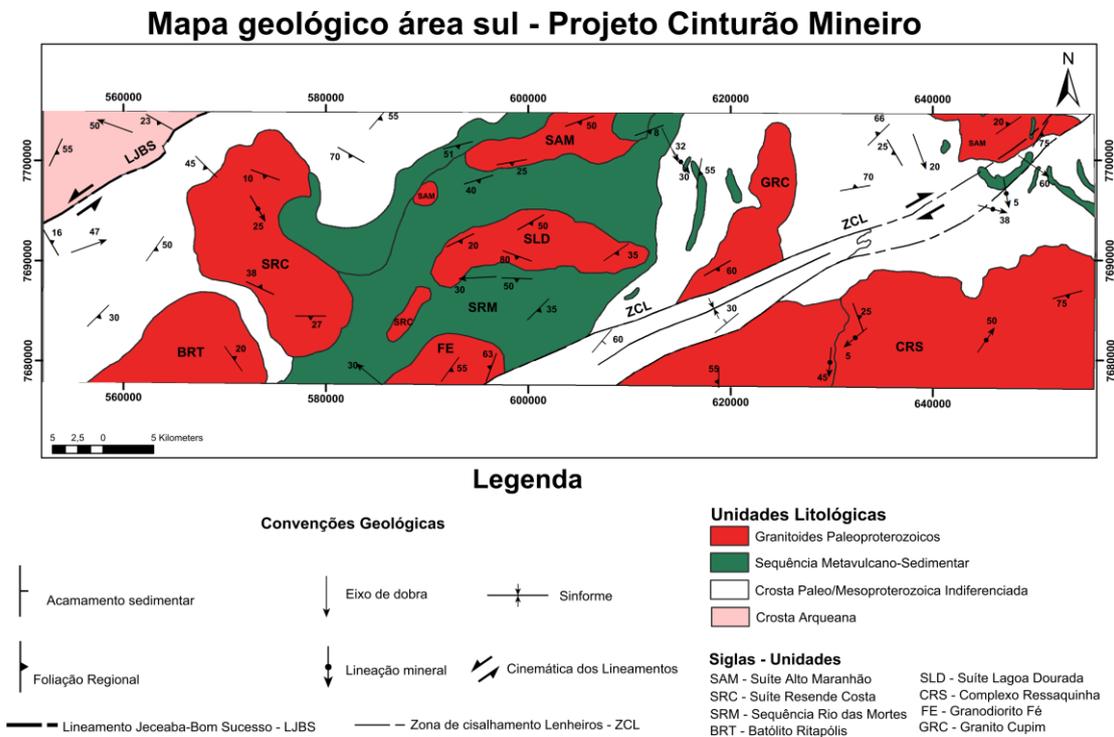
### 5.1 MAPAS GEOLÓGICOS REGIONAIS

Em busca do melhor conhecimento sobre a evolução geotectônica da região do Cinturão Mineiro, em 2018 iniciaram-se projetos de iniciação científica com grande enfoque na compilação de dados geofísicos, geoquímicos, imagens de radar e, principalmente, dados de geologia estrutural. O Serviço Geológico Brasil - CPRM - forneceu extensa base de dados geológica, com destaque para as folhas Conselheiro Lafaiete e Entre Rios de Minas, as quais abrangem totalmente a área de estudo (Santos & Baltazar 2013 e Silva & Baltazar 2013). Aliado a esses dados, trabalhos de graduação, dissertações de mestrado e teses de doutorado também foram compilados e integram o acervo de dados.

Como resultados, foram produzidos mapas geológicos simplificados da região de estudo com a divisão das unidades seguindo aquela apresentada na seção 2.2 deste trabalho. Inicialmente, os produtos compreenderam mapas distintos entre a porção setentrional e meridional da área, conforme figuras 5.1 e 5.2 respectivamente.

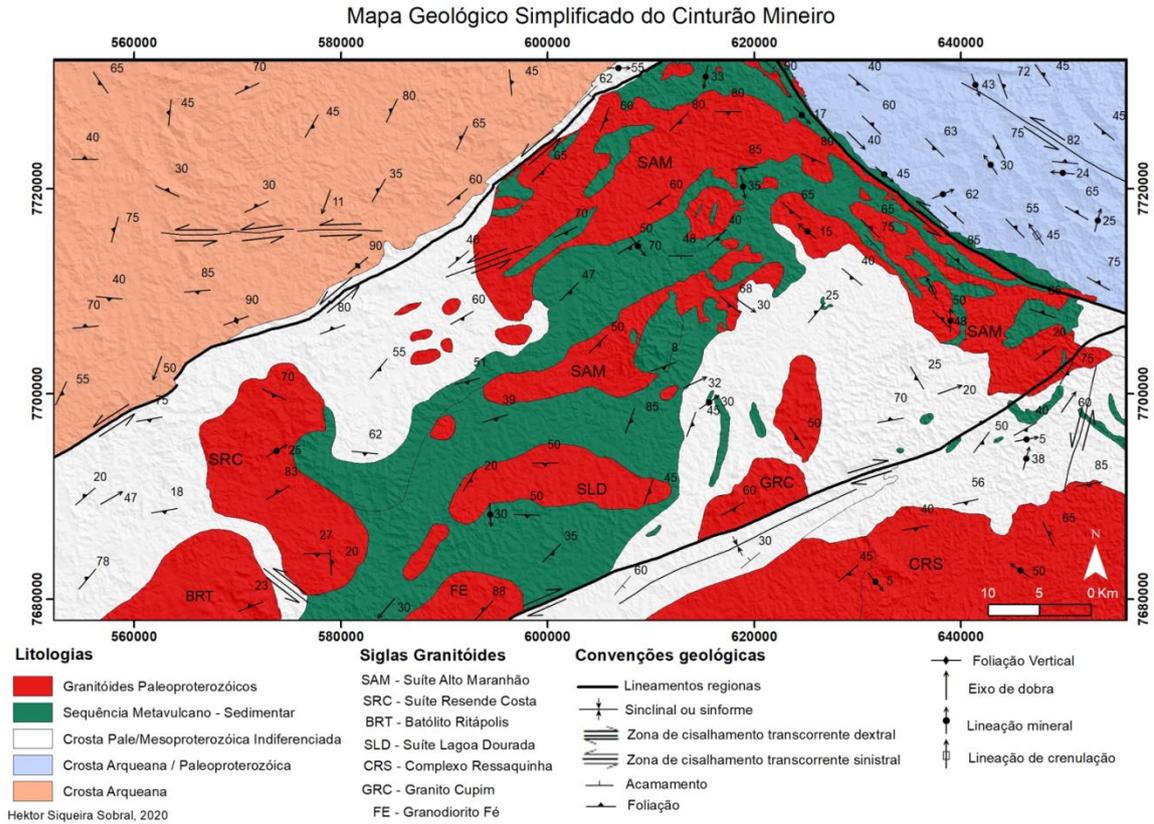


**Figura 5.1** - Mapa geológico simplificado da porção setentrional da área de estudo (Modificado de Seixas et al. 2013, Santos & Baltazar 2013; Silva & Baltazar 2013 e extraído de Benedito 2020).



**Figura 5.2** - Mapa geológico simplificado da porção meridional da região de estudo desenvolvido ao longo de projeto de iniciação científica do autor desta monografia (Modificado de Seixas *et al.* 2012, Santos & Baltazar 2013; Silva & Baltazar 2013 e extraído de Mendonça *et al.* 2019)

Posteriormente, Sobral *et al.* (2020) em um trabalho de síntese e integração dos 2 setores acima relacionados (Fig. 5.1 e 5.2), utilizando-se de aspectos de continuidade geológica e geofísica, produziram o mapa geológico simplificado conforme figura 5.3. Este mapa será utilizado no presente trabalho a fim de se realizar a integração geologia x geofísica.

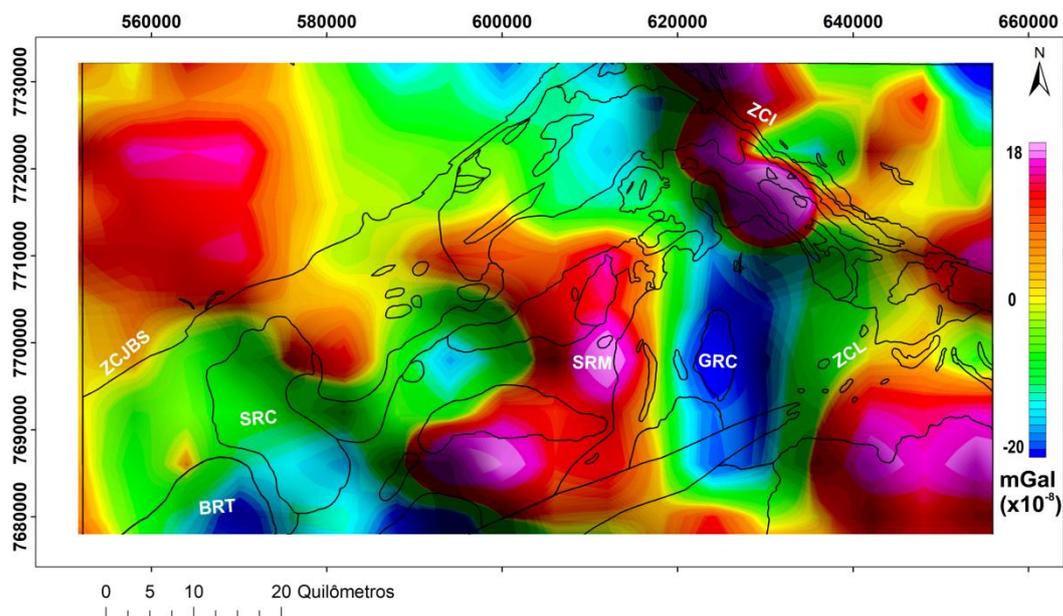


**Figura 5.3** - Mapa geológico simplificado da região de estudo (Modificado de Seixas *et al.* 2012, 2013, Santos & Baltazar 2013 e Silva & Baltazar 2013 e extraído de Sobral *et al.* 2020).

## 5.2 ANÁLISE QUALITATIVA

### 5.2.1 Análise gravimétrica

A análise gravimétrica foi conduzida por meio do mapa da segunda derivada vertical (Figura 5.4), também chamado de mapa residual neste presente trabalho. Optou-se por utilizar este tipo de representação assumindo como premissa que as anomalias residuais são causadas apenas por fontes gravimétricas “rasas” e localizadas dentro do embasamento (Christiansen *et al.* 2019). Também pelo fato de que a anomalia *Bouguer* pode apresentar respostas de fontes em variadas profundidades, sobrepondo umas às outras – não sendo interessante para o propósito e escala do presente estudo.



**Figura 5.4** - Mapa da segunda derivada vertical confeccionado a partir de dados de anomalia *Bouguer* (residual *Bouguer*) com o traçado das principais zonas de cisalhamento na região de estudo e com a inserção do traçado das principais litologias - com enfoque nos plútons. BRT: Batólito Ritápolis, GRC: Granitóide Cupim; SRC: Suíte Resende Costa; SRM: Sequência Rio das Mortes; ZCI: Zona de cisalhamento Congonhas-Itaverava; ZCJBS: Zona de cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso e ZCL: Zona de Cisalhamento Lenheiros.

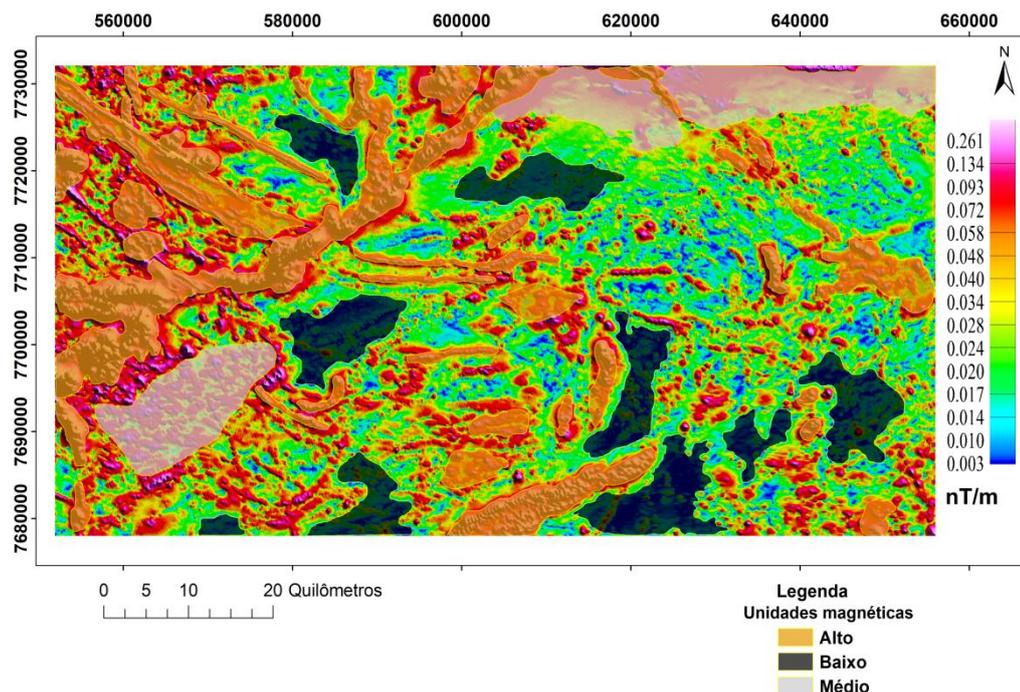
Inicialmente, destacam-se as respostas no setor nordeste da região de estudo – próximo a ZCI – onde os altos gravimétricos estão em concordância com as litologias presentes, situados onde ocorrem rochas máficas e ultramáficas da sequência Congonhas-Itaverava (Corrêa-Neto *et al.* 2012 e Telford *et al.* 1990). Estes altos possuem direção preferencial NW-SE, concordando com a direção em superfície da zona de cisalhamento Congonhas-Itaverava. Ademais, essas anomalias aparentam demonstrar cinemática sinistral que é descrita durante uma das fases de deformação impressas sobre a ZCI e proposta para a região por Endo *et al.* (2020).

No interior das zonas de cisalhamento, verifica-se que grande parte dos corpos plutônicos – exemplo Ritápolis, Cupim e Resende Costa – aparentam contribuir com baixas respostas gravimétricas. Por outro lado, nota-se que uma grande parte da sequência Rio das Mortes na região central da área de estudo – onde estão inseridas as máficas/ultramáficas – aparentemente pode estar contribuindo com altos gravimétricos na região. Tal observação é concordante com dados obtidos a partir da literatura (Telford *et al.* 1990) onde mostram que rochas granitóides possuem densidade média menor que rochas máficas e ultramáficas.

### 5.2.2 Análise magnetométrica

Os produtos aeromagnetométricos auxiliaram na análise qualitativa por meio de mapas da amplitude do sinal analítico (ASA) e da derivada vertical (DZ). O mapa ASA permitiu correlacionar as rochas com domínios magnéticos, além de possibilitar a aferição de padrões estruturais. Em concordância com os estudos e orientações de Isles & Rankin (2013), a DZ permitiu a divisão dos lineamentos magnéticos de acordo com sua magnetização, comprimento de onda, orientação e ordem de grandeza.

O mapa ASA foi escolhido para a divisão das unidades rochosas em domínios magnéticos de baixa a alta susceptibilidade (Figura 5.5), uma vez que este filtro não é dependente do campo de magnetização onde a rocha foi formada. Ou seja, campos rochosos com alto conteúdo de minerais magnéticos sempre exibirão altos padrões de amplitude do sinal analítico (Appiah 2015).



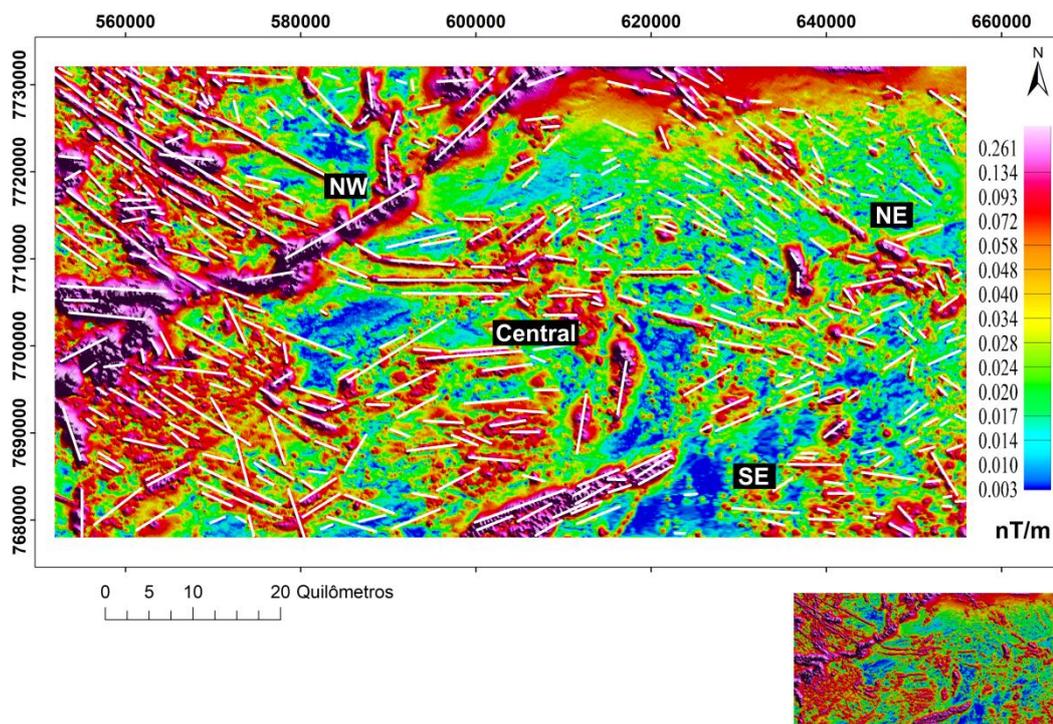
**Figura 5.5** - Mapa de amplitude do sinal analítico proposto para a região de estudo.

Ao correlacionar as unidades geológicas com o mapa de ASA, algumas observações importantes podem ser feitas. Ao longo de toda extensão da ZCJBS ocorrem formações ferríferas bandadas (Neri 2012) que contribuem para os maiores sinais de amplitude e susceptibilidade magnética na região de estudo. A ZCI exibe padrão de alto magnetismo

devido à presença de rochas máficas, tais como metabasaltos toleíticos com alto ferro em meio à sequência metavulcanossedimentar de mesmo nome (Corrêa-Neto *et al.* 2012).

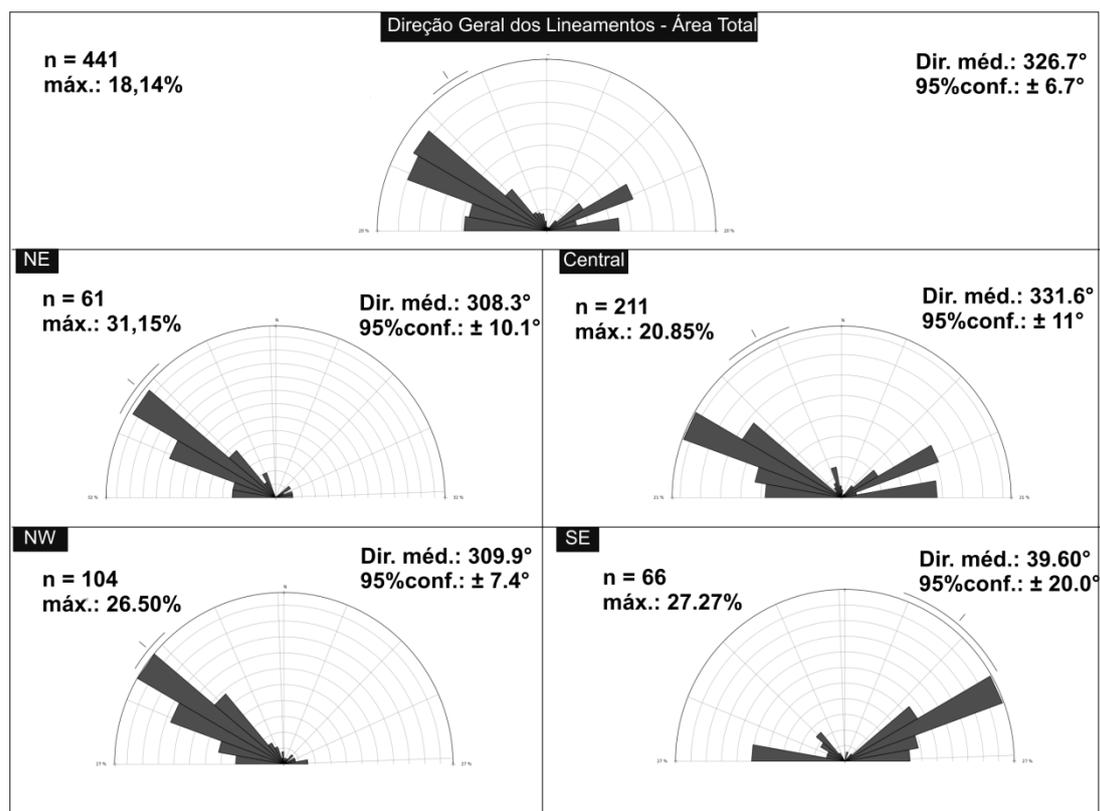
No setor central sul da região de estudo, próximo à cidade de Lagoa Dourada (Figura 1.1), também existem corpos máficos da sequência Rio das Mortes com orientação norte-sul (Santos & Baltazar 2013 e Silva & Baltazar 2013) exibindo altas respostas de ASA. A própria suíte Lagoa Dourada apresenta considerável magnetismo e foi classificada como unidade de alto magnético. Segundo Seixas *et al.* (2012), o plúton pode conter até 6% em conteúdo de Ferro, corroborando os dados geofísicos.

Para analisar os lineamentos magnéticos e como eles se comportam espacialmente foram utilizados os mapas ASA e DZ. A amplitude de sinal foi utilizada especificamente para traçar lineamentos para geração de diagramas de roseta com o auxílio do ArcGis e uma aplicação chamada *AzimuthFinder*, desenvolvida pelo grupo de neotectônica da UFPR (Queiroz *et al.* 2013). Tais estruturas foram delineadas de forma retilínea (Figura 5.6) para que a ferramenta os reconhecesse e gerasse o produto desejado – uma tabela com valores de direção baseada na frequência. Esta aplicação instalada no *arctoolbox* permite que todos os lineamentos sejam selecionados de uma só vez e, então, exporta-se em formato .txt uma tabela com valores de direção dos lineamentos – pronta para ser aberta no *freeware* OpenStereo gerando diagramas de roseta que serão exibidos a seguir (Figura 5.7).



**Figura 5.6** - Mapa ASA e lineamentos magnéticos traçados para geração de diagramas de rosetas.

Após o delineamento das estruturas (Figura 5.6), gerou-se um diagrama de roseta para toda a área de estudo para verificar se os lineamentos magnéticos seguiam alguma direção preferencial (Figura 5.7). Como eles se comportam de maneira diferente, a depender da região em que se inserem, eles foram subdivididos em setores que possuem direção (ões) preferencial (is) homogênea (s). Essa separação também corroborou com a divisão em subdomínios e estes setores serão bem representados na seção 5.4 do presente trabalho.



**Figura 5.7** - Diagramas de roseta para a região de estudo com a subdivisão em setores de acordo com as direções preferenciais observadas. NE: Nordeste, NW: Noroeste, SE: Sudeste.

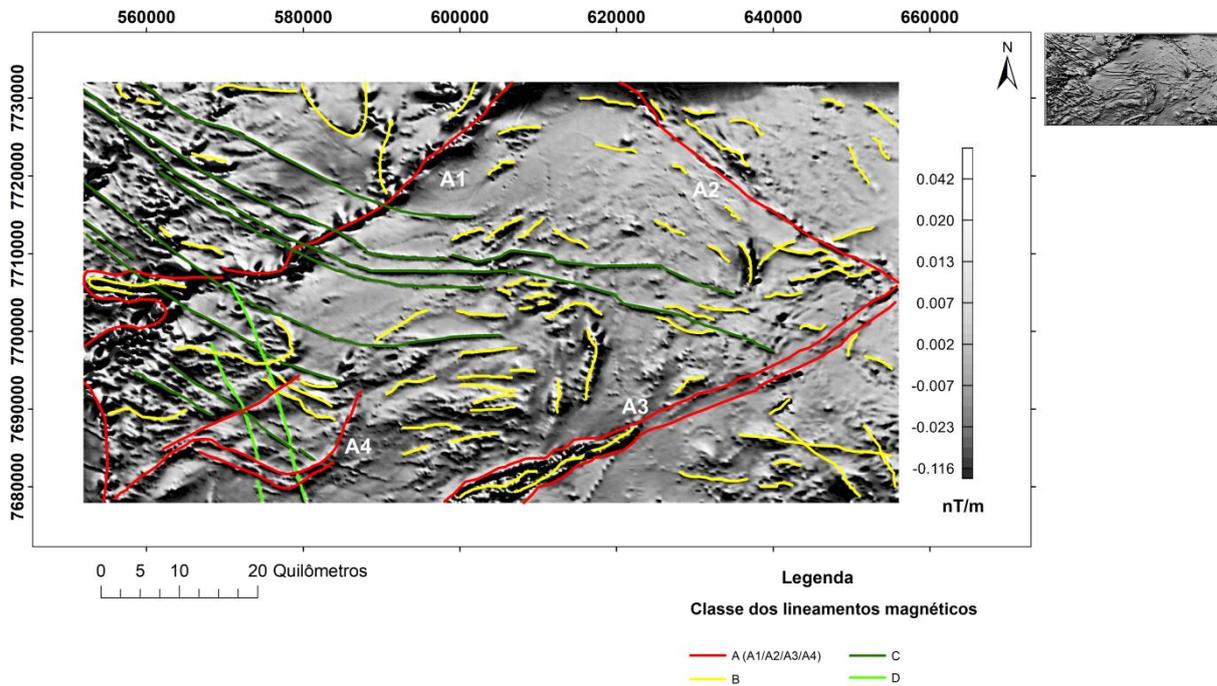
A roseta da região NE, acima de onde se encontra a zona de cisalhamento Congonhas-Itaverava, demonstra que a direção preferencial dos lineamentos magnéticos é NW-SE. Seguindo, portanto, a direção da principal estrutura encontrada no setor – a própria ZCI.

A região central, aquela que perfaz maior parte da área de estudo e onde se encontram os terrenos Paleoproterozoicos, apresenta variação na direção dos seus lineamentos magnéticos, onde eles seguem um padrão anastomosado infletindo da direção NW-SE até a direção NE-SW.

O setor SE, abaixo da zona de cisalhamento Lenheiros, apresenta direção preferencial NE-SW com direção subordinada E-W. O *trend* principal da região segue aquele da estrutura dominante – a ZCL. Na porção NW, acima da zona de cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso, o *trend* preferencial dos lineamentos magnéticos é NW-SE.

O mapa de derivada vertical (Figura 5.8) também foi utilizado para traçar lineamentos, porém, com o objetivo de separar as estruturas em classes distinguindo-as quanto ao

magnetismo, comprimento de onda, orientação e ordem de grandeza. Foram criadas quatro principais classes, representadas pelas letras: A, B, C e D.



**Figura 5.8** - Mapa DZ com os lineamentos classificados de acordo com suas classes.

A classe A representa lineamentos magnéticos de alta magnetização, comprimento de onda intermediário, extensões quilométricas e direções variáveis. Uma vez que as suas direções e significados geológicos variam dentro da mesma classe, esses lineamentos foram subdivididos de A1 até A4.

O lineamento magnético A1 possui direção preferencial NE-SW (Figura 5.8) e segue o padrão estrutural regional, sendo considerado um divisor importante entre um terreno Arqueano à noroeste e o outro Paleoproterozoico à sudeste (Campos & Carneiro 2008). Em sua porção extremo sudoeste, parece apresentar uma estrutura que se assemelha a uma grande dobra isoclinal. Tal lineamento é representado em mapa geológico pelo traçado da zona de cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso.

O lineamento magnético A2 se difere dos demais da classe A principalmente devido a sua orientação preferencial na direção NW-SE (Figura 5.8). Ele separa rochas Arqueanas-Paleoproterozoicas daquelas essencialmente Paleoproterozoicas do CM e comparando-o com o mapa geológico regional (Figura 5.3) observa-se que ele se expressa pela zona de cisalhamento Congonhas-Itaverava.

O lineamento magnético A3 também segue o padrão estrutural regional com direção NE-SW (Figura 5.8), contudo contém uma diferença significativa em relação aos outros, uma vez que abriga rochas com idades desde Paleoproterozoicas até Mesoproterozoicas. Tal estrutura se expressa em mapa pela zona de cisalhamento Lenheiros.

O lineamento magnético, aqui denominado por A4, apresenta-se na forma de uma grande dobra. Ao se analisar o mapa geológico regional (Figura 5.3), pode-se perceber que tal estruturação aparentemente parece balizar, a norte, os corpos do batólito Ritápolis e da suíte Resende Costa. A estrutura aloja rochas Paleoproterozoicas e no estudo de Araújo *et al.* (2019) os autores referiram-se a ela como Lineamento Resende Costa (LRC), termo que também será utilizado no presente trabalho. Porém, no atual trabalho foi adotado traçado diferente daquele proposto pela autora do referido estudo.

Os lineamentos magnéticos da classe B possuem magnetização intermediária, comprimento de onda intermediário, extensões métricas a hectométricas e direções variáveis. Eles são pequenos lineamentos subordinados, em suas direções, aos grandes lineamentos magnéticos da classe A.

Os lineamentos C e D possuem alta magnetização, baixo comprimento de onda, extensões quilométricas e direções preferenciais NW-SE (figura 5.8). No trabalho de Araújo *et al.* (2019), os autores identificam estas estruturas como sendo de enxames de diques e quando comparados com referências na literatura, como em Isles & Rankin (2013), pode-se inferir que realmente o são devido à sua forma extremamente retilínea e contínua, corroborando trabalhos de campo executados pelos pesquisadores citados.

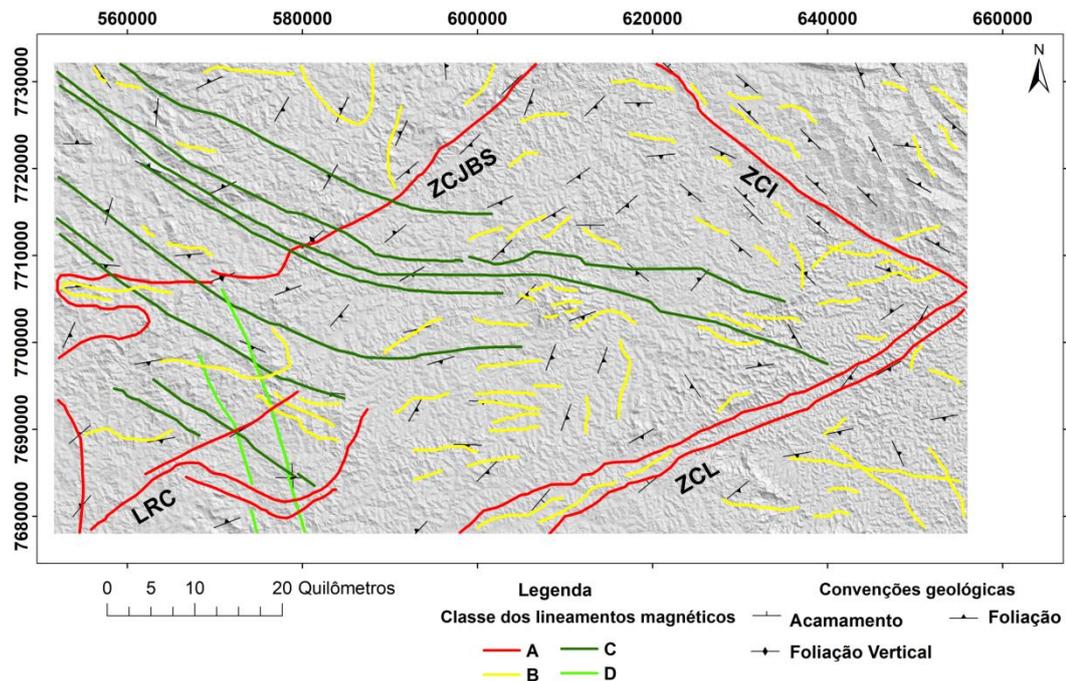
Ainda que ambos possuam direção preferencial NW-SE, o lineamento C exibe maior angulação, em relação ao Norte. Ademais, apresenta uma interessante característica ao adentrar a região interior à zona de cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso: ele deflete e muda sua direção de NW para E-W, o que pode implicar mudanças no regime estrutural. A sua gênese provavelmente provém do enxame de diques Pará de Minas (Araújo *et al.* 2019). O lineamento D corta apenas rochas Paleoproterozoicas, ao contrário do C que corta as Arqueanas, e provavelmente provém do enxame Transminas, segundo os mesmos autores.

Todas as informações acerca dos lineamentos supracitados estão sintetizadas na tabela abaixo (Tabela 5.1):

**Tabela 5-1-** Tabela com informações sintetizadas dos lineamentos classificados para a área de estudo.

Lineamento	Direção Preferencial	Forma	Largura máxima (Km)	Comprimento (Km)	Interseção na área estudo com:	Idade relativa rochas que se insere (área de estudo)	Significado geológico
A1	NE-SW	Retilínea, ora anastomosada.	4,0	64	C	Arqueanas e Paleoproterozoicas	ZCJBS
A2	NW-SE	Retilínea	1,6	44	A3	Arqueanas e Paleoproterozoicas	ZCI
A3	NE-SW	Retilínea, pequenas curvas	5,2	64	A2	Paleoproterozoicas e Mesoproterozoicas	ZCL
A4	-	Majoritariamente anastomosada	2,0	34	C e D	Paleoproterozoicas	LRC
C	NW-SE à E-W	Retilínea, pequenas curvas	0,5	46	A1, A4 e D	Arqueanas e Paleoproterozoicas	Dique
D	NW-SE	Retilínea	0,8	30	A4 e C	Paleoproterozoicas	Dique

Para dar maior robustez ao estudo dos lineamentos e da geologia estrutural regional, em um mapa do modelo digital de terreno - SRTM (Figura 5.9) foram compilados os lineamentos magnéticos traçados, subdivididos em suas ordens, com dados estruturais planares das rochas para visualizar a influência e/ou correlação entre tais feições.



**Figura 5.9** - Modelo digital de terreno (SRTM) da região de estudo com a inserção dos lineamentos traçados subdivididos em ordens e de dados estruturais planares. ZCJBS: Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso; ZCI: Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava; ZCL: Zona de Cisalhamento Lenheiros e LRC: Lineamento Resende Costa.

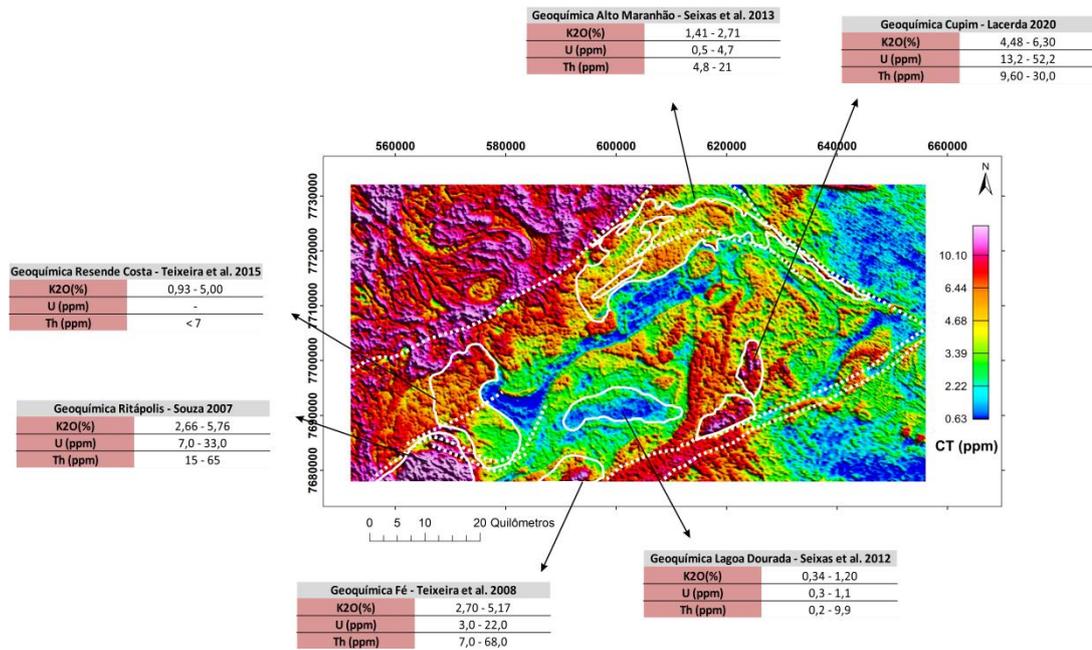
As zonas de cisalhamento e lineamentos controlam as relações estruturais nas rochas da região. Por exemplo, ao longo da ZCJBS a foliação regional acompanha em grande parte o *trend* principal da estrutura, na direção NE-SW com mergulhos para SE. A exceção acontece no local onde aparentemente existe uma forma de dobra isoclinal e a foliação muda sua direção para E-W com mergulho para S. Na ZCI a foliação regional também segue o *trend* principal na direção NW-SE, porém ora seu mergulho está para SW ora para NE.

Internamente às grandes ZCs da região, a foliação regional exhibe padrão rotacional das estruturas desde o quadrante SW até a porção NE do perímetro, assim como foi apresentado também na roseta da porção central (Figura 5.7). Os lineamentos de segunda ordem também se apresentam da mesma forma com as direções rotacionando de NE-SW para NW-SE ao longo da área, mostrando correlação entre as estruturas de meso a macro escala.

### 5.2.3 Análise radiométrica

Os mapas radiométricos possuem diversas aplicações que vão desde a determinação dos limites geológicos de corpos e estruturas até identificação de áreas com alteração hidrotermal (Ribeiro *et al.* 2015). Cabe ressaltar que este método e suas aplicações se limitam a resultados mais superficiais se comparados com os gravimétricos e magnetométricos. Para a presente análise foram utilizados os mapas de Contagem Total (CT), o ternário e o fator F em conjunto com dados geoquímicos e geológicos numa tentativa de se demonstrar a coerência entre tais informações.

O mapa de CT (Figura 5.10) refere-se à somatória de todas as contagens dentro da janela de energias entre 0,41-2,81 MeV, ou seja, é uma soma do total da concentração de radioelementos para uma determinada região (Ribeiro *et al.* 2015). No caso do presente estudo, o mapa de CT foi utilizado para correlacionar dados dos corpos plutônicos mais importantes da região, com: i) informações geoquímicas de trabalhos anteriores, ii) o traçado dos corpos extraído do mapa regional e iii) a disposição das grandes zonas de cisalhamento.



**Figura 5.10** - Mapa de contagem total (CT) da região de estudo com os contornos dos principais corpos plutônicos e seus respectivos dados geoquímicos.

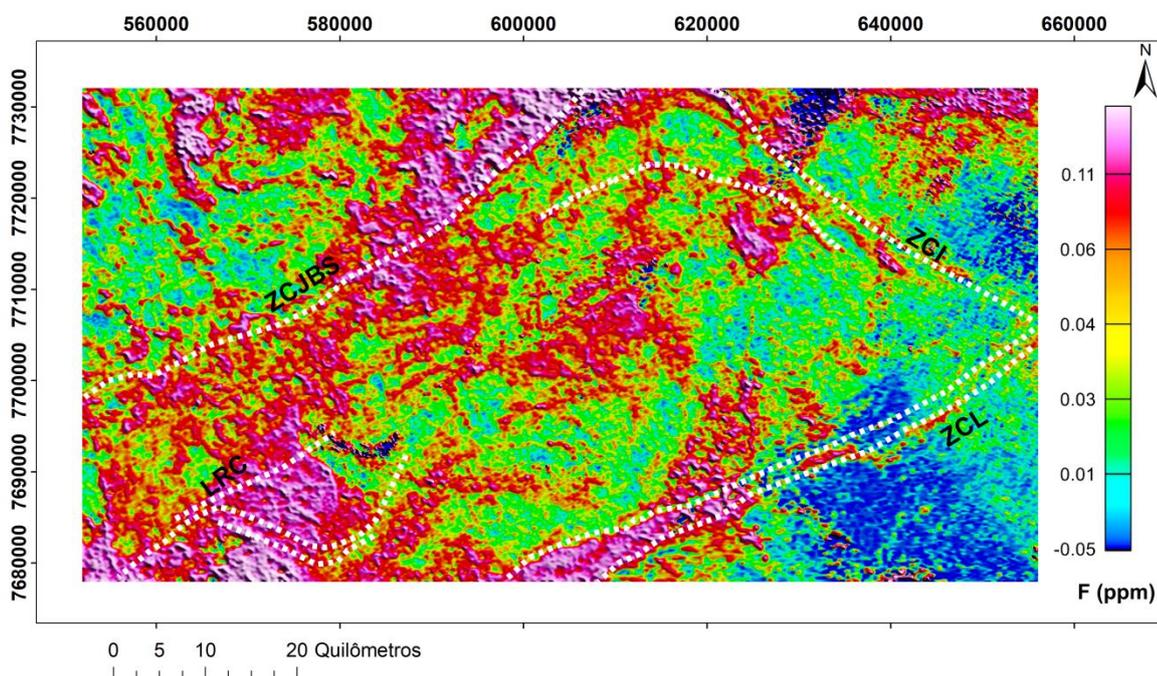
O primeiro ponto de destaque é a diferença de resposta entre a porção a noroeste da ZCJBS e praticamente todo o restante da área. Como visto no mapa geológico, nesta região afloram as rochas da crosta Arqueana, majoritariamente dos complexos Campo Belo (CCB) e Bonfim. Estes complexos são constituídos predominantemente por gnaisses e granitoides, ou seja, de fato a resposta radiométrica condiz com o enriquecimento em radioelementos (Dickson & Scott 1997). Além disso, trabalho feito por Moreno *et al.* (2017) em uma área à oeste da região de estudo corrobora dados de rochas do CCB que exibem altos valores para Th, K e U.

Em meio aos limites do CM existem corpos plutônicos importantes e que exibem respostas radiométricas variáveis entre si. Porém, ressalta-se o fato do mapa de CT estar em consonância com dados geoquímicos extraídos da literatura (Figura 5.10). À exemplo disso está o baixo radiométrico da suíte Lagoa Dourada e os seus também baixos valores de Potássio, Tório e Urânio. Por outro lado, o batólito Ritópolis apresenta altas concentrações em radioelementos e uma proeminente assinatura radiométrica.

Outro ponto interessante a se destacar no mapa refere-se à suíte Resende Costa, que apresenta valores CT de até 2,22 ppm em sua porção noroeste e na sua porção sudeste valores de até 10,10 ppm. Tal diferença encontra respaldo pela ocorrência do lineamento magnético

Resende Costa que aparenta dividir estes dois setores (vide Araújo et al. 2019 para maiores informações).

O mapa de fator F (Figura 5.11) permite análise quanto ao enriquecimento de K e U frente ao Th. Este parâmetro pode tender a apresentar valores baixos quando há forte intemperismo e alta lixiviação do Potássio. Ao contrário, quando os valores se apresentam altos, existe uma indicação de que os corpos rochosos podem ter sido submetidos ao enriquecimento de K e U por alteração hidrotermal (Ribeiro *et al.* 2015).

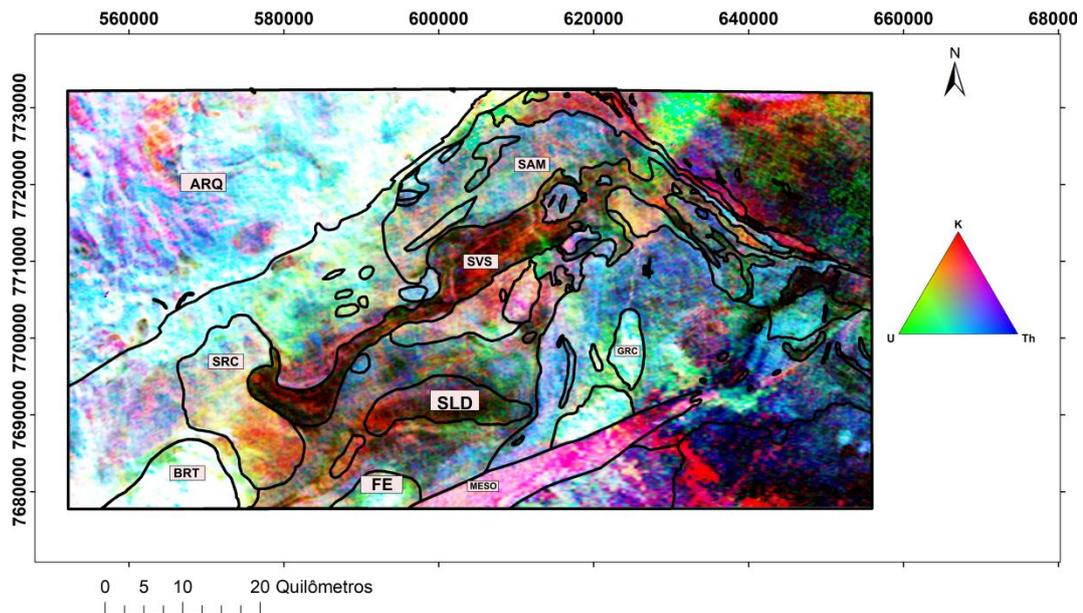


**Figura 5.11** - Mapa de fator F confeccionado para a região de estudo e lineamentos magnéticos regionais traçados.

Ao longo de toda área de estudo pode-se observar regiões com certa continuidade nas altas respostas para o parâmetro e elas ocorrem essencialmente ligadas às grandes zonas de cisalhamento, assim como assinalam a morfologia externa de alguns plutonitos. Nos setores nordeste da ZCJBS, sudoeste da ZCL e noroeste da ZCI estão os valores mais proeminentes de fator F associados, os quais sugerem que tais domínios podem ter passado por alteração hidrotermal mais intensa. O batólito Ritápolis também exibe um altíssimo sinal do fator F no mapa, sugestiva do mesmo processo geológico.

O mapa ternário (Figura 5.12) é fruto da associação entre uma determinada cor a cada um dos radioelementos e no caso do presente estudo o padrão escolhido foi o RGB,

associando a cor vermelha do K (concentração em %), U ao verde e Th ao azul, os dois últimos elementos com concentrações em ppm. As gradações das cores no triângulo variam de acordo com o teor destes elementos, podendo uma região exibir concentração intermediária entre eles. Além disso, a cor branca é representativa de altos teores dos três elementos, enquanto a cor preta representa o empobrecimento dos mesmos. Este mapa é muito útil no discernimento entre regiões que apresentam grande contraste (Ribeiro *et al.* 2015).



**Figura 5.12** - Mapa ternário da região de estudo com o contorno dos corpos geológicos extraídos a partir do mapa regional da figura 5.3. SAM: Suíte Alto Maranhão; SVS: Sequência Vulcanossedimentar; SRC: Suíte Resende Costa; GRC: Granitoide Cupim; SLD: Suíte Lagoa Dourada; BRT: Batólito Ritápolis; FE: Granodiorito Fé; MESO: Rochas Mesoproterozoicas; ARQ: Rochas Arqueanas.

Novamente destaca-se a região Arqueana à NW da ZCJBS, a qual exibe notável enriquecimento de radioelementos, em concordância com o mapa de contagem total e com a geologia regional. Os corpos do batólito Ritápolis, granodiorito Fé e granitide Cupim também exibem evidente enriquecimento em radioelementos e demonstram certo alinhamento e estruturação entre eles – na direção N-S e próximos a zona de cisalhamento Lenheiros.

A suíte Lagoa Dourada confirma empobrecimento nestes elementos quando comparada aos outros corpos ígneos do CM. Internamente observa-se diferença composicional, uma vez que a borda oeste do corpo apresenta concentração de K relativamente maior que o restante de sua estrutura. Uma das sequências vulcanossedimentares características da região, a Rio das Mortes, exibe uma resposta

semelhante à SLD com baixa concentração de K, U e Th. Por fim, nota-se mais uma vez que a suíte Resende Costa mostra dualidade nas respostas radiométricas e diferenças entre seus setores noroeste e sudeste – apresentando maior concentração no *range* entre K e U à SE e à NW no *range* entre K e Th.

### 5.3 ANÁLISE QUANTITATIVA

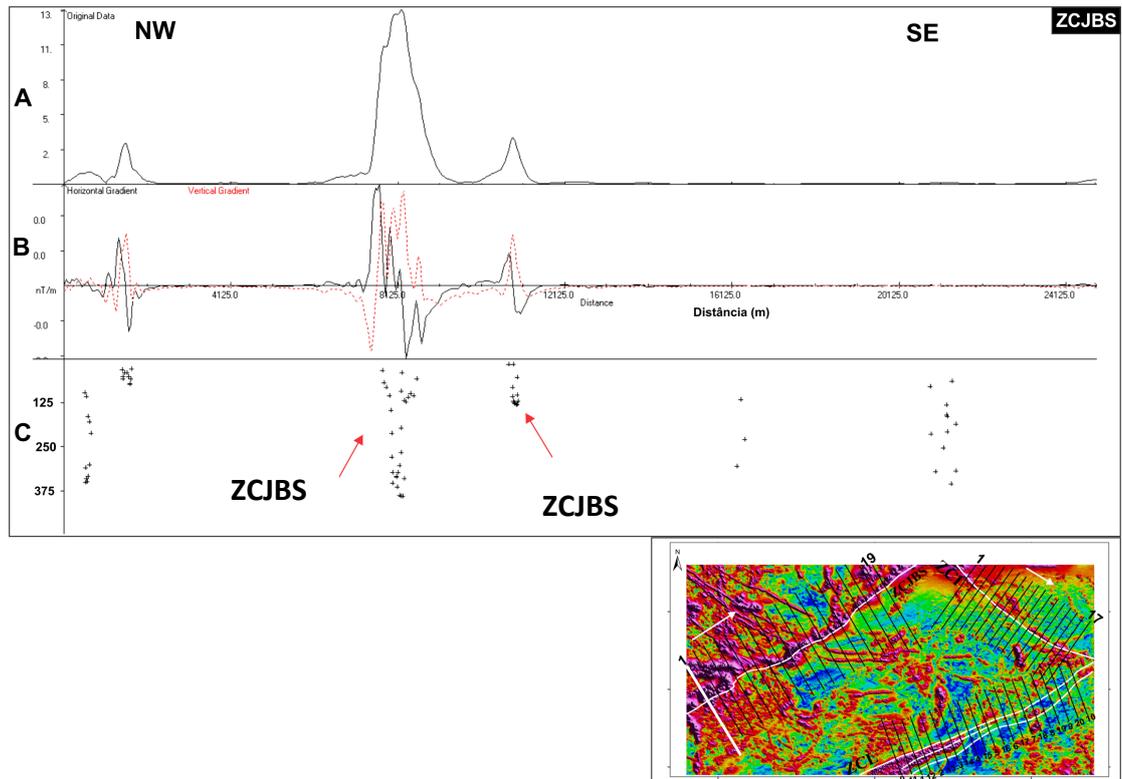
A análise quantitativa consiste do estudo das deconvoluções de Euler e as estimativas de profundidade que são possíveis por meio deste método. A prática comum é analisar primeiramente em duas dimensões e com estes dados torna-se possível a interpolação das informações e sua posterior análise tridimensional, permitindo inferir sobre a disposição e arranjo espacial de corpos e estruturas.

#### 5.3.1 Análise bidimensional

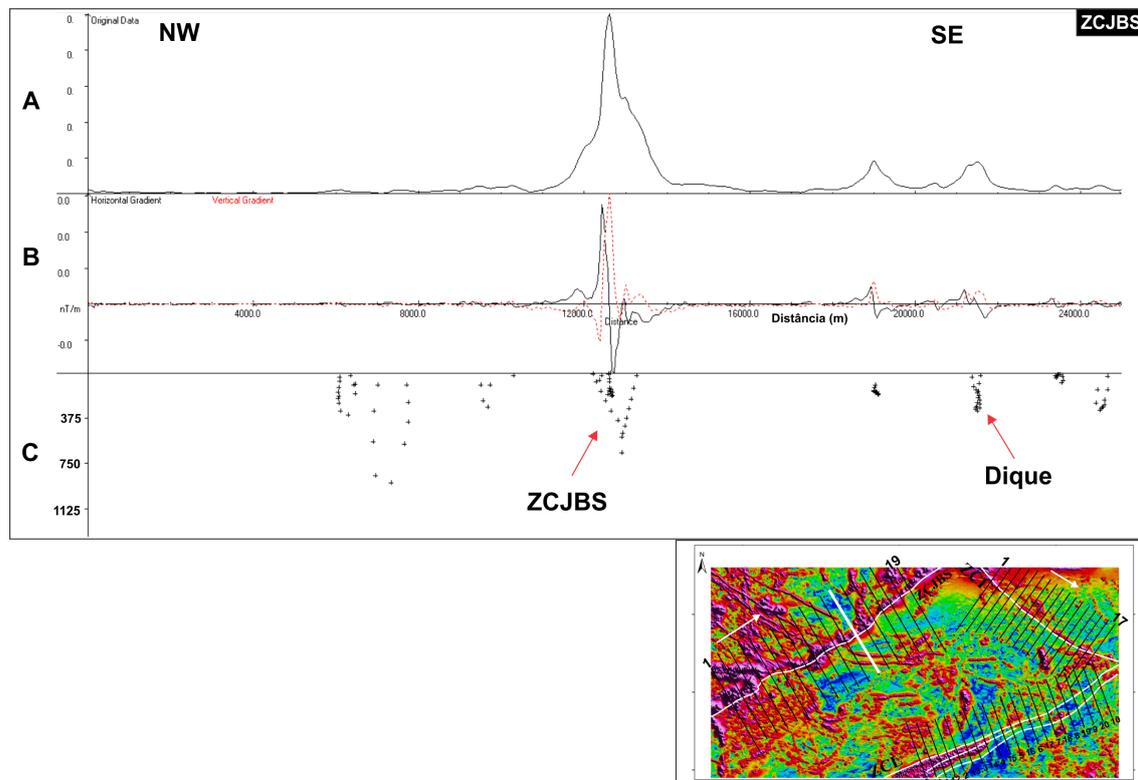
As respostas registradas para a ZCJBS na região de estudo são apresentadas nos perfis 1 (Figura 5.13) e 13 (Figura 5.14) destacados. As profundidades estimadas para a ZC são da ordem de até 750 m, além disso a ZCJBS claramente exhibe o padrão de maior magnetismo neste caso. O perfil 1 se encontra na porção SW da zona de cisalhamento e o 13 corta a porção mais NE. No perfil 1 as respostas estão subverticais e praticamente perpendiculares à direção do perfil traçado, enquanto que no perfil 13 elas se apresentam com ângulo de mergulho menor, com tendência para NW e para SE. Ainda assim, ambas as respostas concordam com o *trend* principal em superfície de NE-SW.

Segundo Hasui & Costa (1988) as zonas de cisalhamento transcorrentes possuem altos ângulos e traços verticais a subverticais. Desta forma verifica-se similaridade das respostas obtidas nos perfis de deconvolução da ZCJBS com estes aspectos descritos na literatura, indicando que a estrutura provavelmente se trata sim de uma extensa área de cisalhamento transcorrente corroborando estudos previamente feitos por Campos e Carneiro (2008).

No perfil 13 (Figura 5.14) também é possível observar resposta de magnetismo intermediária que é referente ao dique (classe C dos lineamentos magnéticos) que corta o terreno Arqueano na direção NW-SE e inflete para E-W no Paleoproterozoico. Este corpo aparenta estar em baixas profundidades, menores até que a ZCJBS, podendo alcançar até aproximadamente 375 m.

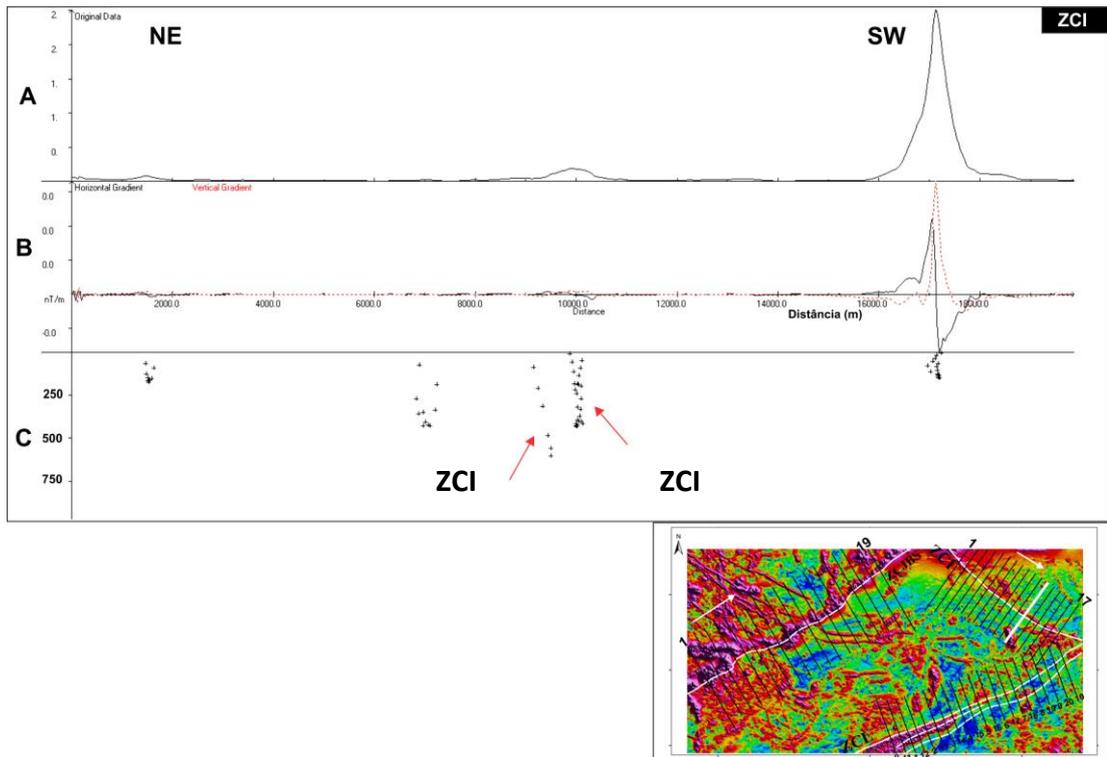


**Figura 5.13** - Perfil 1 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCJBS. A) Dado magnetométrico ASA original; B) gradiente vertical e horizontal (em vermelho) dos dados magnetométricos; C) estimativa da profundidade em metros. As setas vermelhas indicam a resposta em profundidade da ZC. As setas brancas no mapa ASA indicam o sentido crescente do número dos perfis traçados. O traçado na cor branca é a localização exata do perfil.

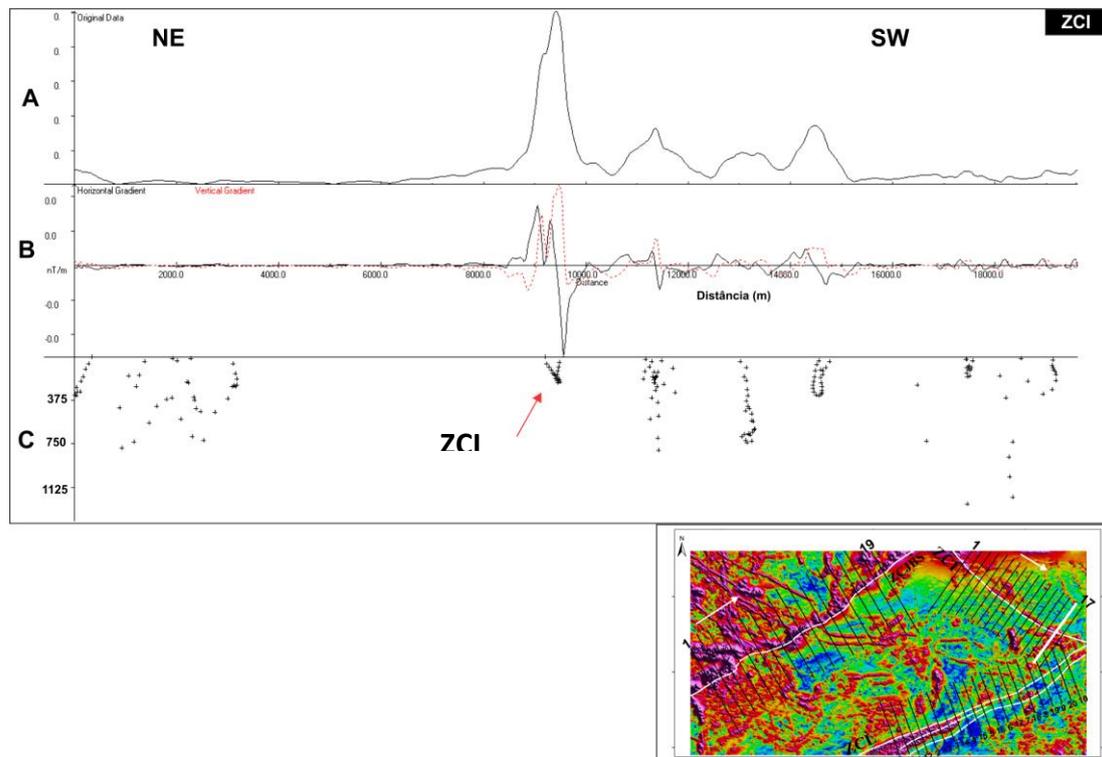


**Figura 5.14** - Perfil 13 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCJBS. A) Dado magnetométrico ASA original; B) gradiente vertical e horizontal (em vermelho) dos dados magnetométricos; C) estimativa da profundidade em metros. As setas vermelhas indicam a resposta em profundidade da ZC e do dique. As setas brancas no mapa ASA indicam o sentido crescente do número dos perfis traçados. O traçado na cor branca é a localização exata do perfil.

Os perfis abaixo representam as respostas de profundidade obtidas a partir dos dados magnetométricos da ZCI. No perfil 12 (Figura 5.15) a ZCI não apresenta a maior resposta de magnetismo, ao contrário do que ocorre no perfil 16 (Figura 5.16). Também no perfil 12, destaca-se o maior comprimento de onda que no perfil 16 e conseqüentemente é possível observar respostas com maior profundidade. Ambas as respostas possuem *trend* coincidente com a estrutura em superfície (NW-SE) mergulhando para SW. Verifica-se, assim como no exemplo da ZCJBS, altos ângulos e traçados subverticais.

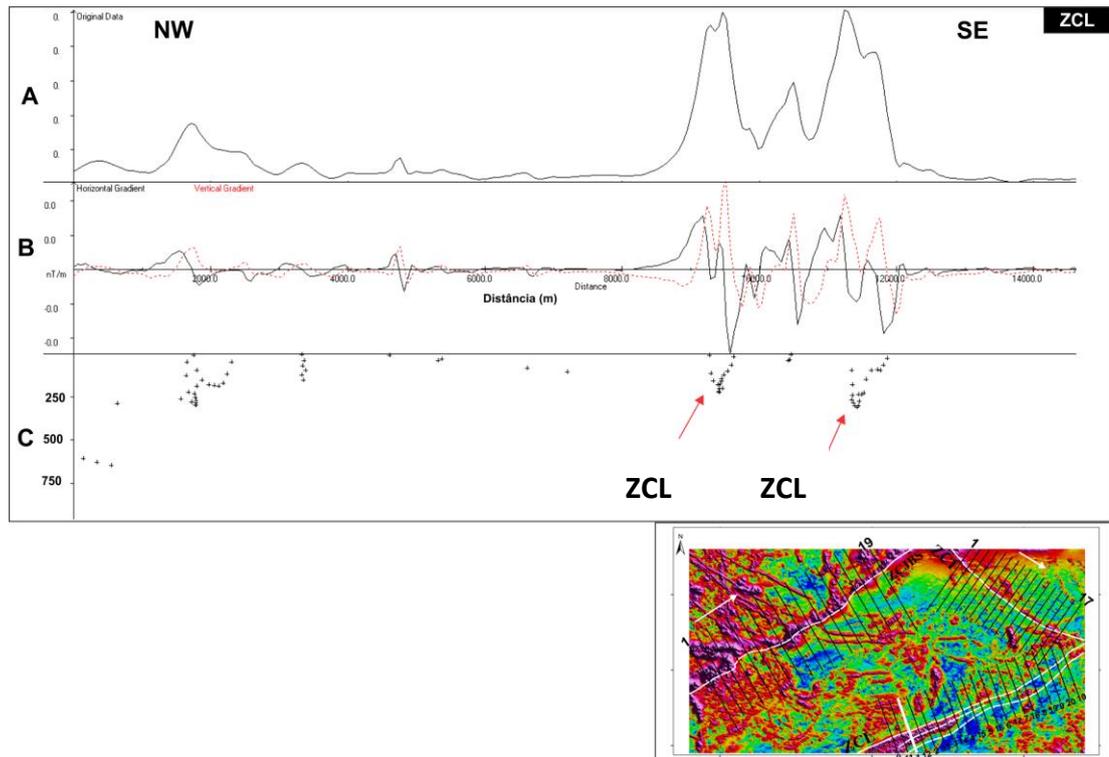


**Figura 5.15** - Perfil 12 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCI. A) Dado magnetométrico ASA original; B) gradiente vertical e horizontal (em vermelho) dos dados magnetométricos; C) estimativa da profundidade em metros. As setas vermelhas indicam a resposta em profundidade da ZC. As setas brancas no mapa ASA indicam o sentido crescente do número dos perfis traçados. O traçado na cor branca é a localização exata do perfil.

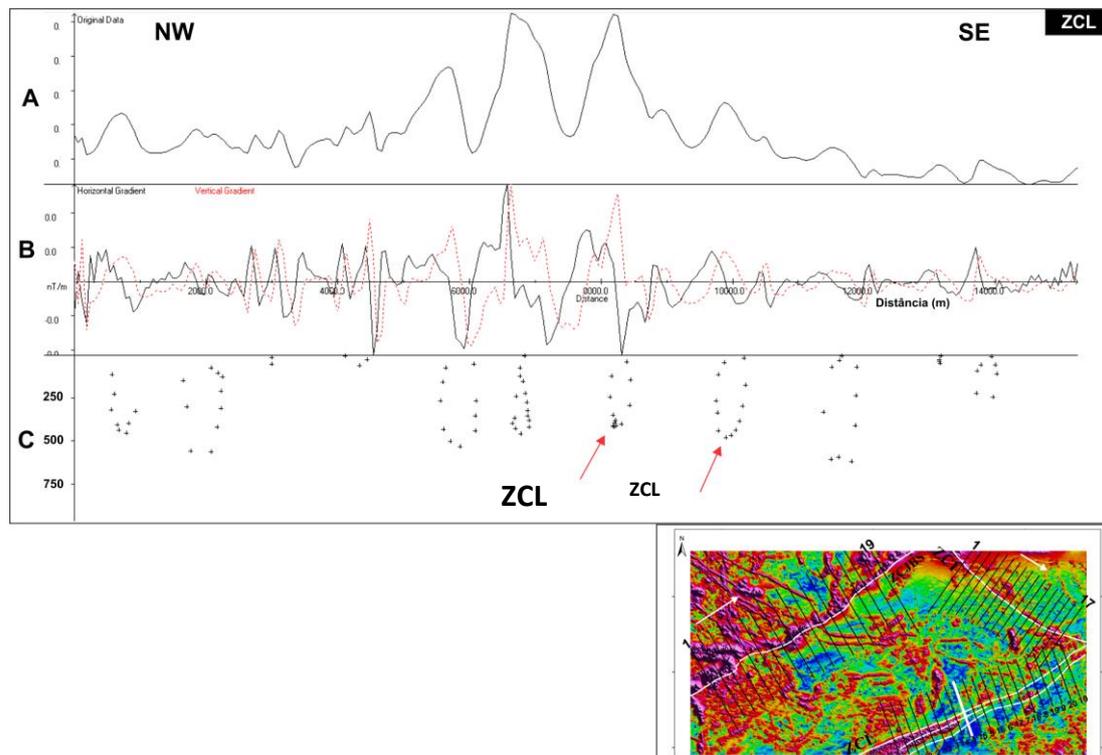


**Figura 5.16** - Perfil 16 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCI. A) Dado magnetométrico ASA original; B) gradiente vertical e horizontal (em vermelho) dos dados magnetométricos; C) estimativa da profundidade em metros. As setas vermelhas indicam a resposta em profundidade da ZC. As setas brancas no mapa ASA indicam o sentido crescente do número dos perfis traçados. O traçado na cor branca é a localização exata do perfil.

Nas imagens abaixo é possível observar que a ZCL apresenta as maiores respostas magnéticas nos perfis traçados. As respostas para a ZCL em profundidade também estão em consonância com o *trend* principal apresentado em superfície de NE-SW. Porém, o traçado dessas respostas se encontra de maneira diferente daquelas apresentadas por ZCJBS e ZCI. O perfil 1 (Figura 5.17) apresenta ângulos de mergulho menores (em relação às outras duas ZCs) e traçado anastomosado, enquanto o perfil 4 (Figura 5.18) aparenta apresentar estruturas sinfórmicas.



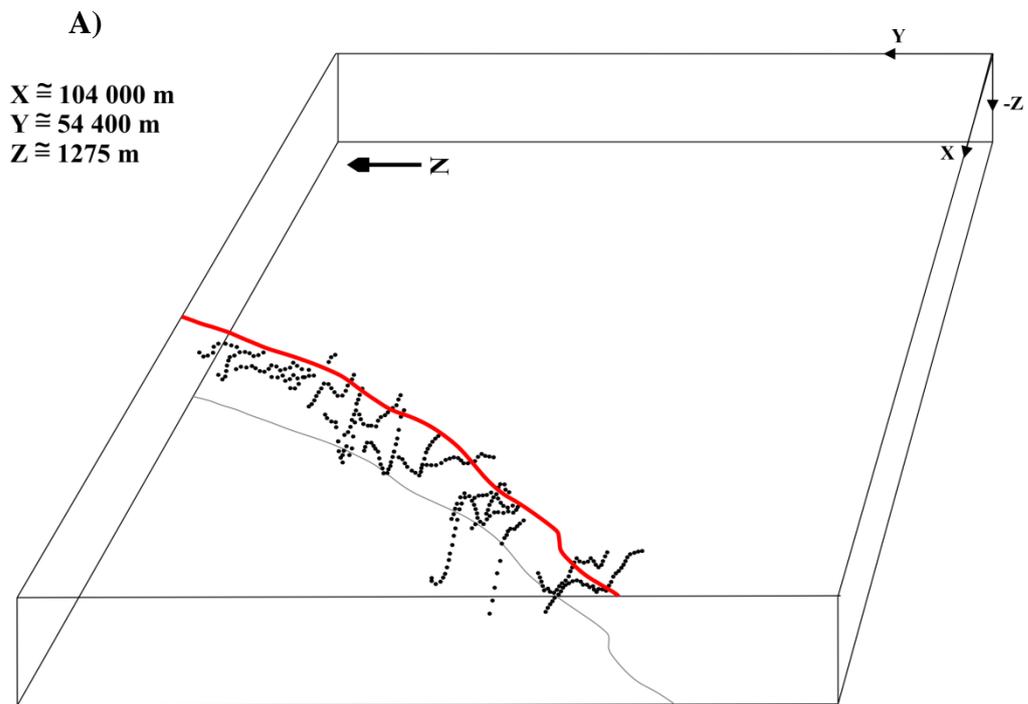
**Figura 5.17** - Perfil 1 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCL. A) Dado magnetométrico ASA original; B) gradiente vertical e horizontal (em vermelho) dos dados magnetométricos; C) estimativa da profundidade em metros. As setas vermelhas indicam a resposta em profundidade da ZC. O traçado na cor branca é a localização exata do perfil.



**Figura 5.18** - Perfil 4 interpretado em conjunto com a estimativa da profundidade da ZCL. A) Dado magnetométrico ASA original; B) gradiente vertical e horizontal (em vermelho) dos dados magnetométricos; C) estimativa da profundidade em metros. As setas vermelhas indicam a resposta em profundidade da ZC. O traçado na cor branca é a localização exata do perfil.

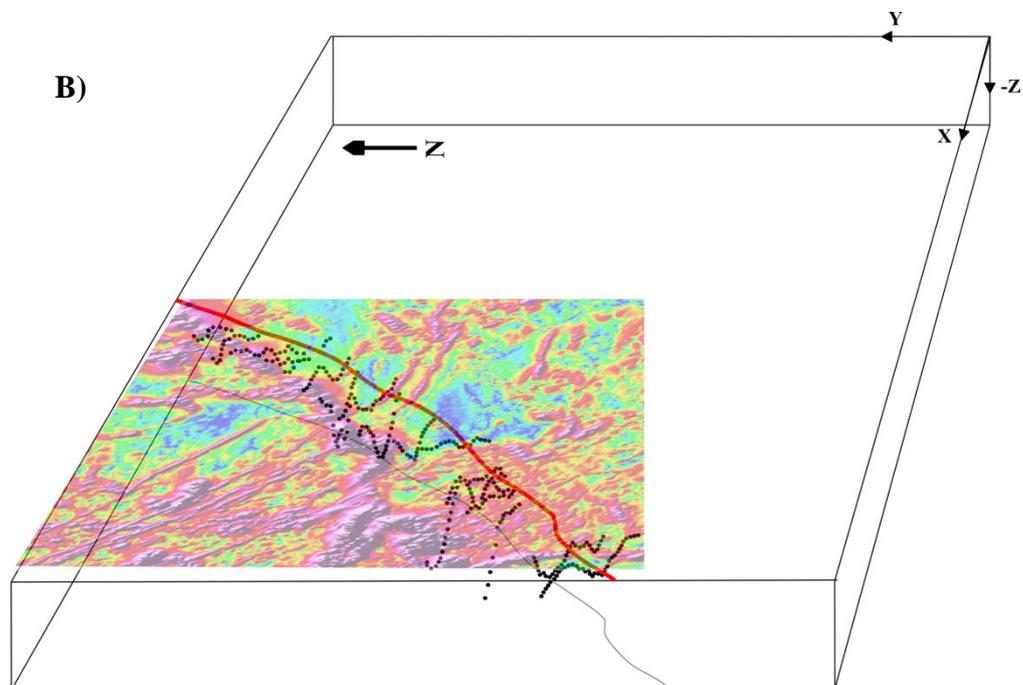
### 5.3.2 Análise tridimensional

Os perfis bidimensionais foram interpolados e combinados para gerar o modelo tridimensional, em bloco diagrama (Figura 5.19), das respostas magnéticas em profundidade da ZCJBS. Observa-se que na região NE da ZC as profundidades estimadas das respostas das fontes magnéticas são inferiores às vistas na porção SW. Comparando tais pontos com o mapa de amplitude do sinal analítico é possível identificar que nesta região SW, com maiores profundidades estimadas, se localiza uma estrutura da ZC que assemelha a uma dobra isoclinal (Figura 5.19B). Ainda nesta porção da ZCJBS é possível identificar novamente traços subverticais com alto ângulo de mergulho.



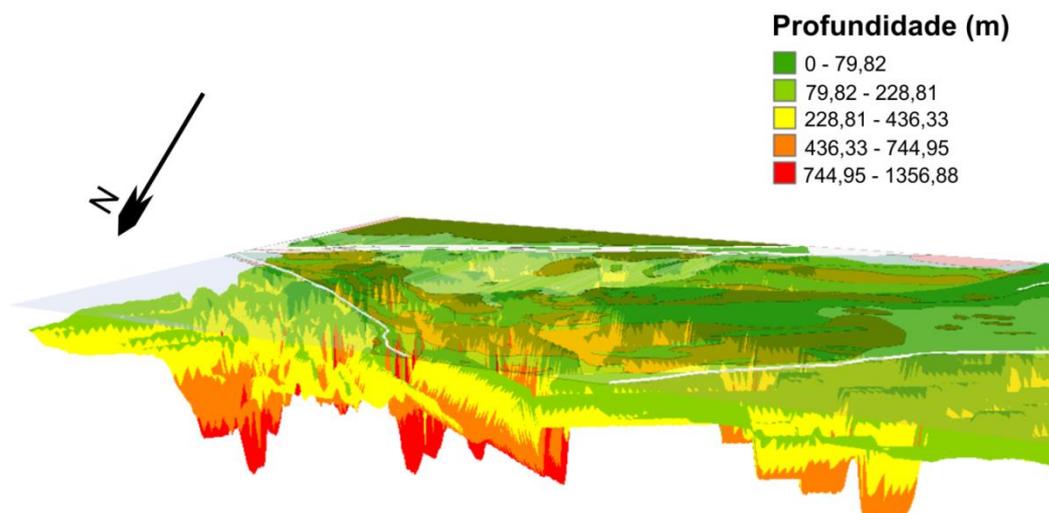
**Legenda**

- Pontos de estimativa de profundidade (obtidos por interpolação da deconv. Euler)
- Traçado ZCJBS



**Figura 5.19** - A) Bloco diagrama obtido a partir da interpolação de dados de profundidade em perfis 2D elaborados por meio da deconvolução de Euler no *freeware* Euldep 1.0. B) O mesmo bloco diagrama com inserção do mapa de amplitude do sinal analítico. Visada para E da ZCJBS.

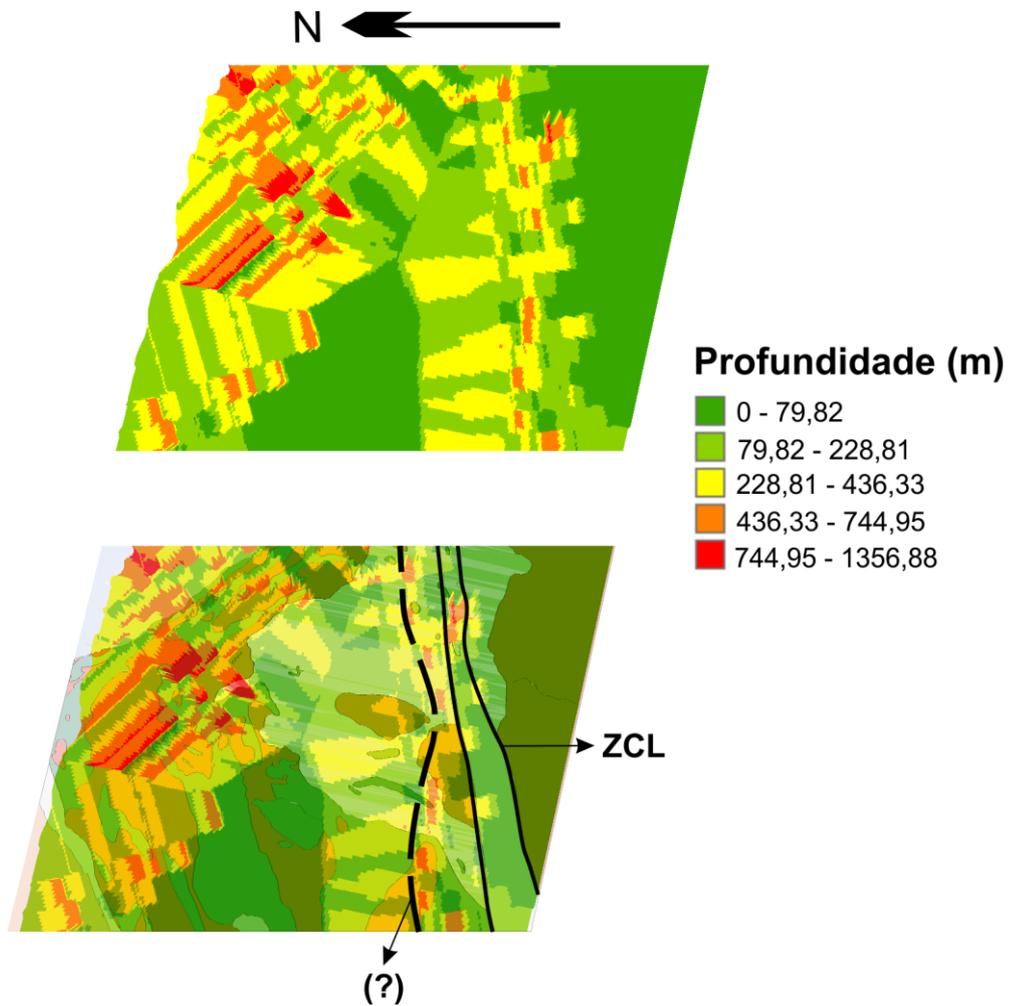
As profundidades estimadas a partir da análise tridimensional obtida por meio da deconvolução de Euler revelaram algumas diferenças ao longo da ZCI (Figura 5.20). Tem-se que as fontes que emitem o sinal geofísico da referida ZC em profundidade alcançam até 1300m. Tal profundidade é relativamente superior se comparada àquelas emitidas pelas outras zonas de cisalhamento regional.



**Figura 5.20** - Modelagem tridimensional obtida a partir da interpolação de dados de profundidade em perfis 2D elaborados por meio da deconvolução de Euler no freeware Euldep 1.0. Visada para SE da ZCI com sobreposição do mapa geológico simplificado.

Por último, os dados obtidos por meio de deconvolução de Euler da zona de cisalhamento Lenheiros também foram interpolados para geração de um modelo tridimensional (Figura 5.21). A imagem abaixo mostra a visada em planta da área de estudo e é possível observar que a ZCL apresenta na sua porção NE as maiores profundidades estimadas das respostas de fontes magnéticas, sendo que estes pontos podem alcançar de 500 a 750 m.

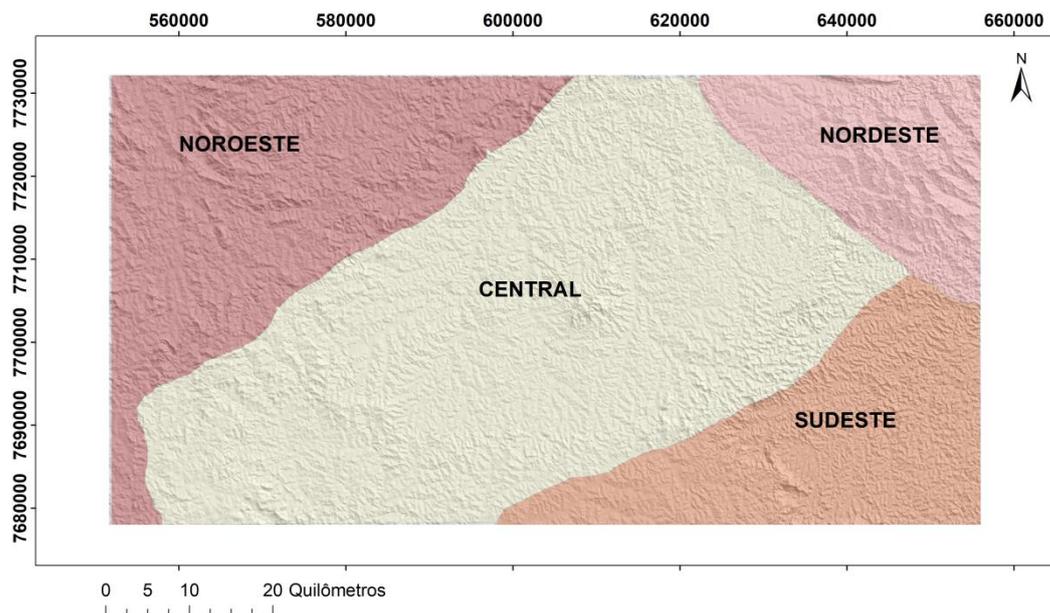
Destacado pela linha pontilhada preta é possível identificar uma série de pontos estimados de profundidade, relacionados a fontes magnéticas, que aparentam estarem alinhados, definindo espacialmente algum tipo de estrutura. É uma feição que pode ou não ter significado geológico e se faz necessário reconhecimento em campo para confirmar se existem elementos que possam ter correlação com essas respostas da modelagem dos dados de deconvolução.



**Figura 5.21** - Modelagem tridimensional obtida a partir da interpolação de dados de profundidade em perfis 2D elaborados por meio da deconvolução de Euler no freeware Euldep 1.0. Visada em planta da área de estudo com sobreposição do mapa geológico simplificado; ZCL: zona de cisalhamento Lenheiros.

#### 5.4 DOMÍNIOS GEOLÓGICO-GEOFÍSICO-ESTRUTURAIS

O estabelecimento de domínios geológicos é uma importante etapa na investigação de uma determinada região com intuito de reunir as mais diversas respostas das litologias e estruturas levando-se em consideração sua homogeneidade. Os domínios aqui individualizados (Figura 5.22) foram definidos de acordo com os dados geológicos, geofísicos e estruturais observados e processados ao longo do presente estudo.



**Figura 5.22** - Domínios estabelecidos para a área de estudo após análise geofísica qualitativa e quantitativa combinada aos dados geológicos e estruturais.

O domínio noroeste compreende rochas gnáissicas Arqueanas dos complexos metamórficos Bonfim e Campo Belo, além de diques máficos de direção NW-SE (Machado *et al.* 1992, Teixeira *et al.* 1996 e Araújo *et al.* 2019). Neste domínio tais rochas exibem padrões gravimétricos majoritariamente positivos, fortes respostas magnéticas de até 0,261 nT/m, devido principalmente aos diques máficos e a ZCJBS e alto enriquecimento em radioelementos segundo os mapas de CT e ternário, corroborando com dados geoquímicos. A foliação regional exibe direção preferencial NE-SW com mergulhos ora para NW, ora para SE com grande influência da ZCJBS. Os diques estão orientados predominantemente na direção NW-SE. Desta forma é possível observar que na roseta da figura 5.7 a região NW possui resultados influenciados diretamente pelos lineamentos magnéticos que representam estes diques e que tais direções apresentam padrão diferente da foliação regional e da grande zona de cisalhamento que está presente na área, a ZCJBS.

O domínio central abriga granitoides e sequências metavulcanossedimentares Paleoproterozoicos descritos nas seções 2.2.3 e 2.2.4. Nesta porção a resposta gravimétrica é variável, demonstrando um limite em que se inserem rochas de diferentes composições e histórias evolutivas. Porém, no geral as respostas foram concordantes com dados provenientes

da literatura, onde as rochas máficas e ultramáficas das vulcanossedimentares apresentam maiores respostas gravimétricas do que os granitoides. O padrão estrutural mostra mudança de direção entre as porções meridional e setentrional variando a foliação regional entre NE-SW, E-W e NW-SE, bem como os lineamentos magnéticos secundários da classe B que acompanham tal inflexão ao se propagarem para nor-nordeste.

Neste domínio os diques, que na região noroeste apresentavam direção NW-SE, também infletem e começam a apresentar direção E-W. Tal observação pode corroborar o modelo de indentação proposto por Endo *et al.* (2020), onde um vetor tectônico com direção de S para N teria atuado durante o evento Brasileiro originado a partir da interferência da faixa Ribeira no orógeno Brasília.

O domínio sudeste se destaca pela ocorrência de rochas Mesoproterozoicas associadas à ZCL. Nesta região existe também padrão de respostas gravimétricas majoritariamente positivas, porém o radiométrico varia entre alto, na região da ZCL, até baixos valores na região do complexo Ressaquinha. O que deixa uma marca característica nesta porção é o enriquecimento relativo em Potássio demonstrado no diagrama ternário e a influência da ZCL na direção da foliação regional NE-SW. Os lineamentos magnéticos também exibem direção preferencial NE-SW, porém com direção E-W subordinada. Tal ZC aparentemente baliza e limita corpos plutônicos como o granodiorito Fé, assim como já observado por Araújo *et al.* (2019), e também o granitoide Cupim.

Por fim, o setor nordeste abriga complexos metamórficos arqueanos e sequências metavulcanossedimentares de mesma idade. Suas respostas radiométricas exibem baixos valores de contagem total em relação aos outros domínios. A foliação regional também é influenciada pela ZC que limita esta porção – Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava. As estruturas planares possuem direção preferencial NW-SE com mergulhos variando entre NE e SW. Os lineamentos magnéticos também possuem a direção NW-SE como preferencial (figura 5.7).



## CAPÍTULO 6

### CONCLUSÕES

---

O presente estudo teve por objetivo geral uma análise integrada entre dados geofísicos e geológicos, além da utilização de dados estruturais e geoquímicos, para se estabelecer a caracterização de um importante terreno situado no Cráton São Francisco: o Cinturão Mineiro.

Como já fora percorrido durante o estudo, esta porção geológica possui características únicas que as diferenciam do seu entorno, como a ocorrência de granitoides Paleoproterozoicos, por exemplo. Outro fato já mencionado diz respeito à importância da geofísica para conferir maior robustez à estudos desta classe, uma vez que a investigação científica pode ser dificultada nestes terrenos antigos e inseridos em clima tropical.

Com todos estes aspectos em destaque, com os resultados gravimétricos, magnetométricos e radiométricos foi possível estabelecer correlação direta com a geologia regional e suas particularidades. A região Arqueana situada na porção NW da região de estudo tem contraste visível em propriedades radiométricas – apresentando altos valores - em relação ao restante do perímetro. Também foi possível verificar o *trend* preferencial das grandes Zonas de Cisalhamento por meio do traçado de lineamentos magnetométricos e pode-se observar como elas exibem fortes respostas magnéticas e indicativos de alteração hidrotermal por meio do mapa radiométrico de fator F.

Desta forma, por meio da compilação de dados geológicos, geofísicos, de modelo digital de terreno - SRTM, estruturais e geoquímicos, além de uma análise integrada entre os mesmos, pode-se sugerir que:

- O trabalho de compilação através de um extenso banco de dados possibilitou o desenvolvimento de robustos mapas regionais simplificados para a área de estudo, partindo dos mapas base fornecidos pelo Serviço Geológico do Brasil;
- Por meio de dados geofísicos, cedidos gentilmente por parte de órgãos públicos e profissionais da área, foi possível gerar mapas gravimétricos (*Bouguer* e segunda derivada vertical), magnetométricos (campo anômalo, derivada vertical e amplitude do sinal analítico) e radiométricos (canal K, U e Th, contagem total, fator F e ternário);

- A integração geológica-geofísica foi realizada com êxito utilizando-se do mapa geológico regional simplificado e os mapas geofísicos gerados, observando princípios da geofísica e geologia, além da comparação com interpretações de estudos prévios;
- Os domínios geológico-geofísico-estruturais representam de maneira adequada cada porção que fora estabelecida para os mesmos, uma vez que eles observam aspectos de homogeneidade entre as respostas obtidas através das análises feitas;
- O método de deconvolução de Euler, aplicado utilizando o *freeware* Euldep 1.0, permite estimar a profundidade nas grandes ZCs da região de estudo e assim visualizar seu comportamento por meio da interpolação por krigagem em ambiente SIG.

A região do CM estimula a realização de estudos posteriores principalmente por se situar em um período geológico ainda carente de muitas respostas e definições. Portanto, além do aprofundamento dos estudos geofísicos, é recomendado também realizar maior detalhamento estrutural para verificar pontos ainda sem esclarecimentos, principalmente aqueles relacionados às grandes zonas de cisalhamento.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Alkmim F. F. & Marshak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the southern São Francisco Craton Region Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collisional and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**:29-58.
- 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. & Teixeira W. 2017. The paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. *São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Springer, p. 71-94.
- Almeida F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7(4)**: 349-364.
- Almeida F.F.M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco e Suas Faixas Marginais. Salvador, 1981. SBG-Núcleo Bahia, Salvador, *Anais*, p. 1–10.
- Almeida F.F.M., Brito Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, **50**:77-111.
- ANP – Agência Nacional de Petróleo, Gás e Biocombustíveis 2018. Banco Nacional de Dados Gravimétricos. Disponível em <http://www.anp.gov.br/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/dados-tecnicos/padroes-tecnicos-para-envio-de-dados-a-anp/bndg-banco-nacional-de-dados-gravimetricos>. Acessado em 23 abril 2020.
- Appiah D. 2015. *Aeromagnetic and airborne radiometric data interpretation on Chirano area of the Sefwi gold belt*. MS dissertation, Kwame Nkrumah University of Science and Technology, Kumasi, 112p.
- Araújo A.J.D., Bongiolo E.M., Ávila C.A. 2019. The southern São Francisco Craton Puzzle: Insights from aerogeophysical and geological data. *Journal of South American Earth Sciences*, **94**:102-203.
- Ávila C.A. 2000. *Geologia, petrografia e geocronologia de corpos plutônicos Paleoproterozoicos da borda meridional do Cráton São Francisco, região de São João del Rei, Minas Gerais*. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 401 p.
- Ávila C.A., Teixeira W., Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M. 2010. Rhyacian (2,2- 2,20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco Craton, Brazil: Geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:464–482.
- Ávila C.A., Teixeira W., Vasques F.S.G., Dussin I.A., Mendes J.C. 2012. Geoquímica e idade U-Pb (LA-ICPMS) da crosta oceânica Riacciana do Cinturão Mineiro, borda meridional do Cráton São Francisco. In: 46<sup>th</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, *CD-ROM*, Santos.
- Ávila C.A., Teixeira W., Bongiolo E.M., Dussin I.A. 2014. The Tiradentes suite and its role in the Rhyacian evolution of the Mineiro Belt – São Francisco Craton: geochemical and U-Pb geochronological evidences. *Precambrian Research*, **243**:221-251.
- Babinski M., Chemale Jr. F., Van Schmus W.R. 1995. The Pb/Pb age of the Minas supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, **72**: 235–245.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, **133**:1–27.
- Barbosa N.S. 2015. *Evolução Paleoproterozoica do Cinturão Mineiro: Geocronologia U-Pb, isótopos de Nd-Hf-Sr e geoquímica de rochas plutônicas*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 229 p.
- Barbosa N.S., Teixeira W., Ávila C.A., Montecinos P.M., Bongiolo E.M. 2015. 2.17–2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U–Pb ages, geochemical constraints and tectonics. *Precambrian Research*, **270**:204–225.
- Barbosa N., Teixeira W., Ávila C.A., Montecinos P.M., Bongiolo E.M., Vasconcelos F.F. 2019. U–Pb geochronology and coupled Hf–Nd–Sr isotopic–chemical constrains of the Cassiterita Orthogneiss (2.47–2.41 Ga). *Precambrian Research*, **326**:399–416.
- Baltazar O. F. & Zucchetti M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, **32 (2007)**:471–499.

Benedito G.S.R. 2020. *Arcabouço litoestrutural do setor setentrional do Cinturão Mineiro*. Monografia do trabalho de conclusão de curso, Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 102p.

Blakely R.J. 1995. *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press 1<sup>st</sup> ed. 441 p.

Campos J.C.S. 2004. *O Lineamento Jeceaba-Bom Sucesso como Limite dos Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Cráton São Francisco Meridional: Evidências Geológicas, Geoquímicas (Rocha Total) e Geocronológicas (U-Pb)*. PhD Thesis, Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 191 p.

Campos J.C.S. & Carneiro M.A. 2008. Neoproterozoic and Paleoproterozoic granitoids marginal to the Jeceaba-Bom Sucesso lineament (SE border of the southern São Francisco craton): Genesis and tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**:463–484.

Carneiro M.A. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e Evolução Geológica de um Segmento de Crosta Continental do Arqueano*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 233p.

Christiansen R., Morosini A., Enriquez E., Muñoz B., Klinger F.L., Martínez M.P., Suárez A.O., Kostadinoff J. 2019. 3D litho-constrained inversion model of the Southern Sierra Grande de San Luis: new insights into the Famatinian tectonic setting. *Tectonophysics*, **756**:1-24.

CODEMGE – Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais 2020. Levantamentos Aerogeofísicos. Disponível em <http://www.codemge.com.br/atuacao/mineracao/levantamento-aerogeofisico/>. Acessado em 20 abril 2020.

Condie K.C. & O'Neill C. 2010. The Archean-Proterozoic boundary: 500 M.y. of tectonic transition in earth history. *American Journal of Science*, **310**:775-790.

Condie K.C., Aster R.C., van Hunen J. 2016. A great thermal divergence in the mantle beginning 2.5Ga: geochemical constraints from greenstone basalts and komatiites. *Geoscience Frontiers*, **7**:543–553.

Corrêa Neto A.V., Almeida A.M., Caputo Neto V., Guerrero J.C. 2012. Alteração Hidrotermal em Zona de Cisalhamento Associada ao Lineamento Congonhas, Sul do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, **35(2)**:55–64

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais 2019. Estações Gravimétricas. Disponível em <http://www.anp.gov.br/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/dados-tecnicos/padroes-tecnicos-para-envio-de-dados-a-anp/bndg-banco-nacional-de-dados-gravimetricos>. Acessado em 12 outubro 2019.

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

DNIT – Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes 2017. Shapefiles. Disponível em <http://www.dnit.gov.br/mapas-multimodais/shapefiles>. Acessado em 20 outubro 2019.

Durrheim R.J. & Cooper G.R.J. 1998. EULDEP: a program for the Euler deconvolution of magnetic and gravity data. *Elsevier – Computer & Geosciences*, **24(6)**: 545-550.

Endo I. 1997. *Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 382p.

Endo I., Hartman L.A., Suita M.T.F., Santos J.O.S., Frantz J.C., McNaughton N.J., Barley M.E., Carneiro M.A. 2002. Zircon SHRIMP U–Pb isotopic evidence for Neoproterozoic age of the Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: SBG, 41<sup>st</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, p. 518.

Endo I., Machado R., Galbiatti H.F., Rossi D.Q., Zapparoli A.C., Delgado C.E.R., Castro P.T.A., Oliveira M.M.F. 2020. Estratigrafia e evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais In: Castro P.T.A., Endo I., Gandini A.L. *Quadrilátero Ferrífero: Avanços do conhecimento nos últimos 50 anos*. 3i editora, p. 70-113.

Geosoft 2015. Topics in gridding. Disponível em <https://www.geosoft.com/media/uploads/resources/technical-papers/topicsingriddingworkshop.pdf>. Acessado em 20 abril 2020.

- Hasui Y., Costa J.B.S. 1988. *Curso de zonas e cinturões de cisalhamento*. Belém, SBG, 86p.
- Heilbron M., Cordani U.G., Alkmin F.F. 2017. The São Francisco Craton and its Margins *In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmin F.F. São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Springer, p. 3-13.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística 2017. Bases cartográficas contínuas. Disponível em <https://www.ibge.gov.br/geociencias/cartas-e-mapas/bases-cartograficas-continuas.html>. Acessado em 20 outubro 2019.
- Isles D.J., Rankin L.R. 2013. *Geological interpretation of aeromagnetic data*. Australian Society of Exploration Geophysicists 1<sup>st</sup> ed. 351p.
- IAEA 1991. *Airborne gamma ray spectrometer surveying. Technical Reports Series n° 323*. Viena: Intern Atomic Energy Agency.
- IAEA 2003. *Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data*. Viena: Intern, Atomic Energy Agency, 179 p.
- Kaplan I. 1955. *Nuclear Physics*. Londres, Addison-Wesley Publ. Co., 609p.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. 2002. *An introduction to geophysical exploration*. Blackwell Science 3<sup>rd</sup> ed., 268 p.
- Lacerda S.G., 2020. *Geoquímica de granitoides da porção setentrional do Cinturão Mineiro, sul do Cráton São Francisco – Minas Gerais, Brasil*. Monografia do trabalho de conclusão de curso, Departamento de Geologia da Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, 99p.
- Lasa Engenharia e Prospecções S.A. 2001. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométricos. Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Área 2. Projeto Pitangui-São João del Rey-Ipatinga. Volume I, Texto técnico.
- Lasa Engenharia e Prospecções S.A. 2011. Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectométricos. Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Área 15. Projeto Juiz de Fora-Cataguases-Manhuaçu. Volume I, Texto técnico.
- Li X. 2008. Magnetic reduction to the pole at low latitudes: observations and considerations. *The Leading Edge*, **27**:990-1002.
- Lowrie W. 2007. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press 2<sup>nd</sup> ed., 381 p.
- Machado N., Noce C.M., Ladeira E.A., Belo de Oliveira O. 1992. U-Pb Geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **104**:1221–1227.
- Mendonça G. O., Lopes S. R.; Gonçalves, L.E.S., Silva M. A. 2019. Integração geológica-geofísica na porção meridional do Cinturão Mineiro, borda sul do Cráton São Francisco. *In: 16º Simpósio de Geologia do Sudeste. Campinas – SP*, p.52.
- Menke W. 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press 2<sup>nd</sup> ed., New York, 285 p.
- Moreira H., Seixas L., Storey C., Fowler M., Lasalle S., Stevenson R., Lana C. 2018. Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. *Geoscience Frontiers*, **9**:977-995.
- Moreno J.A., Baldim M.R., Semprich J., Oliveira E.P., Verma S.K., Teixeira W. 2017. Geochronological and geochemical evidences for extension-related Neoproterozoic granitoids in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **294**:322:343.
- Moyen J.F., Laurent O. 2018. Archean tectonic systems: a view from igneous rocks. *Lithos*, **302**:99-125.
- Neri M.E.N.V 2012. *Supergrupo Minas na serra de Bom Sucesso, extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero – MG: petrografia, geoquímica e isótopos de U-Pb*. MS dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 141p.

NOAA/NGDC & CIRES – NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION 2019. World magnetic model epoch 2019.0. Disponível em <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/DoDWMM.shtml>. Acessado em 14 outubro 2019.

Noce C.M., Teixeira W., Quéméneur J.J.G. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from southern SFC, Brazil and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**:25-39.

Partin C.A., Bekker A., Sylvester P.J. 2014. Filling in the juvenile magmatic gap: evidence for uninterrupted Paleoproterozoic plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, **388**:123-133.

Queiroz G.L, Salamuni E., Nascimento E.R. 2013. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. *Geologia USP*, **14**:69:80.

Reeves C. 2005. *Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice and Interpretation*. Geosoft, Delft, 155p.

Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millet A. J., Somerton I. W. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, **55**: 80-91.

Ribeiro A., Teixeira W., Dussin I.A., Ávila C.A., Nascimento D. 2013. U–Pb LA-ICP-MS detrital zircon ages of the São João del Rei and Carandá basins: new evidence of intermittent Proterozoic rifting in the São Francisco paleocontinent. *Gondwana Research*, **24**:713–726.

Ribeiro V. B., Mantovani M., Louro V. H. A. 2015. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terrae Didatica* **10**(1):29-51.

Santos L.D., Baltazar O.F. 2013. *Mapa geológico da Folha Conselheiro Lafaiete*. Projeto Campo das Vertentes (1:100.000), CPRM.

Seixas L.A.R. 1988. *Geologia e Metalotectos de Ouro de uma Fração do Lineamento Congonhas, MG*. MS dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Nacional de Brasília, Brasília, 116 p.

Seixas L.A.R., David J., Stevenson R. 2012. Geochemistry, Nd isotopes and U–Pb geochronology of a 2350 Ma TTG suite, MG: implications for the crustal evolution of the southern SFC. *Precambrian Research*, **196-197**:61–80.

Seixas L. A. R., Bardintzeff J. M., Stevenson R., Bonin B. 2013. Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130 Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **238**:18–41.

Silva R.N., Baltazar O.F. 2013. *Mapa geológico da Folha Entre Rios de Minas*. Projeto Campo das Vertentes (1:100.000), CPRM.

Simon M.B., Bongioiolo E.M., Ávila C.A., Oliveira E.P., Teixeira W., Stohler R.C., Oliveira F.V.S. 2018. Neoproterozoic reworking of TTG-like crust in the southernmost portion of the São Francisco Craton: U-Pb zircon dating and geochemical evidence from the São Tiago Batholith. *Precambrian Research*, **314**:353-376.

Sobral H.S., Gonçalves L.E.S., Silva M.A., Marinho M., Pinheiro M.A., Gonçalves C.C. 2020. Integração geofísica, petrográfica e geoquímica aplicada ao mapeamento geológico da porção setentrional do Cinturão Mineiro. In: Encontro dos Saberes 28º Seminário de Iniciação Científica, Ouro Preto/MG.

Swain C.J. 1976. Reduction to the pole of regional magnetic data with variable direction and its stabilization at low inclinations. *Exploration Geophysics*, **31**:78-83.

Teixeira W. 1985. *A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 207 p.

Teixeira W., Carneiro M.A., Noce M.C., Machado N., Sato K., Taylor P.N. 1996. Pb, Sr and Nd isotope constraints on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **78**:151-164.

Teixeira W., Ávila C.A., Nunes L.C. 2008. Nd–Sr isotopic geochemistry and U–Pb geochronology of Fé granitic gneiss and Lajedo granodiorite: implications for Paleoproterozoic evolution of the Mineiro belt, southern São Francisco Craton. *Geologia USP Série Científica*, **8**:53–73.

Teixeira W., Ávila C.A., Bongiolo E.M., Hollanda M.H.B., Barbosa N.S. 2014. Age and tectonic significance of the Ritápolis batholith, Mineiro belt (Southern SãoFrancisco Craton): U-Pb LA-ICPMS, Nd isotopes and geochemical evidence. *In: 9th South American Symposium on Isotope Geology*, p. 194.

Teixeira W., Ávila C.A., Dussin I.A., Neto A.C., Bongiolo E.M., Santos J.O., Barbosa N.S. 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro belt and its role to the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidences. *Precambrian Research*, **256**:148–169.

Teixeira W., Alkmin F.F. 2017. The PaleoProterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero *In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmin F.F. São Francisco Craton, Eastern Brazil. Springer*, p. 71-94.

Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 2<sup>nd</sup> Edition 751p.

Thompson D. T. 1982. EULDPH. A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, **47**: 31-37.

Toledo C.L.B. 2002. *Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, na região de Nazareno, MG*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, UNICAMP, Campinas, 307 p.

Vasconcellos R.M. 1990. Geração de mapas de contorno. *In: Vasconcellos R.M., Metelo M.J., Motta A.C., Gomes R.D. Geofísica em levantamentos geológicos. CPRM – Divisão de geofísica e sensores remotos*, pp. 211p.

Mendonça, G. O. 2020, Integração geológica-geofísica na região do Cinturão Mineiro...



Núcleo  
São Paulo

## ANEXOS

---

### INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA NA PORÇÃO MERIDIONAL DO CINTURÃO MINEIRO, BORDA SUL DO CRÁTON SÃO FRANCISCO

Gustavo O. de Mendonça<sup>1</sup>, Stéphany R. Lopes<sup>1</sup>, Leonardo Gonçalves<sup>1</sup>, Márcio Antônio da Silva<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal de Ouro Preto, e-mail: [gustavo\\_oliveirabh@hotmail.com](mailto:gustavo_oliveirabh@hotmail.com)

<sup>1</sup> Universidade Federal de Ouro Preto, e-mail: [stephanyrlopes@hotmail.com](mailto:stephanyrlopes@hotmail.com)

<sup>1</sup> Universidade Federal de Ouro Preto, e-mail: [leonardogeologo@hotmail.com](mailto:leonardogeologo@hotmail.com)

<sup>2</sup> CPRM – Serviço Geológico do Brasil, e-mail: [marcio.antonio@cprm.gov.br](mailto:marcio.antonio@cprm.gov.br)

O Cinturão Mineiro (CM) consiste em um orógeno acrescionário localizado na borda sul do Cráton São Francisco e é composto principalmente por plútons, suítes e batólitos de granitoides Paleoproterozoicos e por sequências metavulcano-sedimentares. Limitadas espacialmente por grandes estruturas como os lineamentos Jeceaba-Bom Sucesso, com *trend* NE-SW, e o Congonhas-Itaverava, com *trend* NW-SE, as unidades que compõem o CM encontram-se de forma isolada (afloramentos frescos), em meio ao grande volume de espesso manto intempérico presente na região. Assim, a geofísica se mostra como uma importante ferramenta para auxiliar a obtenção de informações e construção de modelos geológicos consistentes para o CM. Nesse sentido, a combinação de mapas geofísicos temáticos (radiométricos e magnetométricos) e geológicos, estes últimos de escalas variando de 1:25.000 a 1:100.000 e, em grande parte, provenientes de mapeamentos geológicos de detalhe da UFOP e UFRJ e dos regionais do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) permitiram a elaboração de mapas geológicos mais robustos. Ressalta-se que a facilidade e confiabilidade de aquisição da base de dados de campo se deram por meio do Convênio de Iniciação Científica UFOP/CPRM/CNPq. A partir de mapas radiométricos integrados a dados geoquímicos de elementos maiores e traço e mapas geológicos previamente elaborados, delimitou-se com maior exatidão a suíte Lagoa Dourada e verificou-se a variação na composição do corpo com a borda oeste possuindo maior teor de radioelementos (potássio, tório e urânio) do que a borda leste, corroborando dados da literatura. Foram individualizados três domínios estruturais - oeste, central e leste - a partir das atitudes preferenciais da foliação regional, e ainda delineados grandes lineamentos magnéticos interpretados a partir de mapas

geofísicos magnetométricos. O primeiro domínio possui duas tendências de direção preferencial da foliação que variam de NE-SW mergulhando para SE e NW-SE com mergulhos de baixo a médio ângulo para NE. No central ocorre uma inflexão e as concentrações máximas das estruturas exibem comportamento E-W mergulhando para sul, enquanto no domínio leste as estruturas ocorrem preferencialmente em NE-SW mergulhando para SE. A partir de dados estruturais compilados geraram-se mapas de densidade de pontos, que ao serem analisados em detalhe, revelaram que os dados planares estão concentrados em regiões de levantamento de detalhe e os lineares encontram-se isolados, perfazendo no máximo 3% da área total, e foram obtidos somente em levantamentos de escala regional. Assim, tem-se que a metodologia de trabalho no caso dos estudos de detalhe se mostram deficientes, ao menos no que se refere ao levantamento de dados lineares. Ressalta-se que os dados lineares, aliados ao reconhecimento de estruturas deformacionais, são indicadores cinemáticos fundamentais para a reconstrução do arcabouço estrutural e tectônico de uma dada região geológica. Portanto, o presente estudo revelou a grande importância de mapeamentos geológicos expeditos com metodologias adequadas, e que particularmente, no caso do CM, são de suma importância para o maior conhecimento sobre a história evolutiva dessa região, localizada no Cráton São Francisco Meridional.

**Apoio:** Programa de Iniciação Científica Convênio PROPP-UFOP/CPRM/CNPq, LMic, FAPEMIG

**Palavras-chave:** Integração Geológica-Geofísica, Cinturão Mineiro, Domínios estruturais