



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



## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ANÁLISE GEOFÍSICA DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS POTÁSSICAS DO  
GRUPO MATA DA CORDA NA REGIÃO DE PRESIDENTE OLEGÁRIO,  
MG

Giovanna Custódio Moreira

**MONOGRAFIA nº 347**

Ouro Preto, dezembro de 2019



**ANÁLISE GEOFÍSICA DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS  
POTÁSSICAS DO GRUPO MATA DA CORDA NA REGIÃO  
DE PRESIDENTE OLEGÁRIO, MG**

---





## **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. MSc. Edison Tazava



# **MONOGRAFIA**

**Nº 347**

## **ANÁLISE GEOFÍSICA DAS ROCHAS ULTRABÁSICAS POTÁSSICAS DO GRUPO MATA DA CORDA NA REGIÃO DE PRESIDENTE OLEGÁRIO, MG**

**Giovanna Custódio Moreira**

*Orientador*

**Prof.º MSc. Edison Tazava**

*Co-Orientadora*

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

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2019/2

**OURO PRETO**

**2019**

---

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: Giovanna Custódio Moreira

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

M838a Moreira, Giovanna Custódio .  
Análise geofísica das rochas ultrabásicas potássicas do Grupo Mata da Corda na região de Presidente Olegário, MG. [manuscrito] / Giovanna Custódio Moreira. - 2019.  
71 f.: il.: color., tab., mapa.  
  
Orientador: Prof. Me. Edison Tazava.  
Coorientadora: Profa. Dra. Maria Sílvia Carvalho Barbosa.  
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas.  
  
1. Geofísica. 2. Magnetometria. 3. Radiometria. 4. Kamafugito. I. Barbosa, Maria Sílvia Carvalho. II. Tazava, Edison. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 550.38

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

## Ficha de Aprovação

---

### TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**TÍTULO:** : Análise Geofísica das Rochas Ultrabásicas Potássicas do Grupo Mata da Corda na Região de Presidente Olegário, MG.

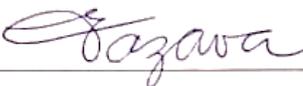
**AUTORA:** Giovanna Custódio Moreira

**ORIENTADOR:** Edison Tazava

**Aprovada em:** 12 de dezembro de 2019

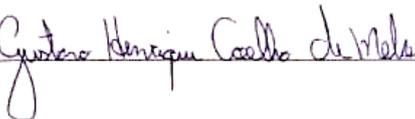
#### BANCA EXAMINADORA:

Prof. Edison Tazava



DEGEO/UFOP

Prof. Gustavo Henrique C. de Melo



DEGEO/UFOP

Luís Artur Souza Oliveira



DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 12/12/2019



## Agradecimentos

---

Primeiramente gostaria de agradecer imensamente aos meus professores e orientadores, Edison Tazava e Maria Sílvia Carvalho Barbosa, pela oportunidade de realizar este trabalho e por toda disposição, paciência e carinho que tiveram comigo durante esse ano de 2019.

Agradeço aos meus pais, pois sempre me incentivaram, fazendo tudo o que estava ao alcance de ambos para me ajudar a completar este ciclo. Ao meu irmão que se manteve sempre presente, ajudando da melhor forma possível. Aos meus familiares por oferecerem apoio em todos os momentos.

Meu agradecimento a toda equipe Mapear, em especial ao geólogo Fernando Villanova, pela oportunidade de estágio que gerou este trabalho. Agradeço por abrir as portas para mim e por disponibilizar prontamente toda e qualquer ajuda necessária para a conclusão desse estudo.

Os amigos que me acompanharam até aqui também merecem um agradecimento especial, pois me ajudaram a manter o espírito confiante de que tudo iria dar certo. Agradeço especialmente aos amigos do 15.1 e a geogalera do PET por toda palavra de incentivo e os momentos de descontração.

Por fim, agradeço a todos que de alguma forma se disponibilizaram a ajudar e que fizeram parte desse momento.

# SUMÁRIO

---

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>viii</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>xix</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>xvii</b>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
1.1 APRESENTAÇÃO .....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO .....	1
1.3 OBJETIVOS .....	2
1.4 JUSTIFICATIVA .....	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS .....	3
1.5.1 Revisão bibliográfica.....	3
1.5.2 Levantamento de banco de dados.....	4
1.5.3 Reconhecimento de campo.....	4
1.5.4 Análise qualitativa.....	4
1.5.5 Análise quantitativa.....	5
1.5.6 Integração geofísica-geológica.....	5
<b>2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	<b>7</b>
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO .....	7
2.2 ESTRATIGRAFIA .....	8
2.2.1 Grupo Bambuí.....	9
2.2.2 Grupo Areado.....	11
2.2.3 Grupo Mata da Corda.....	13
2.3 EVOLUÇÃO TECTOSSSEDIMENTAR E ESTRUTURAL .....	14
2.3.1 Evolução da Bacia do Bambuí .....	15
2.3.2 Evolução da Bacia Sanfranciscana.....	16
<b>3 MÉTODOS GEOFÍSICOS</b> .....	<b>19</b>
3.1 MAGNETOMETRIA .....	19
3.1.1 A Magnetometria e o Campo Geomagnético.....	19
3.1.2 Magnetização das rochas.....	21
3.1.3 Levantamento Magnetométrico.....	22
3.1.4 Tratamento de Dados .....	23
3.2 RADIOMETRIA.....	25

3.2.1 Radioisótopos Naturais e o Decaimento radioativo.....	26
3.2.2 Levantamento Radiométrico.....	27
3.2.3 Tratamento de dados.....	27
4 GEOLOGIA LOCAL.....	31
4.1 GRUPO BAMBUÍ.....	33
4.2 GRUPO AREADO.....	34
4.3 GRUPO MATA DA CORDA.....	36
5 ANÁLISE QUALITATIVA.....	41
5.1 BANCO DE DADOS.....	41
5.2 METODOLOGIA.....	43
5.2.1 Geração de Mapas Magnetométricos.....	43
5.2.2 Geração de Mapas Radiométricos.....	44
5.3 ANÁLISE QUALITATIVA MAGNETOMÉTRICA.....	46
5.4 ANÁLISE QUALITATIVA RADIOMÉTRICA.....	48
6 ANÁLISE QUANTITATIVA.....	51
6.1 METODOLOGIA.....	51
6.1.1 Deconvolução de Euler.....	51
6.1.2 Integração Tridimensional.....	54
6.2 ANÁLISE DOS RESULTADOS.....	54
7 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	59
7.1 RESULTADOS QUALITATIVOS.....	59
7.2 RESULTADOS QUANTITATIVOS.....	62
8 CONCLUSÕES.....	67
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	69

# INDÍCE DE FIGURAS

---

<b>Figura 1.1</b> Mapa de localização e principais vias de acesso à área de estudo. ....	2
<b>Figura 2.1</b> Mapa geológico simplificado para o Cráton São Francisco. Em destaque, a região próxima à área de estudo deste projeto. ....	7
<b>Figura 2.2</b> Coluna litoestratigráfica abrangendo os grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda. ....	9
<b>Figura 2.3</b> Carta estratigráfica da Bacia do São Francisco no Pré-Cambriano abrangendo o Grupo Bambuí como parte da sucessão neoproterozoica. ....	15
<b>Figura 2.4</b> Perfil esquemático representando o conjunto de falhamentos do Grupo Areado e a instauração de drenagens entre os municípios de Patos de Minas e Presidente Olegário. ....	17
<b>Figura 3.1</b> Representação dos vetores que compõem o campo magnético da Terra. ....	20
<b>Figura 3.2</b> Gráfico comparativo de intervalos e valores médios para a susceptibilidade magnética de diferentes classes de rochas. ....	22
<b>Figura 3.3</b> Curva com janela espectral de radioelementos com destaque para os espectros de tório (Th), urânio (U) e potássio (K). ....	26
<b>Figura 3.4</b> Gráfico de concentração de K, U e Th versus o teor de sílica de diferentes litologias. ....	27
<b>Figura 4.1</b> Mapa litológico da região de estudo abrangendo os grupos Mata da Corda, Areado e Bambuí. ....	31
<b>Figura 4.2</b> Planícies utilizadas como áreas de plantio na zona rural do município de Presidente Olegário, MG. Ao fundo há uma plantação de soja. ....	32
<b>Figura 4.3</b> Canga laterítica ferruginosa que recobre os litotipos vulcânicos do Grupo Mata da Corda na região de estudo. ....	33
<b>Figura 4.4A)</b> Siltito avermelhado, semidecomposto e intensamente fraturado pertencente ao Grupo Bambuí. ....	34
<b>Figura 4.5A)</b> Afloramento de arenito bandado pertencente ao Grupo Areado. ....	35
<b>Figura 4.6A)</b> Grauvaca composta por grão de carbonato (cc), microclina (Fk) e quartzo e matriz carbonática. Fotomicrografia gerada a partir do microscópio óptico a luz polarizada cruzada. ....	35
<b>Figura 4.7A)</b> Afloramento composto por tufo lapilítico de afinidade kamafugítica em estágio intermediário de alteração. ....	36
<b>Figura 4.8 A e B)</b> Kamafugito Mata da Corda em estágio mais avançado de alteração. ....	37
<b>Figura 4.9A)</b> Destaque para a intensa presença de amígdalas na rocha kamafugítica fresca. ....	38
<b>Figura 4.10</b> Perfil de alteração da rocha kamafugítica do Grupo Mata da Corda. ....	38
<b>Figura 4.11</b> Fotomicrografias sob o microscópio petrográfico a nicóis cruzados. ....	39

<b>Figura 5.1</b> Mapa com destaque para as divisões em áreas do projeto de levantamento aerogeofísico da Codemig no estado de Minas Gerais. ....	42
<b>Figura 5.2</b> Destaque para a Área 7 (Projeto Patos de Minas – Araxá – Divinópolis) e localização da área de estudo. ....	42
<b>Figura 5.3</b> Fluxograma de produtos gerados a partir dos dados magnetométricos aerolevantados pela Codemig. ....	44
<b>Figura 5.4</b> Fluxograma de produtos gerados a partir dos dados radiométricos aerolevantados pela Codemig. ....	45
<b>Figura 5.5A)</b> Distribuição das magnetofácies a partir dos valores de susceptibilidade magnética sobre o mapa de Amplitude do Sinal Analítico. ....	46
<b>Figura 5.6 A)</b> Mapa de lineamentos traçados com base no mapa de Amplitude do Sinal Analítico. ....	48
<b>Figura 5.7 A)</b> Distribuição das magnetofácies a partir dos teores para Th, U e K sobre o mapa ternário ....	49
<b>Figura 5.8 A)</b> Mapa de lineamentos traçados com base no mapa de canal do Tório. ....	50
<b>Figura 6.1</b> Distribuição dos 21 perfis utilizados para a composição dos dados no Euler 1.0. ....	52
<b>Figura 6.2 A)</b> Perfil 16 em destaque sobre o mapa de Amplitude do Sinal Analítico. ....	53
<b>Figura 6.3</b> Resultado gerado a partir da krigagem dos dados fornecidos pela deconvolução de Euler. ....	54
<b>Figura 6.4.</b> Perfil 14 de deconvolução de Euler. ....	55
<b>Figura 6.5.</b> Perfil 19 de deconvolução de Euler. ....	55
<b>Figura 6.6.A)</b> Perfil 1 de deconvolução de Euler. ....	56
<b>Figura 6.7.</b> Destaque para as duas estruturas de maior profundidade observadas no modelo tridimensional. ....	57
<b>Figura 7.1</b> Sobreposição dos mapas de Amplitude do Sinal Analítico, Ternário e litológico. ....	60
<b>Figura 7.2</b> Mapa de Amplitude do Sinal Analítico destacando o Lineamento Az 125°, os principais depósitos alcalinos e a área de estudo dentro da Província Ígnea do Alto Paranaíba. ....	61
<b>Figura 7.3 A)</b> Localização dos 55 furos de sondagem cedidos por Mapear Geologia e Engenharia, sobre o mapa magnetométrico de Amplitude do Sinal Analítico. ....	62
<b>Figura 7.4</b> Seções do modelo de visualização 3D da região que abrange o perfil 7 de deconvolução de Euler. Em destaque a localização do furo 54 e as profundidades atingidas pelas anomalias magnéticas próximas ao furo. ....	63
<b>Figura 7.5</b> Boletim de descrição do testemunho recuperado no furo 54. Nota-se a presença do kamafugito (tufo) até os 117,85 m. ....	64
<b>Figura 7.6</b> Falhamentos observados no perfil 14 de deconvolução de Euler. ....	65
<b>Figura 7.7</b> Esquema simplificado relacionando as fácies de um kimberlito a sua morfologia e petrologia. ....	66

## ÍNDICE DE TABELAS

---

<b>Tabela 5.1</b> Aspectos relacionados ao aerolevanteamento magnetométrico e radiométrico na Área 7. ....	43
<b>Tabela 5.2</b> Tabela representando o intervalo para a susceptibilidade magnética e a característica geofísica das anomalias para cada magnetofácies demarcada. ....	47
<b>Tabela 5.3</b> Tabela representando a concentração dos radioisótopos Th, U e K em cada radiofácies demarcada. ....	49

## Resumo

---

As rochas ultrabásicas potássicas pertencentes ao Grupo Mata da Corda caracterizam uma série rara de rochas vulcânicas alcalinas classificadas como kamafugitos. Na região conhecida como Alto Paranaíba, no oeste do estado de Minas Gerais, esse grupo de rochas aflora sobre uma sequência sedimentar, representada pelos Grupos Areado e Bambuí, e compõem parte da sucessão cretácea da Bacia Sanfranciscana. Além do mais, apresentam altas concentrações em fosfato, o que faz com que despertem grande interesse econômico. Nesse contexto, realizou-se no presente trabalho uma análise com base na resposta geofísica no Grupo Mata da Corda, buscando compreender seu padrão de comportamento geológico e seu caráter físico. Para isso, confeccionou-se uma série de mapas temáticos magnetométricos e radiométricos, a partir do conjunto de dados geofísicos aerolevantados da Codemig (atual Codemge) para a Área 7 nos anos de 2005 e 2006. Com esses resultados, determinou-se a presença de anomalias com alta susceptibilidade magnética e significativas concentrações dos elementos tório e urânio nas zonas de ocorrência das rochas que integram o Grupo Mata da Corda. Também, delimitou-se os principais conjuntos de lineamentos que ocorrem na área, como forma de entender o parâmetro estrutural da região. Nesse caso, um dos padrões encontrados apresentou direção NW/SE, que é coincidente com o Lineamento Azimute 125°, representando uma zona que sofreu influência do evento de dispersão do Continente Gondwana, bem como, teve o magmatismo alcalino gerador da série de afinidade kamafugítica relacionado ao episódio. Buscando conhecer as características pertinentes do Grupo Mata da Corda em profundidade, elaborou-se um modelo de visualização 3D com o auxílio do método de Deconvolução de Euler para os dados potenciais fornecidos pela magnetometria. Assim, estimou-se a profundidade das fontes que geraram as anomalias magnéticas e suas feições estruturais, chegando a um padrão médio de 1500m de profundidade inferida e um formato cônico para as rochas de caráter efusivo do Grupo Mata da Corda.

**Palavras chave:** Geofísica, magnetometria, radiometria, kamafugito.



## Abstract

---

The potassium ultrabasic rocks that belongs to the Mata da Corda Group characterize a rare series of alkaline volcanic rocks classified as kamafugites. In the region known as Alto Paranaíba, in the western state of Minas Gerais, this group of rocks emerges over a sedimentary sequence, represented by the Areado and Bambuí Groups, and is part of the Cretaceous succession of the Sanfranciscana Basin. Moreover, they have high phosphate concentrations, which make them of great economic interest. In this context, an analysis based on the geophysical response in the Mata da Corda Group was performed in the present work, seeking to understand its geological behavior pattern and its physical character. For this purpose, a series of magnetometric and radiometric thematic maps were made, based on the Codemig (current Codemge) aerolevised geophysical data set for Area 7 in 2005 and 2006. With these results, the presence of anomalies with high magnetic susceptibility and significant concentrations of the thorium and uranium elements in the occurrence zones of the rocks that make up the Mata da Corda Group. Also, the main sets of lineaments that occur in the area were delimited as a way of understanding the structural parameter of the region. In this case, one of the found patterns presented NW / SE direction, coinciding with the Azimuth 125° Lineament, representing a zone influenced by the distention event of the Gondwana Continent, besides having the alkaline magmatism that generated the related kamafugitic affinity series. To the episode. Seeking to know the pertinent characteristics of the Mata da Corda Group in depth, a 3D visualization model was elaborated with the aid of the Euler Deconvolution method for the potential data provided by the magnetometry. Thus, the depth of the sources that generated the magnetic anomalies and their structural features were estimated, reaching an average pattern of 1500m of inferred depth and a conical shape for the effusive rocks of the Mata da Corda Group.

**Keywords:** Geophysic, magnetometry, radiometry, kamafugite.



# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

---

### 1.1 APRESENTAÇÃO

O Grupo Mata da Corda é uma unidade datada do Cretáceo Superior que ocorre na região conhecida como Alto Paranaíba, localizada no centro-oeste do estado de Minas Gerais. Esta unidade é composta por rochas vulcânicas e piroclásticas da Formação Patos, composicionalmente caracterizadas como da série kamafugítica, bem como rochas epiclásticas resultantes do retrabalhamento da Formação Patos, que compõem a Formação Capacete. No contexto geotectônico, o Grupo Mata da Corda está inserido no Cráton São Francisco, próximo ao limite com a Faixa Brasília, sendo que, juntamente ao Grupo Areado, recobrem os litotipos do Grupo Bambuí (Sgarbi *et al.* 2001).

As rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda possuem um grande potencial econômico, pois contém principalmente teor anômalo de fosfato, que é um importante bem mineral utilizado na indústria de fertilizantes. O enriquecimento dessas rochas em fósforo pode estar relacionado a processos hidrotermais e intempéricos, em conjuntura com a ocorrência de injeções clásticas e microveios de  $P_2O_5$  em brechas localizadas na base da unidade (Melo 2012). Assim, investigar e entender essa classe de rochas é de extrema importância.

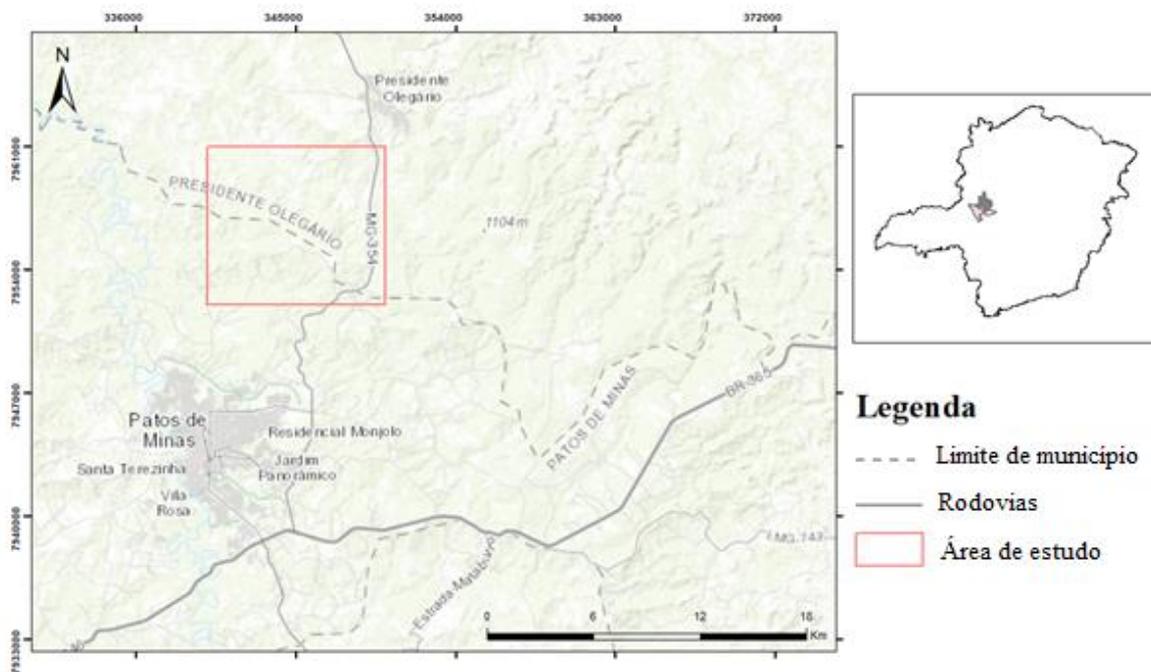
Nesse sentido, uma análise quantitativa e qualitativa de dados geológicos e geofísicos pode auxiliar no mapeamento das áreas que contém esse tipo de rocha, uma vez que os métodos geofísicos contribuem ao espectro de conhecimento da anomalia, permitindo estimar seu comportamento e caráter físico (profundidade, geometria e etc.).

Por sua vez, este trabalho visa utilizar de informações geofísicas aerolevantadas disponíveis no banco de dados da Codemig (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais), buscando gerar mapas temáticos magnetométricos e radiométricos, com a finalidade de estimar parâmetros dos corpos de rochas vulcânicas pertencentes ao Grupo Mata da Corda.

### 1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo situa-se na região conhecida como Alto Paranaíba, localizada no centro-oeste do estado de Minas Gerais (Figura 1.1). Encontra-se aproximadamente 5km a sudoeste da cidade de Presidente Olegário e 10km a norte da cidade de Patos de Minas, sendo abrangida pelas cartas geológicas da Codemig de Presidente Olegário (SE-23-Y-B-I), Carmo do Paranaíba (SE.23-Y-B-IV), Patos de

Minas (SE.23-Y-A-VI) e Lagamar (SE.23-Y-III), de 2011 na escala 1:100.000. Está compreendida ente as coordenadas UTM 340000/350000/795200, em forma de um polígono retangular de 90km<sup>2</sup> de área.



**Figura 1.1** Mapa de localização e principais vias de acesso à área de estudo. Dados integrados em ambiente SIG no software ArcGIS 10.3.

O acesso é feito a partir da BR-262, que liga Belo Horizonte à região do Triângulo Mineiro, até o entroncamento com a BR-354. Nesse estágio, segue-se por estrada até o km162, onde há uma placa informativa indicando o limite de municípios Patos de Minas/Presidente Olegário. O percurso total perfaz 422km.

### 1.3 OBJETIVOS

O presente trabalho tem como finalidade efetuar uma análise qualitativa e quantitativa, a partir de métodos geofísicos, nas rochas de caráter efusivo presentes nas proximidades do município de Presidente Olegário, MG. As informações obtidas com base nesses dados, serão integradas à informação bibliográfica e de campo, buscando interpretar os principais parâmetros geológicos relacionados a esse grupo de rochas.

Destaca-se como objetivos específicos:

- elaborar mapas magnetométricos e radiométricos com os dados disponibilizados pela Codemig.

- delimitar corpos anômalos e feições estruturais nos mapas gerados a partir do tratamento dos dados geofísicos;
- correlacionar os produtos gerados com os aspectos geológicos locais;
- gerar um modelo de visualização 3D para interpretação das anomalias em subsuperfície;
- demonstrar a relevância da aplicação da magnetometria e da radiometria na prospecção.

## 1.4 JUSTIFICATIVA

A realização de uma análise geofísica efetiva é fundamental quando se deseja conhecer o que está em subsuperfície, sendo que, no caso das rochas, é possível determinar estruturas e delimitar corpos com base nos seus parâmetros físicos. Assim, toda e qualquer interpretação geológica fornecida a partir de dados geofísicos é de grande aplicabilidade em qualquer setor de estudo da geologia (Telford *et al.*1990).

No caso das rochas de caráter efusivo pertencentes ao Grupo Mata da Corda, a geofísica vem como uma ferramenta base para a compreensão de suas principais propriedades. Portanto, interpretar e estimar parâmetros tais como profundidade, geometria ou mudança de composição dessa classe de rochas, evidenciará que os métodos geofísicos são essenciais principalmente no que permeia a prospecção mineral, visto que, as rochas vulcânicas do Grupo Mata da Corda são passíveis de potencial econômico para a exploração de fosfato.

## 1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a elaboração do presente trabalho, utilizou-se de:

### 1.5.1 Revisão bibliográfica

Este trabalho utilizou como suporte inicial, obras que se baseiam nos aspectos geológicos regionais da porção sudoeste da Bacia do São Francisco, além de abrangerem estudos ligados ao Grupo Mata da Corda e às demais unidades litoestratigráficas de ocorrência na região de estudo.

Pelo fato das rochas que compõem Grupo Mata da Corda pertencerem a um raro grupo de rochas ígneas alcalinas, buscou-se, também, com o levantamento bibliográfico, uma maior compreensão da série de rochas kamafugíticas, bem como o entendimento dos possíveis fatores que causaram uma anomalia de  $P_2O_5$  nessas rochas. Para isso, trabalhos como o de Ladeira & Brito (1968), que foram alguns dos primeiros autores a desenvolver pesquisas na Província Vulcânica da Mata da Corda, de

Melo (2012), que discute o enriquecimento em fosfato nas rochas da região, e o de Holmes (1950), que classifica a série kamafugítica em katungitos, mafuritos e uganditos, foram utilizados nessa etapa.

Como este estudo visa mostrar a eficiência dos métodos geofísicos para a delimitação de corpos geológicos em superfície e em subsuperfície, a fase de revisão bibliográfica também contou com a análise e leitura de trabalhos que apresentam os principais fundamentos para os métodos geofísicos de magnetometria e de radiometria. Nesse quesito, produções como as de Telford *et al.* (1990), Blakely (1996) e Kearey *et al.* (2009) tornaram-se essenciais no decorrer deste projeto.

### 1.5.2 Levantamento de banco de dados

O banco de dados utilizado para a confecção dos mapas temáticos que este estudo utilizou como base são referentes ao levantamento aeromagnetométrico e aeroradiométrico realizado pela Codemig (atual Codemge) durante os anos de 2005 e 2006. As informações aqui utilizadas são de domínio público para pesquisas e fins acadêmicos, sendo que, perfazem parte do Projeto da Área 7 (Patos de Minas - Araxá - Divinópolis) e da Série 3000. Esse levantamento recobre uma área de 69.127km<sup>2</sup>, abrangendo 123 cidades da porção sudoeste do estado de Minas Gerais.

### 1.5.3 Reconhecimento de campo

Uma etapa de reconhecimento de campo foi realizada na região de estudo como forma de se compreender os principais grupos de rochas que afloram no local.

### 1.5.4 Análise qualitativa

A análise geofísica qualitativa foi possibilitada a partir da geração de mapas temáticos de radiometria e magnetometria, sendo que, a elaboração dos mesmos contou com o auxílio do *software Oasis Montaj* 8.4. No que diz respeito ao método magnetométrico, foram gerados os seguintes produtos (mapas):

- mapa de campo anômalo;
- mapa de amplitude do sinal analítico e sua derivada em Z;
- Mapa de derivadas do campo anômalo (gradiente horizontal em X e Y, gradiente vertical em Z e derivada *tilt*);

Por sua vez, a partir dos dados radiométricos, obteve-se nove produtos principais:

- mapa de contagem total;
- mapa de canal do tório;
- mapa de canal do potássio;
- mapa de canal do urânio;
- imagem ternária (composição dos mapas de canal T-U-K);
- mapa de fator F;
- mapas de razão (Th/K, U/K e U/Th).

Com todos os produtos gerados, iniciou-se a etapa de interpretação, com o objetivo de integrar os dados geológicos locais com os aspectos geofísicos observados nos mapas. Nesse quesito, buscou-se delimitar estruturas e lineamentos, além de reconhecer magnetofácies e domínios radiométricos. Todo esse processo foi realizado com o auxílio do *ArcGIS* 10.3, sendo que, no caso dos lineamentos, ainda foi utilizado o *Open Stereo* 0.1.2, para a geração de rosetas que destacam suas direções preferenciais.

#### 1.5.5 Análise quantitativa

O objetivo desta etapa foi a geração de um modelo de visualização 3D da área de estudo, possibilitando a análise da morfologia dos corpos em profundidade. Para isso, utilizou-se como base o mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) para a composição de 21 perfis de direção N-S no *ArcGIS* 10.3, sendo que o espaçamento entre as linhas dos perfis foi de 500m. Esse procedimento contou com o auxílio do *software* Euler 1.0, que trabalha com um método físico de inversão magnética, propiciando a determinação da profundidade média da anomalia em ASA. Assim, após a obtenção de todos os resultados e utilizando da extensão *ArcScene*, pertencente a plataforma *ArcGIS* 10.3, foi possível realizar a krigagem dos dados e gerar o modelo de visualização 3D para análise espacial da área.

#### 1.5.6 Integração geofísica-geológica

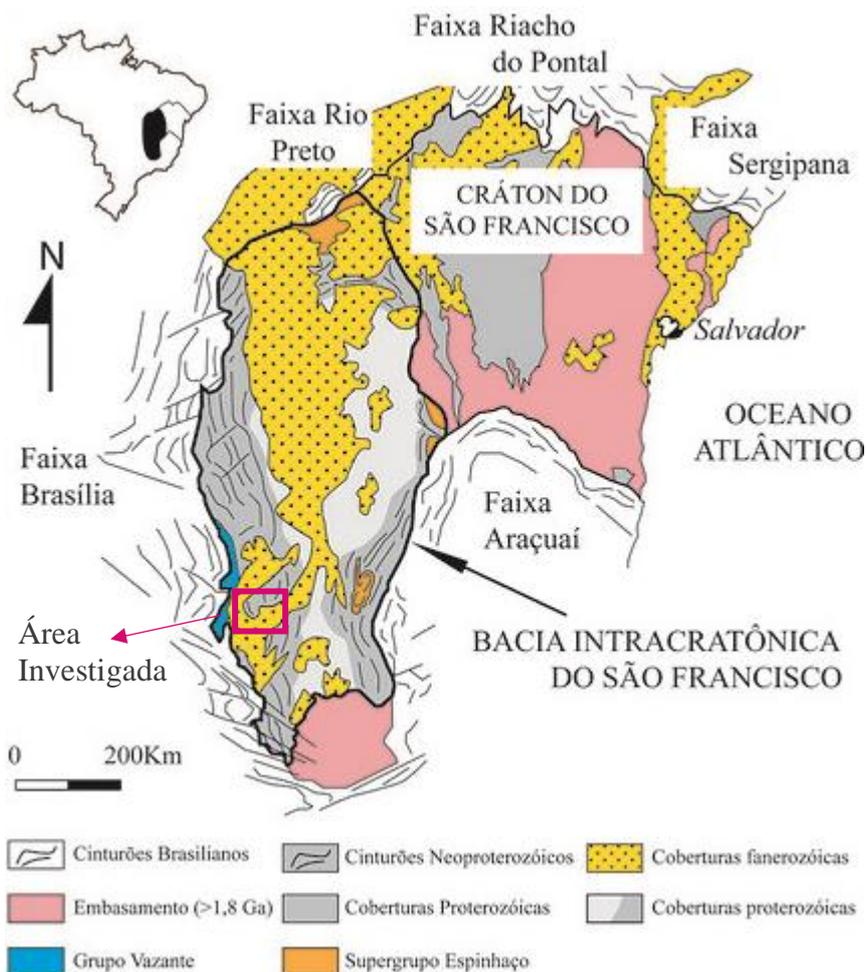
Após a interpretação dos dados geofísicos, é de extrema importância a comparação dos resultados com os aspectos geológicos do local de estudo, de modo a validar o método empregado. Para tanto, este projeto teve como base geológica principal um conjunto de dados de testemunhos de 55 furos de sondagem, cedidos pela empresa Mapear Geologia e Engenharia Ltda, esta que realiza um projeto de pesquisa mineral para fosfato em parte do local de estudo deste trabalho.

É importante ressaltar que os mapas geológicos e trabalhos produzidos na região, que foram levantados durante a coleta inicial de dados, não foram descartados nessa etapa, uma vez que serviram de base geológica para a integração e comparação do carácter superficial (2D) das anomalias geofísicas.



### 2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Geologicamente, a região de estudo está distribuída sobre a região sudoeste da Bacia do São Francisco (Figura 2.1), ocupando uma faixa limite entre o Cráton São Francisco e a Faixa Brasília (Almeida 1977, Alkmim & Martins-Neto 2001). Nesta região, afloram predominante rochas marinhas carbonáticas/pelíticas neoproterozoicas do Grupo Bambuí, bem como, uma parte da seção cretácea da bacia, composta por arenitos e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas dos grupos Areado e Mata da Corda, respectivamente.



**Figura 2.1** Mapa geológico simplificado para o Cráton São Francisco. Em destaque, a região próxima à área de estudo deste projeto (modificado de Alkmim & Martins-Neto 2001).

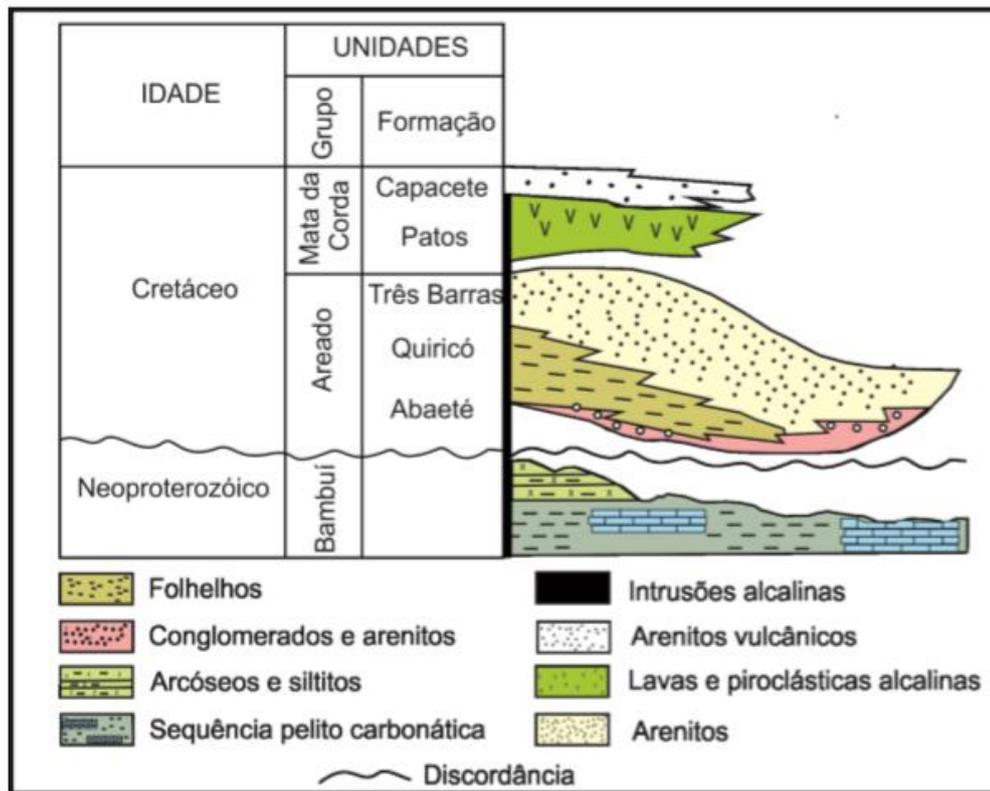
A Bacia do São Francisco está distribuída segundo uma direção preferencialmente N-S sobre as rochas do embasamento do Cráton São Francisco, recobrando uma área que abrange os estados de Minas Gerais, Goiás, Tocantins e Bahia. É classificada como uma bacia intracratônica, sendo composta por unidades litoestratigráficas que datam desde o Proterozoico até o Cretáceo Superior (Alkmim & Martins-Neto 2001). A vasta distribuição temporal de suas unidades, caracterizam uma evolução demasiadamente complexa para esta bacia, uma vez que seu preenchimento se originou a partir de distintos sítios deposicionais, tratando-se de uma história evolutiva iniciada em um período que antecede a formação de Gondwana Ocidental e que se sucedeu até a abertura do Atlântico Sul.

No que diz respeito a porção da Bacia do São Francisco que engloba os grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda, pode-se dizer que estas unidades retratam, de maneira geral, dois contextos deposicionais distintos para a bacia. A orogenia brasileira representada na porção sudoeste do Cráton São Francisco pela Faixa Brasília, propiciou, durante o Neoproterozoico, a geração de uma série de bacias do tipo *foreland* (Alkmim & Martins-Neto 2001). A partir de então, num ambiente deposicional marinho plataformar com sucessivas transgressões e regressões (Iglesias & Uhlein 2009), uma sucessão de sedimentos siliciclásticos/carbonáticos foram depositados no interior dessa sequência de bacias, caracterizando o litotipos que constituem atualmente o Grupo Bambuí.

Por sua vez, os grupos Areado e Mata da Corda correspondem a um segundo contexto deposicional, que engloba a fase Fanerozoica de sedimentação da Bacia do São Francisco (Campos & Dardenne 1997). Ambos os grupos, compõem parte da evolução tectonoestratigráfica da Bacia Sanfranciscana (Hasui *et al.* 1975), esta que representa o último megaciclo geodinâmico da Bacia do São Francisco. O Eocretáceo marca o início da abertura do Atlântico Sul e uma fase tectônica extensional. Nesse período, houve a deposição dos arenitos do Grupo Areado sobre uma bacia com geometria do tipo *horst/graben* (Campos & Dardenne 1997), gerada a partir da conjuntura de dispersão do continente Gondwana. Já no Neocretáceo, um acentuado magmatismo básico e alcalino originou o que é atribuído as rochas efusivas e piroclásticas do Grupo Mata da Corda.

## 2.2 ESTRATIGRAFIA

O quadro estratigráfico da região tem como base da sequência o Grupo Bambuí, seguido pelos Grupos Areado e Mata da Corda, que juntos compõem uma sucessão de rochas vulcânicas e sedimentares que se estendem, em idade, do Neoproterozoico ao Neocretáceo (Figura 2.2).



**Figura 2.2** Coluna litoestratigráfica abrangendo os grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda. Modificado de Campos & Dardenne (1997) in Melo (2012).

### 2.2.1 Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí é a unidade litoestratigráfica de topo do Supergrupo São Francisco. De idade Neoproterozoica, é composto predominantemente por rochas características de um ambiente marinho plataformar, que registram uma grande transgressão marinha (Uhlein 1991, Chiavegatto 1992, Iglesias & Uhlein 2009). Essas rochas são caracterizadas por uma sucessão carbonática/pelítica bordejada, na base, e por conglomerados e arenitos, no topo (Costa & Branco 1961, Dardenne 1978). Na região, está em contato com o Grupo Areado a partir de uma discordância erosiva, contínua e irregular (Fragoso *et al.* 2011).

A subdivisão litoestratigráfica clássica proposta por Costa & Branco (1961) e Dardenne (1978) para o Grupo Bambuí sofreu algumas modificações, a partir de trabalhos mais atuais. Neste caso, a Formação Jequitai é incorporada ao Supergrupo São Francisco, e a nova subdivisão passa a ser a seguinte, da base para o topo: Formação Carrancas, Formação Sete Lagoas, Formação Samburá, Formação Serra de Santa Helena, Formação Lagoa do Jacaré, Formação Serra da Saudade e Formação Três Marias.

### *Formação Carrancas*

A Formação Carrancas caracteriza a unidade de base do Grupo Bambuí. É composta por uma sequência glaciogênica definida principalmente por diamictitos, orto e paraconglomerados, ritmitos, pelitos e arenitos (Alkmim & Martins-Neto 2001).

### *Formação Sete Lagoas*

Alkmim & Martins-Neto (2001) definem a Formação Sete Lagoas como uma série de rochas carbonáticas e pelíticas, representada por dolomitos, folhelhos, margas, calcarenitos e calcilitos. O modelo deposicional definido para esta unidade é baseado na evolução de uma plataforma carbonática dominada por tempestade, sendo esta, dividida a partir de dois ciclos de retrogradação e progradação (Vieira *et al.* 2007).

### *Formação Samburá*

A Formação Samburá ocorre exclusivamente na porção oeste da Bacia do São Francisco, tendo sua sedimentação de maneira discordante às demais formações que compõem o Grupo Bambuí. Assim, teve como principal fonte de sedimentos, as rochas pertencentes à Faixa Brasília. De maneira geral, é constituída por pelitos, arenitos e conglomerados, orto e para derivados (Alkmim & Martins-Neto 2001).

### *Formação Serra de Santa Helena*

A Formação Serra de Santa Helena é formada por rochas pelíticas e pelito-carbonáticas (Alkmim & Martins-Neto 2001). O contato desta unidade com a Formação Sete Lagoas é descrito como concordante e gradual, tendo como evidência a presença de carbonatos impuros no topo da sequência Sete Lagoas (Iglesias & Uhlein 2009). Ainda segundo Iglesias & Uhlein (2009), o ambiente de sedimentação é caracterizado como marinho plataformal, podendo haver a influência de um sistema dominado por ondas.

### *Formação Lagoa do Jacaré*

A Formação Lagoa do Jacaré é descrita por Dardenne (1978), como uma série de rochas carbonáticas ricas em matéria orgânica, podendo haver intercalações de rochas pelito-carbonáticas. Seu contato com o topo da Formação Serra de Santa Helena é gradacional. Os calcários que compõem esta unidade são oolíticos e polimíticos e apresentam marcas onduladas, gretas de contração e estratificação cruzada *hummocky*, sendo que localmente, são encontradas estruturas estromatolíticas (Iglesias & Uhlein 2009). A presença de estratificação cruzada do tipo *hummocky* pode ser considerada uma

evidência no quesito de identificação do ambiente deposicional, uma vez que esta estrutura é característica de um sistema dominado por tempestades.

### *Formação Lagoa Formosa*

A Formação Lagoa Formosa, proposta por Uhlein *et al.* (2011), é composta por uma série de litofácies com sedimentação a partir de leque submarino, contendo diamictitos, conglomerados, arenitos, siltitos, jaspilitos e carbonatos. O sistema de sedimentação é baseado em fluxos gravitacionais subaquosos com presença de correntes de turbidez e de passagem de lama e detritos.

### *Formação Serra da Saudade*

A Formação Serra da Saudade é caracterizada, de maneira geral, por folhelhos e siltitos, podendo apresentar lentes de calcário negro (Alkmin & Martins-Neto 2001). O silito desta unidade é enriquecido em potássio (glauconita) e fósforo, adquirindo uma coloração esverdeada característica e, por esta razão, recebeu a denominação de verdete.

De modo geral, os litotipos da Formação Serra da Saudade são finamente laminados, sendo que em alguns domínios, eles apresentam uma xistosidade incipiente, em decorrência da colisão do Cráton São Francisco com a Faixa Araçuaí. A deposição dessas rochas, mostra uma transgressão marinha que se desenvolveu de forma rápida para um ambiente marinho profundo (Iglesias & Uhlein 2009).

### *Formação Três Marias*

Caracterizada como a unidade de topo do Grupo Bambuí, a Formação Três Marias é proveniente de um sistema deposicional dominado por tempestades e ocorre sobre a Formação Serra da Saudade de maneira discordante, definindo um contato erosivo (Chiavegatto 1992). Litologicamente, esta unidade é composta por arcóseos, arenitos, siltitos e conglomerados (Costa & Branco 1961, Dardenne 1978, Iglesias & Uhlein 2009).

## 2.2.2 Grupo Areado

O Grupo Areado (Costa & Grossi Sad 1968, Kattah 1991, Campos & Dardenne 1997) é caracterizado por uma sequência sedimentar datada do Cretáceo Inferior (Sgarbi 1989) e é constituído pelas formações Abaeté, Quiricó e Três Barras. Compõe parte da cobertura fanerozoica da Bacia Sanfranciscana com arenitos, folhelhos e conglomerados (Sgarbi 1989), em suma, formados a partir de uma sedimentação continental. O ambiente de sedimentação para esta unidade transita entre fácies eólica, fluvial, lacustre e deltaica (Kattah 1991, Mendonça 1999 e 2003), o que reafirma um cenário

continental para deposição das litologias do Grupo Areado e a fase eocretácea de evolução da Bacia Sanfranciscana.

### *Formação Abaeté*

Sgarbi (1989) identificou uma associação de litofácies que caracterizam bem a Formação Abaeté, sendo constituída predominantemente por conglomerados e arenitos de ambiente fluvial. Fragoso *et al.* (2011) caracteriza bem os litotipos do Grupo Areado dentro da Folha Presidente Olegário e descreve a Formação Abaeté como uma unidade composta por arenitos líticos, conglomeráticos e subarcosianos, de coloração branco avermelhada, bem como, ortoconglomerados polimíticos. Os autores ainda descrevem a natureza do contato entre esta formação e as unidades de topo do Grupo Bambuí. Este contato ocorre de forma descontínua, caracterizando uma discordância angular e erosiva.

A Formação Abaeté é ainda caracterizada como uma sub-bacia eocretácea por Campos & Dardenne (1997), gerada a partir do estágio extensivo da Bacia Sanfranciscana no período de abertura do Atlântico Sul. Esses autores descrevem que a contribuição para o aporte sedimentar da sub-bacia acompanhou a tendência de transporte ao longo do eixo norte-sul da Bacia Sanfranciscana como um todo, sendo controlada pelas áreas elevadas que a bordejavam.

### *Formação Quiricó*

A Formação Quiricó é a unidade intermediária do Grupo Areado e serviu de base, para muitos autores que buscaram determinar a idade de sedimentação do grupo, uma vez que, em sua sequência, são encontradas rochas pelíticas com fósseis preservados. Apesar de ser a unidade que separa as formações de topo e base do Grupo Areado, em algumas regiões, a Formação Quiricó ocorre em contato com o Grupo Bambuí a partir de uma discordância angular e erosiva (Fragoso *et al.* 2011).

Esta unidade é composta por arenitos, argilitos, siltitos e folhelhos, podendo haver intercalações de calcários e margas. Grossi Sad *et al.* (1971) descrevem uma coloração tendendo ao rósea para os arenitos, o que difere dos argilitos e siltitos, que apresentam uma variação em sua coloração nos tons de verde, amarelo e rósea. Localmente, podem ser observadas marcas de ondas e concreções carbonáticas nessas rochas (Fragoso *et al.* 2011). Os folhelhos que compõem esta unidade, são descritos como folhelhos vermelhos e folhelhos negros, ocorrendo de forma intercalada. O destaque vai para os folhelhos negros, que preservam fósseis de peixes do gênero *Dastilbe*, descritos pela primeira vez por Scorza & Santos (1955).

O registro paleontológico da Formação Quiricó está, de forma particular, presente em folhelhos negros e nas camadas adjacentes a eles. A fauna marinha identificada nesses litotipos contribuiu para a atribuição da idade de sedimentação do Grupo Areado como Eocretáceo (Sgarbi 1989). Por sua vez,

Kattah (1991), a partir de análises palinológicas, assume uma possível influência marinha na deposição do Grupo Areado e propõe que a transgressão marinha que influenciou as bacias do Parnaíba e do Araripe, também tenha afetado a Bacia Sanfranciscana.

### *Formação Três Barras*

A Formação Três Barras é a unidade de topo do Grupo Areado. É composta predominantemente por arenitos de fácies flúvio-deltáica, que evoluem para fácies eólica da base para o topo (Sgarbi 1989). A associação de fácies de Sgarbi (1989 e 1991) identificou a presença de estratificações plano-paralela e cruzadas acanaladas e sigmoidais nos arenitos da base da formação, além de estratificação cruzada tabular de grande porte nos arenitos classificados como eólicos. Por sua vez, Campos & Dardenne (1997) também descrevem uma associação de fácies para a Formação Três Barras e, assim como Sgarbi (1989), sugerem uma mudança no ambiente de sedimentação, havendo a migração de um sistema de canais fluviais e corpos aquosos para um sistema fluvial entrelaçado, até atingir uma ambientação onde o vento se torna o principal agente transportador de sedimentos.

### 2.2.3 Grupo Mata da Corda

Os litotipos do Grupo Mata da Corda são caracterizados pelos derrames alcalinos de afinidade kamafugítica (Sgarbi & Valença 1991, Sgarbi *et al.* 2001) da Formação Patos e pelas rochas epiclásticas da Formação Capacete. Datado do Cretáceo Superior, o grupo constitui a Província Vulcânica da Mata da Corda (Ladeira & Britto 1968). Esta unidade está restrita à sub-bacia Abaeté, no extremo sul da Bacia Sanfranciscana, sendo ainda condicionada pelo soerguimento (arco) do Alto Parnaíba (Campos & Dardenne 1997).

### *Formação Patos*

A formação de base do Grupo Mata da Corda é composta por rochas efusivas e piroclásticas alcalinas, de magmatismo ultrabásico potássico e de idade neocretácea (Hasui & Cordani 1968, Sgarbi & Valença 1991, Sgarbi *et al.* 2001). As rochas que constituem esta unidade são classificadas, de forma geral, como kamafugitos (Moraes *et al.* 1986, Sgarbi *et al.* 2001), por apresentarem uma paragênese mineralógica com a classificação proposta por Holmes (1950). Esta classificação, ainda se subdivide em katungito, mafurito e ugandito, de acordo com a presença do feldspatoide classificatório (melilita, kalsilita e leucita).

Os kamafugitos da Formação Patos, são texturalmente descritos como brechas vulcânicas e tufos lapilíticos, afaníticos (podendo ocorrer de forma porfírica), com intensa presença de vesículas e amígdalas (Moraes *et al.* 1986) e coloração cinza-esverdeada. Nas porções alteradas, essa coloração

assume um tom mais próximo do marsala. De acordo com Sgarbi *et al.* (2001), as proporções de clinopiroxênio e de leucita nos kamafugitos da unidade, permite classificá-los como mafuritos e uganditos. Elas apresentam significativo teor de CaO, FeO<sub>t</sub> e TiO<sub>2</sub>, e baixo conteúdo de MgO, além de um enriquecimento em elementos incompatíveis.

Como forma de entender o magmatismo ultrabásico que gerou essa série de rochas na região de Presidente Olegário, vários autores buscaram determinar uma idade mais precisa para os kamafugitos dentro do Neocretáceo. Hasui & Cordani (1968), com auxílio do método de datação K-Ar, determinaram uma idade em torno de  $68 \pm 3,4$  Ma, que implica num magmatismo tardio, comparando-se as idades dos demais complexos alcalinos-carbonatíticos ao longo do lineamento AZ 125° (Catalão, Serra Negra e Salitre). Os autores explicam que este fator pode estar condicionado ao nível de preservação da rocha analisada, uma vez que esta já estava um pouco alterada. Há evidências de que este magmatismo esteja associado à uma pluma mantélica (Sgarbi *et al.* 2001), contudo, a combinação recente de datações de Perovskita U / Pb, flogopita Rb-Sr e flogopita Ar-Ar, coloca em questão essa hipótese (Felgate 2014).

### *Formação Capacete*

A Formação Capacete constituiu a unidade de topo do Grupo Mata da Corda, originada a partir do retrabalhamento da Formação Patos durante o fim do período Cretáceo (Campos & Dardenne 1997). Dessa forma, as rochas desta unidade são classificadas como epiclásticas, sendo representadas por arenitos, argilitos e conglomerados de origem vulcânica. De maneira simplificada, Sgarbi *et al.* (2001) resumem as litofácies presentes na formação, onde destaca a transição de um ambiente deposicional de leques aluviais para um ambiente fluvial entrelaçado. Essa característica é baseada na textura dos conglomerados encontrados na região, ora suportados pela matriz, ora suportados pelos clastos. Campos & Dardenne (1997) ainda mencionam uma possível contribuição eólica, a partir da análise textural dos grãos de quartzo.

## **2.3 EVOLUÇÃO TECTOSEDIMENTAR E ESTRUTURAL**

A evolução tectônica da região de estudo sofreu influência direta dos dobramentos brasileiros da Faixa Brasília, bem como, do cenário tectônico que gerou a Bacia Sanfranciscana. Portanto, torna-se necessário analisar, de forma independente, a origem e evolução tectônica que gerou a porção Neoproterozoica da área, representada pela Bacia do Bambuí, e a sucessão Fanerozoica caracterizada pelos grupos Areado e Mata da Corda (Alkmim & Martins Neto 2001, Campos & Dardenne 1997).



e 610 Ma, sendo, portanto, afetada pela deformação relacionada a orogenia Brasileira. Este evento pode ser notado principalmente nos níveis marginais da unidade, onde são encontrados domínios que foram deformados e apresentam um metamorfismo incipiente (Alkmim *et al.* 1993).

Ainda segundo Alkmim *et al.* (1993), as variações deformacionais observadas no Grupo Bambuí estão correlacionadas a divisão da Bacia do São Francisco em compartimentos estruturais. Nesse sentido, o autor classifica a bacia em três domínios principais: central, oeste e leste. No domínio central, os litotipos do Grupo Bambuí são encontrados quase indeformados. Na porção oeste, onde o Cráton São Francisco vai de encontro às faixas Brasília e Rio Preto, nota-se uma progressiva deformação, sendo encontrados sistemas de dobras e falhas de empurrão associados a transpressão. Por sua vez, a compartimentação leste é marcada por uma maior complexibilidade estrutural, envolvendo dobras e falhas de empurrão com geometria em duplex e leque embricado, além de apresentar um par conjugado de juntas com direção NW/SE e NE/SW. Contudo, diferentemente do domínio oeste, a deformação nesta porção não envolve o embasamento, somente a sua cobertura.

### 2.3.2 Evolução da Bacia Sanfranciscana

A porção fanerozoica da área representada pelos grupos Areado e Mata da Corda, compõem uma fração da Bacia Intracratônica do tipo Depressão Interior Sanfranciscana, reconhecida assim por Silva *et al.* (2003), a partir do Sistema Global de Classificação de Bacias de Kingston *et al.* (1983). Em seu trabalho, Campos & Dardenne (1997) já propunham um modelo intracontinental para evolução desta bacia, sendo que, sua gênese foi controlada desde o Paleozoico por distintos estágios tectônicos.

Após o término das colisões que marcaram o Neoproterozoico, um período de glaciação denotou o início da sedimentação da Bacia Sanfranciscana (Grupo Santa Fé), que foi atribuído às acomodações isostáticas e flexurais ocorridas no interior do Cráton São Francisco entre o Permiano e o Cambriano (Campos & Dardenne 1997). Esta etapa é considerada o estágio tectônico paleozoico da bacia, caracterizado por um período de fraca atividade tectônica, configurado pelo gradativo resfriamento do núcleo cratônico, e que coincidiu com a estabilização de Gondwana.

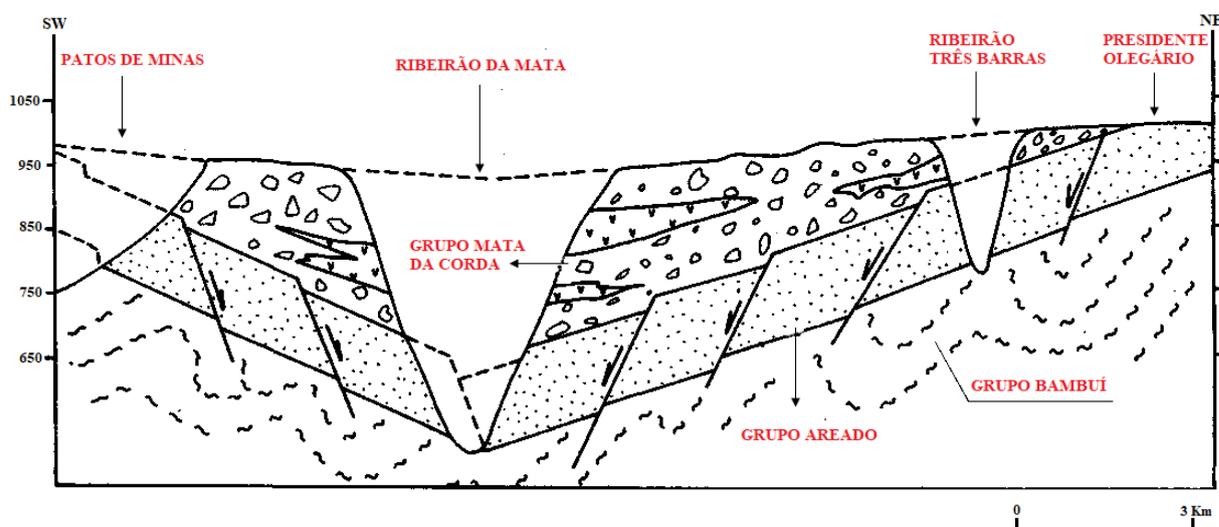
Durante o Neopaleozoico e início do Mesozoico, a Bacia Sanfranciscana foi marcada por uma quiescência tectônica. Esse período foi marcado pelos eventos pós-glaciais que culminaram no soerguimento isostático da bacia e na acentuada erosão dos sedimentos glaciais do Grupo Santa Fé e do Grupo Bambuí que serviu de embasamento para boa parte de aporte sedimentar (Campos & Dardenne 1997).

É enfim no Cretáceo que há a deposição dos sedimentos de Grupo Areado e, posteriormente, a incidência do magmatismo alcalino da Província Ígnea do Alto Paranaíba. O Eocretáceo marca a fase

de extensão da Bacia Sanfranciscana, a partir da abertura do Oceano Atlântico, sendo responsável pela subsidência mecânica da bacia (Campos & Dardenne 1997). Esse processo foi o agente responsável pelo abatimento da crosta na porção meridional da bacia, proporcionando um ambiente favorável para a deposição dos sedimentos, em grande parte eólicos, do Grupo Areado (Sgarbi *et al.* 2001).

O Grupo Mata da Corda está distribuído apenas na porção sul da Bacia Sanfranciscana e está relacionado ao soerguimento do Arco do Alto Paranaíba durante o Cretáceo Superior. Este estágio de evolução foi propiciado pela geração de uma série de falhamentos desencadeados pelo desenvolvimento da fase de margem passiva das bacias costeiras, que atingiram de forma mais acentuada a região mais a sul da bacia (Campos & Dardenne 1997). O magmatismo ácido gerado a partir de então é discutido por muitos autores, uma vez que originou uma série de derrames piroclásticos com afinidade kamafugítica e que é peculiar nesta área. Ainda no Neocretáceo, a Província Ígnea do Alto Paranaíba sofreu com um processo erosivo que retrabalhou as rochas efusivas ali encontradas, culminando nos depósitos epiclásticos que limitam o topo do Grupo Mata da Corda.

Vale ressaltar a ocorrência de um estágio final de evolução da Bacia Sanfranciscana, qualificada, no Cenozoico, por sua reativação neotectônica (Hasui 1990). Essa fase é representada por um conjunto de falhamentos (Figura 2.4), muito bem observados no Grupo Bambuí, e que determinaram o padrão de drenagem da bacia (Campos & Dardenne 1997).



**Figura 2.4** Perfil esquemático representando o conjunto de falhamentos do Grupo Areado e a instauração de drenagens entre os municípios de Patos de Minas e Presidente Olegário (Campos & Dardenne, 1997).



# CAPÍTULO 3

## MÉTODOS GEOFÍSICOS

---

Os métodos geofísicos, no âmbito da prospecção mineral atual, caracterizam uma técnica indispensável para se obter informações de subsuperfície de maneira ágil e econômica. Por isso, é fundamental que se conheça as principais propriedades físicas investigadas e o princípio físico de cada método, para que a aplicação da geofísica de prospecção proporcione resultados significativos. Neste capítulo, será feita uma breve caracterização dos métodos geofísicos utilizados no presente estudo, visando elucidar seus principais fundamentos teóricos.

### 3.1 MAGNETOMETRIA

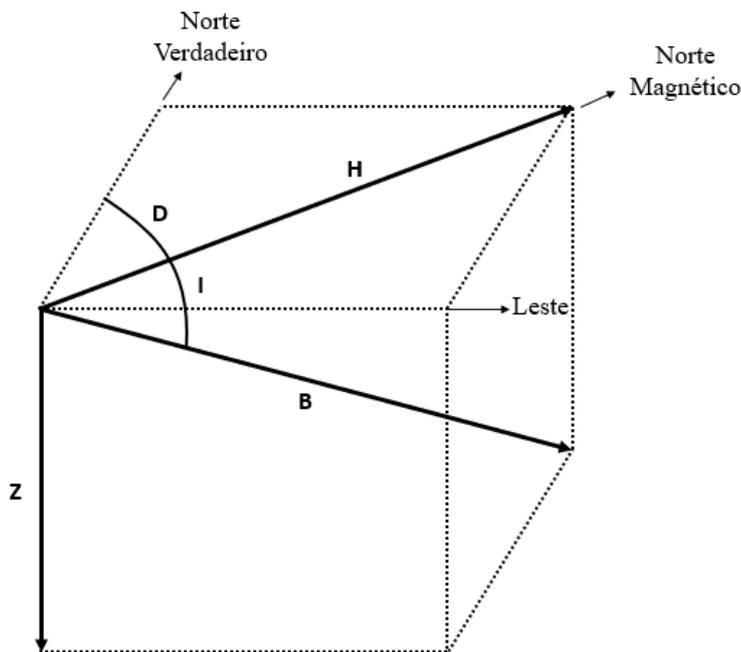
A magnetometria é um método geofísico que utiliza como princípio de investigação a susceptibilidade magnética das rochas, caracterizando-se, assim, como um método potencial, ou seja, que tem como fonte campos naturais (Blakely 1996). Nesse contexto, o parâmetro medido pelo método, está relacionado as variações espaciais de intensidade do campo magnético terrestre (Kearey *et al.* 2011). Representa uma das técnicas mais utilizadas no setor de prospecção mineral, uma vez que, o procedimento para obtenção dos dados magnetométricos é simples e eficiente, além de ser mais acessível, do ponto de vista econômico, se comparado aos demais métodos geofísicos (Telford *et al.* 1990, Kearey *et al.* 2009).

#### 3.1.1 A Magnetometria e o Campo Geomagnético

Tratando-se de um método potencial, a magnetometria lida com certos contrastes relacionados ao caráter dipolar do campo magnético. Se comparada a gravimetria, que também utiliza um campo natural como fonte para o levantamento, nota-se instantaneamente a complexidade do método magnético, havendo dificuldades para se determinar a localização da fonte e na interpretação dos dados (Telford *et al.* 1990).

Uma vez que o campo magnético sofre com intensas variações, quando se utiliza o método magnético como princípio para identificação de estruturas geológicas, é importante conhecer os principais aspectos do campo magnético terrestre e como ele atua na geração das anomalias provenientes da mudança das propriedades magnéticas das rochas. Kearey *et al.* (2009) descreve o campo geomagnético como um vetor que apresenta variações de acordo com a sua localização na superfície, sendo que, em cada posição no espaço, este campo vetorial possuirá um ângulo de inclinação ( $I$ ) e

declinação magnética (D) distinto, tomando como referencial o norte geográfico da Terra (Figura 3.1). Portanto, ora o campo geomagnético estará inclinado para baixo (hemisfério norte), ora para cima (hemisfério sul).



**Figura 3.1** Representação dos vetores que compõem o campo magnético da Terra (modificado de Telford *et al.* 1990).

Dessa maneira, o efeito da dipolaridade do campo magnético terrestre influencia diretamente os levantamentos magnetométricos, visto que, as anomalias magnéticas geradas pelas rochas estão sujeitas a este campo (Kearey *et al.* 2009). Para que este efeito não acarrete a alteração do aspecto da anomalia, faz-se necessário sua remoção, corrigindo-o através do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field* – Campo de referência geomagnético internacional). O IGRF representa o campo magnético teórico gerado no interior da terra para qualquer posição na superfície, sendo um artifício indispensável para a geofísica de prospecção.

Dois outros fatores que devem ser considerados quando se deseja trabalhar com método magnético na geofísica de prospecção são as variações diurnas e as tempestades magnéticas. Esses efeitos também provocam variações no campo magnético e, por conseguinte, afetarão o levantamento magnetométrico. As variações diurnas se devem a dinâmica da ionosfera, que causa perturbações no decorrer do intervalo de um dia no campo magnético, por isso, durante um levantamento, todas as variações devem ser registradas e corrigidas posteriormente. Por sua vez, recomenda-se que o levantamento magnetométrico não seja realizado durante as tempestades magnéticas, pois a interação do plasma solar com o campo geomagnético, provocará alteração nos dados (Kearey *et al.* 2009).

### 3.1.2 Magnetização das rochas

As anomalias geradas a partir do método magnético estão estritamente relacionadas à susceptibilidade magnética das rochas, sendo que essa propriedade é induzida pela ação do campo magnético terrestre atual. Nesse sentido, todo material passível à magnetização, quando submetido a um campo magnético externo, assume polos magnéticos induzidos. Essa propriedade caracteriza a magnetização induzida dos materiais (Blakely 1996).

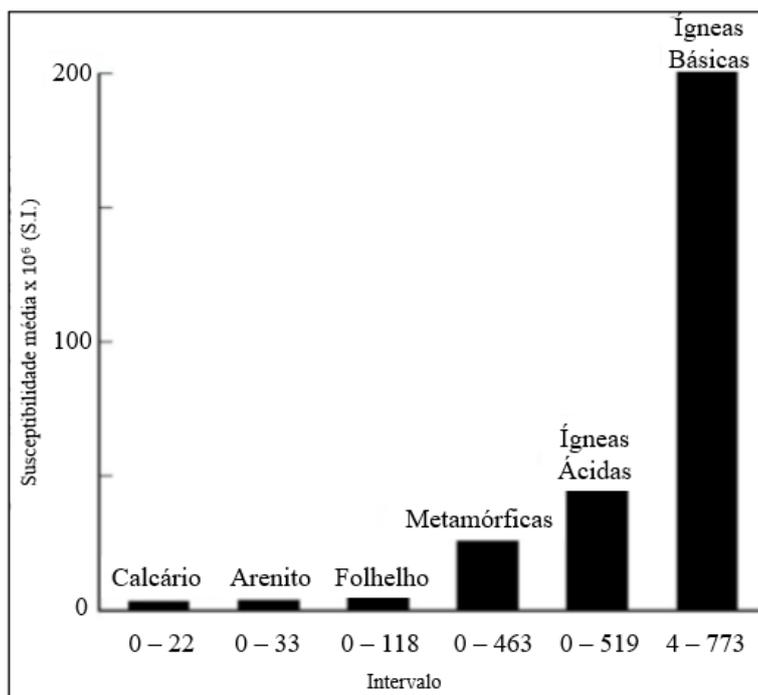
A magnetização induzida (Equação 3.1) pode ser descrita matematicamente por:

$$\vec{J}_i = K \vec{H} \quad \text{Equação (3.1)}$$

Onde, K representa a susceptibilidade magnética e  $\vec{H}$  caracteriza ação de um campo magnético externo.

Boa parte das rochas são formadas por minerais de baixa susceptibilidade magnética, sendo a magnetita, o mineral ferromagnético responsável por gerar anomalias magnéticas intensas, proporcionadas pela alta susceptibilidade magnética desse mineral (Telford *et al.* 1990). Litologicamente, as rochas básicas representam a série com maiores valores para a susceptibilidade magnética (Figura 3.2), em virtude de sua concentração de magnetita.

Durante sua formação, as rochas podem se tornar magnéticas, adquirindo a propriedade de maneira permanente, mesmo que não haja um campo magnético externo que possa excitá-las (Blakely 1996). Esse tipo de magnetização é denominado como remanescente e ocorre de forma natural, podendo ser adquirida a partir do resfriamento de uma rocha abaixo da temperatura de Curie (magnetização remanescente primária) ou em decorrência de um processo de recristalização dos minerais (magnetização remanescente secundária) (Kearey *et al.* 2009). Portanto, essa propriedade deve ser levada em conta quando se faz uso de um campo magnético qualquer na prospecção mineral, uma vez que ambos os tipos de magnetização compõem a magnetização total da rocha.



**Figura 3.2** Gráfico comparativo de intervalos e valores médios para a susceptibilidade magnética de diferentes classes de rochas (modificado de Kearey *et al.* 2009).

### 3.1.3 Levantamento Magnetométrico

Os levantamentos magnetométricos podem ser aéreos ou terrestres, dependendo da escala de detalhe que se deseja trabalhar. Nos levantamentos aéreos, a altura do voo influencia diretamente no nível de detalhamento dos dados, sendo que esta variável muda de acordo com as dimensões das feições geológicas investigadas. Em média, a altura de voo é 150m. Por outro lado, nos levantamentos terrestres, as medidas são tomadas em estradas e em margens de rios, sempre com picadas transversais ao objeto da prospecção. O espaçamento entre as amostragens varia em média de 1 a 1.000m (Telford *et al.* 1990).

O instrumento utilizado para a realização de um levantamento magnetométrico é o magnetômetro (Telford *et al.* 1990). Durante um levantamento é comum a utilização de dois magnetômetros, sendo que um permanece fixo na base com o objetivo de medir a variação diurna (que posteriormente será corrigida), enquanto o segundo é utilizado para a amostragem das medidas magnéticas da estrutura ou corpo mineralizado. Os magnetômetros mais utilizados são listados a seguir:

- magnetômetro de Saturação (Fluxgate): composto por uma barra permeável altamente magnetizada. Quando duas barras são colocadas em direções opostas e ligadas por um fio que passa uma corrente alternada de 1000hz, caso haja um campo ambiente não nulo, as curvas de magnetização serão alteradas;

- magnetômetro de Precessão Nuclear: consiste em um sensor contendo uma quantidade de prótons submetido a um campo artificial maior que o campo magnético terrestre. A posterior retirada deste campo artificial faz com que os prótons girem em torno do campo geomagnético, sendo que, a frequência angular do giro é tomada como medida;

- magnetômetro de Bombeamento Ótico: uma fonte luminosa é utilizada para excitar elétrons dos níveis mais externos de energia, de modo a “bombear” os elétrons dos níveis mais internos para os mais externos;

- magnetômetro de Supercondutividade: opera em ambientes com temperaturas extremamente baixas (ambiente criogênico), utilizando como fonte de medidas a supercondutividade de metais e suas ligas nesse tipo de ambiente. Vale ressaltar que este equipamento não vem sendo muito utilizado nos levantamentos atuais;

- gradiômetros: possuem dois sensores idênticos que fornecem uma média (gradiente) da intensidade do campo magnético medido. As medidas são isentas dos efeitos da variação diurna.

### 3.1.4 Tratamento de Dados

Como já visto, o campo magnético apresenta variações de vetor de acordo com as variações de latitude, longitude e tempo. Além da utilização do IGRF e das correções para a variação diurna, outros filtros são usados de modo a tornas as informações mais conclusivos e que auxiliem na interpretação, transformando dados dipolares em monopolares. Dessa forma, aqui serão apresentados os filtros aplicados neste estudo, uma vez que, eles foram utilizados para destacar contornos dos corpos anômalos e orientações estruturais.

#### *Redução ao polo*

O filtro de redução ao polo (RTP) tem como finalidade remover a complexidade relacionada aos dados dipolares, a partir da Transformada Rápida de Fourier. Este filtro transforma uma anomalia magnética obtida na direção do campo magnético terrestre local em uma anomalia mensurada no polo magnético terrestre (Equação 3.2), ou seja, polariza as amplitudes do campo magnético sobre o corpo geológico (Mendonça & Silva 1993, Blakely 1996).

$$RTP = \frac{[\sin(I) - i\cos(I)\cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia)\cos^2(D - \theta)]. [\sin^2(I) + \cos^2(I)\cos^2(D - \theta)]}$$

Equação (3.2)

Sendo I, a inclinação; Ia é a inclinação de correção da amplitude, e D é a declinação magnética.

A aplicabilidade deste tratamento, facilita a delimitação dos corpos geológicos, contudo, deve-se atentar para a dois fatores principais que denotam a insuficiência do filtro de redução ao polo. Conhecer o tipo de magnetização da rocha é fundamental, visto que, o RTP utiliza como base o vetor campo magnético. Assim, se a magnetização da rocha for induzida, assume-se a mesma direção que o campo magnético atual. Por outro lado, se a rocha contiver um magnetismo remanescente, a atribuição da mesma direção do campo geomagnético resultará em uma anomalia não representativa, pois a direção do magnetismo remanescente pode ser diferente da direção do campo atual (Melo *et al.* 2011). Além disso, deve-se atentar a inclinação magnética, pois o FRP apresenta uma limitação quando se trata de baixas latitudes, se tornando instável e, conseqüentemente, produzirá feições que não correspondem à realidade (Mendonça & Silva 1993, Melo *et al.* 2011).

### *Gradiente Total*

Complementando o RTP, o filtro de gradiente total, também denominado como amplitude do sinal analítico (ASA), tem como objetivo evitar as instabilidades matemáticas da redução ao polo em baixas latitudes. Matematicamente, pode ser descrito pela Equação 3.3, onde A (x, y) é a amplitude do sinal analítico em (x,y), e T é o campo magnético observado em (x, y).

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial z}\right)^2}$$

Equação (3.3)

Assim, a amplitude do sinal analítico resulta da combinação dos gradientes horizontais e verticais da anomalia magnética e, diferentemente do FRP, não depende da direção de magnetização do corpo, apenas da localização de sua fonte.

### *Derivadas Direcionais*

Com o intuito de inferir as orientações estruturais e destacar os contatos entre os corpos anômalos, são aplicadas derivadas direcionais que permitem a determinação das retas tangentes a uma dada função ponto a ponto. O recurso é aplicável em grids por serem dados distribuídos espacialmente e comportarem como uma função contínua por partes. A derivada é obtida pela subtração entre dois valores sequenciais e a divisão pela distância entre eles (Blakely 1996).

Aplica-se a derivada em X para ressaltar feições na direção norte-sul, a derivada em Y resalta feições leste-oeste, a derivada em Z remove as influências regionais e salienta as locais.

A derivada *tilt* (THDR), por sua vez, é aplicada para os dados de magnetometria por tratar anomalias fortes e fracas com o mesmo peso, sendo, algebricamente (Equação 3.4), dada pelo arco tangente das derivadas parciais (Blakely *et al.* 2016). Segundo Miller & Singhb (2004) o tratamento tem por propriedade ser positivo sobre uma fonte e negativo sobre todo o resto.

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial A}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial A}{\partial y}\right)^2} \quad \text{Equação (3.4)}$$

### *Deconvolução de Euler*

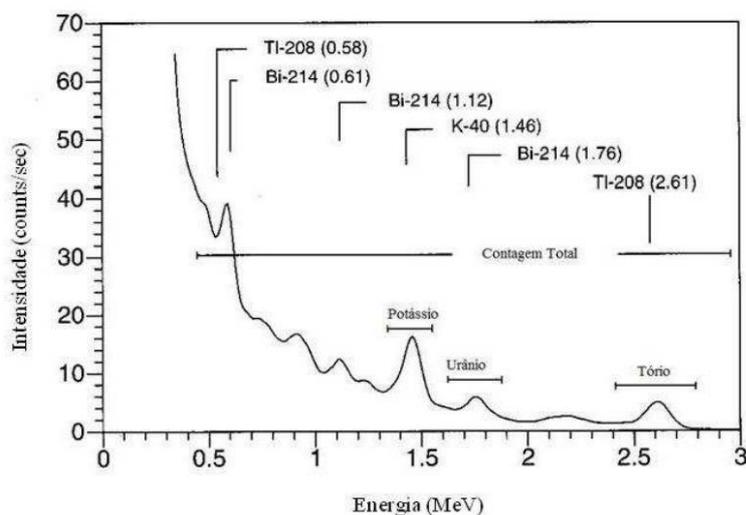
Neste trabalho, utilizou-se a técnica desenvolvida por Thompson (1982) para se determinar a posição e a profundidade das anomalias magnéticas. A deconvolução de Euler, expressa matematicamente pela Equação 3.5, relaciona a variação da susceptibilidade magnética dos corpos geológicos com sua geometria em subsuperfície (Telford *et al.* 1990). A variação da susceptibilidade magnética é dada por  $\eta T$ , sendo a variável T, a anomalia produzida pela fonte pontual.

$$\eta T = (x-x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y-y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z-z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} \quad \text{Equação (3.5)}$$

## **3.2 RADIOMETRIA**

A radiometria consiste, de maneira geral, em determinar a concentração dos isótopos radioativos urânio (U), tório (Th) e potássio (K) nas rochas, a partir da intensidade de radiação emitida por eles (Telford *et al.* 1990). Vale ressaltar que, um amplo conjunto de elementos são considerados radioativos, contudo, apenas os isótopos  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{40}\text{K}$  são relevantes à prospecção mineral, uma vez que, a emissão radioativa gerada por eles é a única que produz energia suficiente para ser detectada nos levantamentos radiométricos (Minty 1997, Kearey *et al.* 2009), como é visto na Figura 3.3.

O método radiométrico tem aplicação direta na prospecção de urânio, contudo, pode ser utilizado para diferenciar litologias (entre tipos de rochas ígneas e metamórficas; entre rochas sedimentares; entre rochas sedimentares e ígneas/metamórficas) ou na identificação de halos de elementos radioativos, como o K em minérios hidrotermais. A Figura 3.4 mostra as diferentes concentrações dos isótopos de U, Th e K para distintos tipos de rochas.

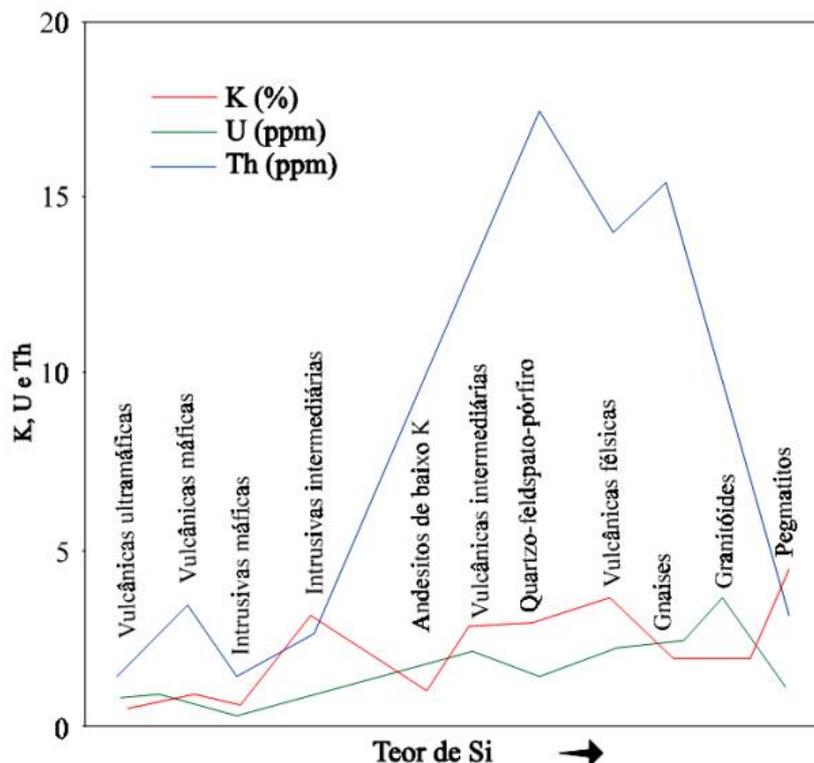


**Figura 3.3** Curva com janela espectral de radioelementos com destaque para os espectros de tório (Th), urânio (U) e potássio (K) (Minty 1997).

### 3.2.1 Radioisótopos Naturais e o Decaimento radioativo

Minty (1997) caracteriza bem os três principais isótopos radioativos utilizados na prospecção mineral. A abundância com que esses isótopos são encontrados na crosta é o que propicia o desenvolvimento do método radiométrico, sendo que suas concentrações médias variam em torno de 2,7ppm para o urânio, 8,5ppm para o tório e 2% para o potássio. Ainda segundo Minty (1997), o decaimento radioativo dos principais isótopos naturais de U, Th e K é fonte da radiação gama detectada pelo método, sendo seus isótopos filhos, continuamente aproveitados pela técnica. A Figura 3.4 mostra as diferentes concentrações dos isótopos de U, Th e K para distintos tipos de rochas.

O método radioativo quantifica apenas duas partículas emitidas a partir do decaimento radioativo dos isótopos do U, Th e K: beta e gama. Juntamente com a partícula alfa, ambas compõem parte da radiação natural emitida pelos núcleos atômicos instáveis durante sua desintegração, o que gera a formação de um elemento estável ou de um novo isótopo instável. É importante ressaltar que essas partículas têm propriedades penetrativas distintas, o que faz com que a partícula alfa não seja detectada durante um levantamento radiométrico. Os raios gama tem mais alta propriedade de penetração, percorrendo longas áreas, por sua vez, as partículas beta alcançam apenas alguns centímetros. Desse modo, as partículas beta são somente detectadas a partir do levantamento geofísico terrestre, por outro lado, os raios gama são os únicos a serem detectados durante um levantamento aeroradiométrico (Kearey *et al.* 2009).



**Figura 3.4** Gráfico de concentração de K, U e Th versus o teor de sílica de diferentes litologias (Minty 1997).

### 3.2.2 Levantamento Radiométrico

O método radioativo é amplamente utilizado em aerolevantamentos para a prospecção mineral, sendo realizado paralelamente a outros métodos. Os instrumentos utilizados em um levantamento radiométrico são o contador Geiger e os cintilômetros. O contador Geiger consiste em um tubo preenchido por argônio, contendo um anodo e um catodo. Um pulso é promovido por uma bateria que ioniza os átomos do gás, sendo este amplificado para fones de ouvido ou registrado por amperímetros. Por sua vez, os cintilômetros fazem uma contagem de cintilações produzidas por um bombardeio de radiação em uma tela de zinco. O espectrômetro é um tipo de cintilômetro que separa a radiação provinda do Th, U e K em três canais (Kearey *et al.* 2009).

### 3.2.3 Tratamento de dados

No que diz respeito ao método radiométrico, os principais dados gerados são mapas que indicam a resposta de elemento utilizado para cada processo aplicado. Geralmente, esse método é empregado como forma de amparar as informações obtidas a partir dos levantamentos gravimétricos e magnetométricos. Dessa maneira, serão caracterizados a seguir os produtos gerados neste estudo com base na radiometria, destacando-se os principais conceitos associados a cada mapa produzido.

### *Canais do U, Th e K*

Os canais do urânio, tório e potássio são mapas gerados pela interpolação das medidas de cada um desses elementos, apresentando, assim, a resposta para cada um nas distintas regiões do mapa.

### *Mapa de contagem total*

A contagem total se refere à soma de todas as contagens de emissões de radiação no intervalo entre 0,41 e 2,81 MeV.

### *Mapas de razões*

Os mapas de razão são aplicados para avaliação das concentrações relativas dos elementos, um dos principais recursos desse método é diferenciar corpos graníticos, que aparentemente semelhantes, podem ter passado por processos hidrotermais diferentes, por exemplo (Ribeiro *et al.* 2015).

### *Fator F*

O principal intuito dos mapas de parâmetro F é salientar o enriquecimento de potássio e urânio em relação à concentração de tório. Essa relação é facilmente depreendida pela Equação 3.6 aplicada para uso dessa ferramenta por meio do *Oasis Montaj*, onde foi necessária a adição de uma coluna e inserção da fórmula. Essa relação de enriquecimento é comumente atribuída à ocorrência de processos hidrotermais (Ribeiro *et al.* 2015).

$$F = K \times \frac{eU}{eTh}$$

Equação (3.6)

### *Imagem ternária*

É gerada por meio da associação de cada elemento radiométrico a uma cor específica. Nesse produto utiliza-se comumente escalas RGB ou CMY. A imagem ternária é aplicável para ressaltar a

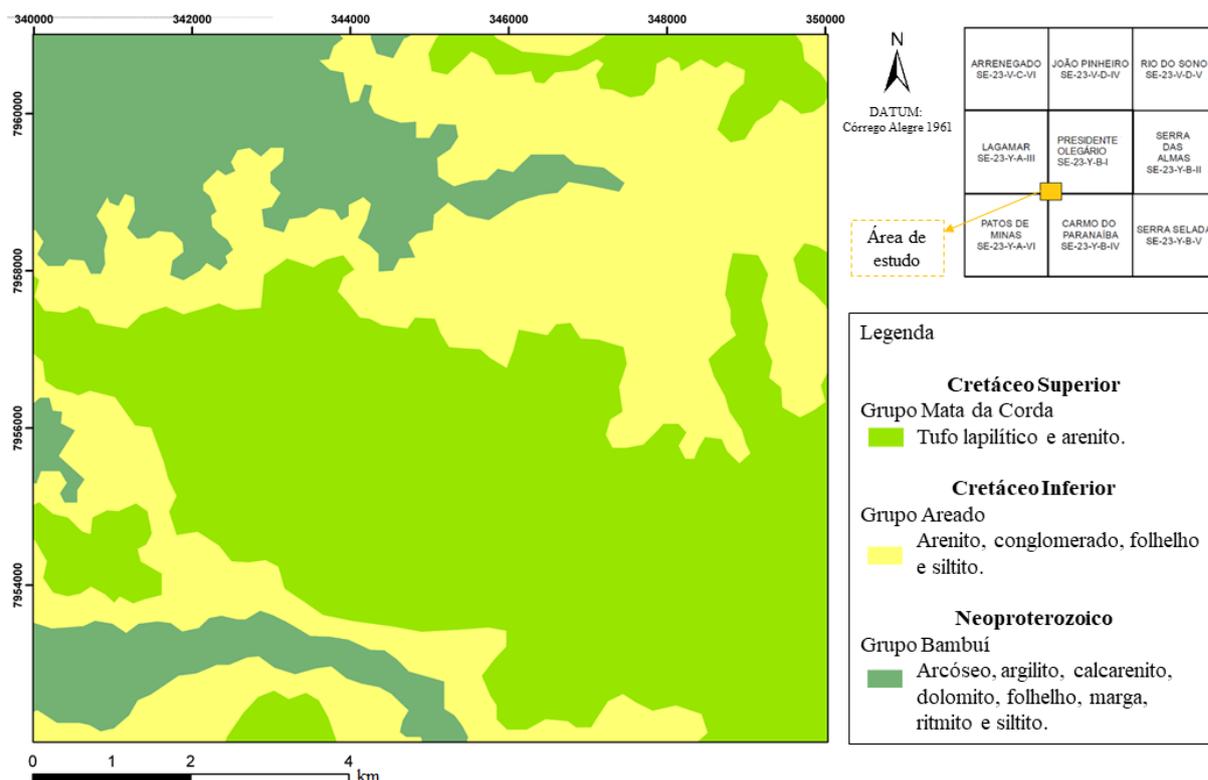
percepção das diferenças de concentrações entre os elementos que nem sempre são claras nos mapas convencionais (Ribeiro *et al.* 2015).



# CAPÍTULO 4

## GEOLOGIA LOCAL

A base geológica empregada neste estudo encontra-se dentro das folhas Presidente Olegário (SE.23-Y-B-I), Carmo do Paranaíba (SE.23-Y-B-IV), Patos de Minas (SE.23-Y-A-VI) e Lagamar (SE.23-Y-III), em escala 1:100.000, e serviram como apoio para a etapa de integração com os dados geofísicos e, conseguinte, validação dos mesmos (Figura 4.1).



**Figura 4.1** Mapa litológico da região de estudo abrangendo os grupos Mata da Corda, Areado e Bambuí. Fonte: dados da CPRM compilados em ambiente SIG.

Na região entre os municípios de Presidente Olegário e Patos de Minas são identificados litotipos pertencentes aos grupos Bambuí, Areado e Mata da Corda (Figura 4.1), que afloram junto às extensas planícies tomadas por lavouras e pastos (Figura 4.2). Apesar da área se encontrar no domínio do cerrado, que é um bioma encontrado em solos com altas taxas de alumínio (culminando em baixa fertilidade), a ocorrência das rochas efusivas do Grupo Mata da Corda torna o solo mais fértil e propício ao plantio.



**Figura 4.2** Planícies utilizadas como áreas de plantio na zona rural do município de Presidente Olegário, MG. Ao fundo há uma plantação de soja.

De maneira geral, Grupo Mata da Corda aflora no topo dos chapadões e se estende até as escarpas, entre as cotas de 800 e 1000m, pousando sobre os arenitos do Grupo Areado. Nessas áreas, forma-se uma camada de canga laterítica ferruginosa que sustenta o relevo suave da região (Figura 4.3). Por sua vez, os litotipos do Grupo Bambuí compõem as regiões de relevo arrasado, contrastando, no quesito geomorfológico, com a extensão dominada pelas rochas da sucessão cretácea.

Essa disposição das unidades na região foi controlada pelos eventos de evolução e edificação da Faixa Brasília e da quebra do Continente Gondwana e geração do Atlântico Sul, uma vez que a formação de uma bacia de *foreland* propiciou a sedimentação do Grupo Bambuí no Neoproterozoico, sendo seguida pela tectônica extensional do Cretáceo, que gerou um abatimento regional e uma estruturação favorável à sedimentação do Grupo Areado e ao vulcanismo alcalino relacionado ao Grupo Mata da Corda.

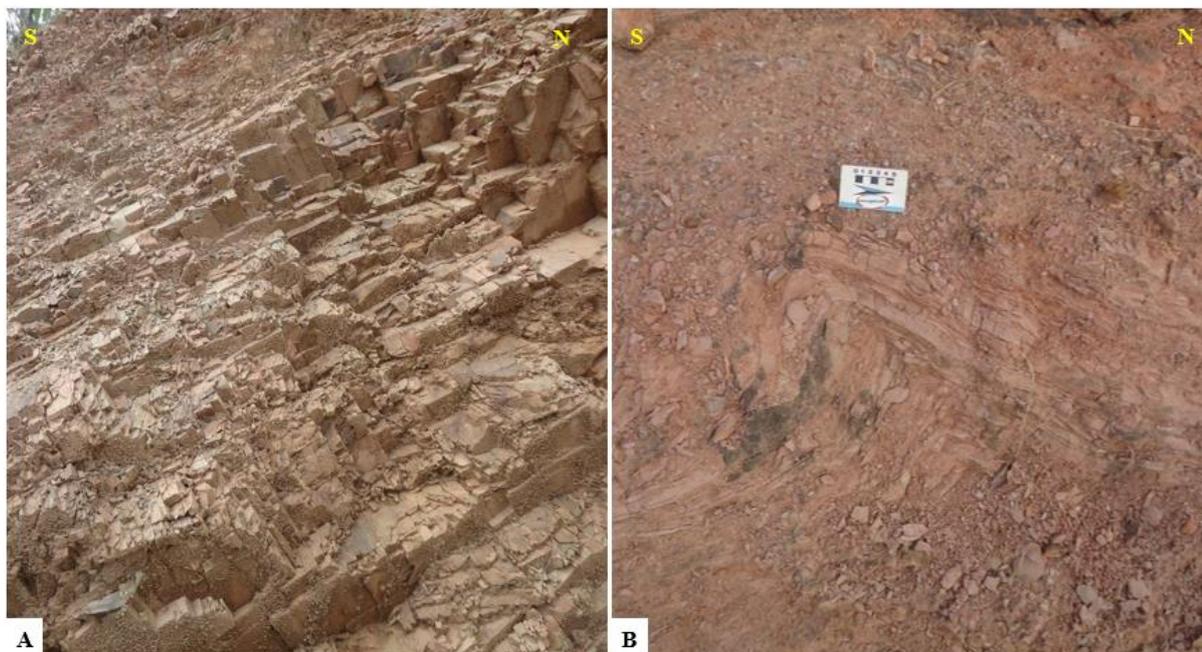


**Figura 4.3** Canga laterítica ferruginosa que recobre os litotipos vulcânicos do Grupo Mata da Corda na região de estudo.

#### **4.1 GRUPO BAMBUÍ**

Constituído das formações Carrancas, Sete Lagoas, Samburá, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Lagoa Formosa, Serra da Saudade e Três Marias, o Grupo Bambuí é caracterizado como uma sucessão litoestratigráfica de ambiente marinho, composta por sedimentos carbonáticos e pelíticos.

Na região limite entre os municípios de Presidente Olegário e Patos de Minas, as rochas metassedimentares aflorantes ocorrem em estágio avançado de alteração, o que dificulta a identificação das unidades pertencentes ao grupo. Os litotipos identificados tem um caráter pelítico (Figura 4.4), apresentam laminação plano paralela e ocorrem, de maneira geral, muito fraturados. Há regiões onde são encontrados siltitos de coloração esverdeada (presença de glauconita), ricos em potássio e fósforo. Essas características podem ser associadas aos siltitos deformados pelo Grupo Areado pertencentes à Formação Lagoa Formosa e ao verdete (siltito esverdeado) Serra da Saudade.

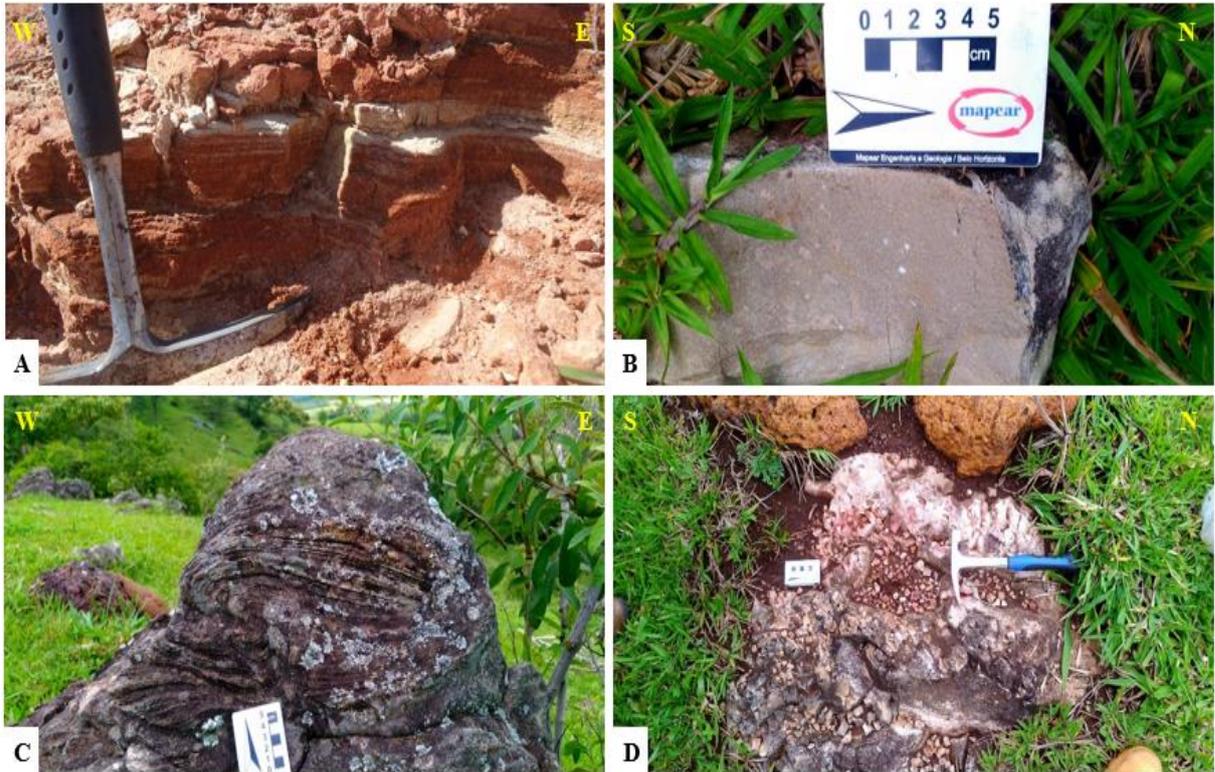


**Figura 4.4A)** Siltito avermelhado, semidecomposto e intensamente fraturado pertencente ao Grupo Bambuí. **B)** Siltito Bambuí avermelhado e alterado. Encontra-se numa região próxima ao contato com o Grupo Areado, por isso, dobrado.

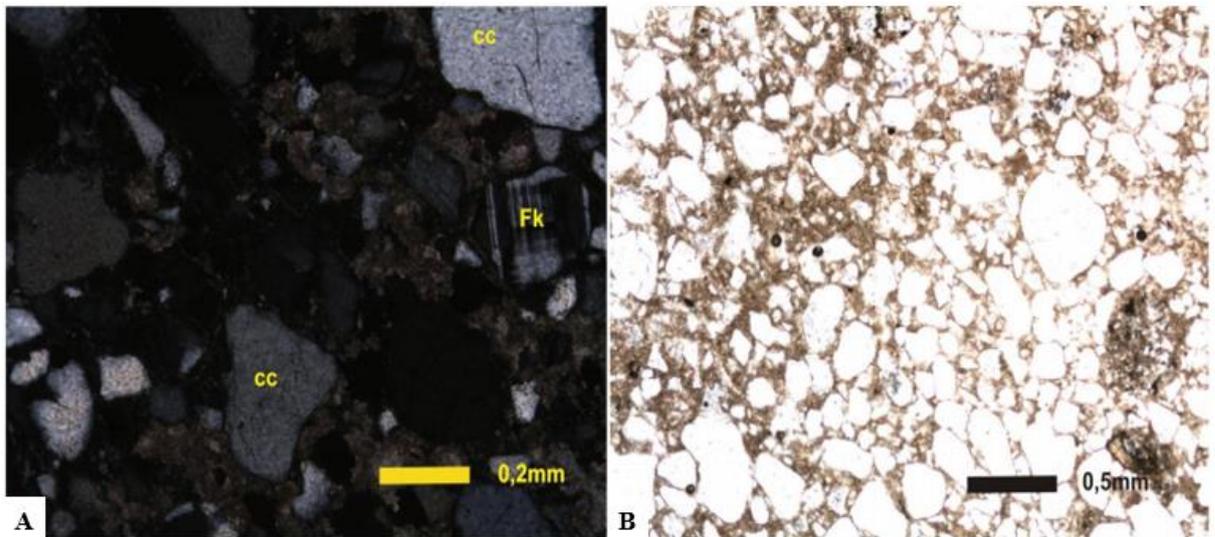
## 4.2 GRUPO AREADO

O Grupo Areado é representado, na região de estudo, por arenitos que afloram próxima a cota de 925m, sendo o Grupo Mata da Corda sobreposto a partir de um contato erosivo. Em suma, são rochas compostas macroscopicamente por quartzo, feldspato e óxido de Fe e de granulação variando de muito fina a média e colorações verde, rosa e branca (Figura 4.5). Texturalmente apresenta grãos subarredondados, com esfericidade alta, sendo, em geral, bem selecionado. Assim, se torna maduro texturalmente e submaduro composicionalmente. Contudo, localmente esse arenito ocorre intercalado a camadas de areia média a grossa, tornando-se bimodal. Na maioria dos casos, ocorre maciço, sendo discreta a presença de estratificação plano-paralela e cruzada de grande porte. Em alguns locais, há presença de grauvas compostas por grãos de quartzo e feldspato, dispostos sobre uma matriz carbonática (Figura 4.6).

Dessa forma, o arenito Areado da área se torna uma sucessão sedimentar monótona, sendo a variação em suas cores a propriedade mais chamativa. Com base em todas as características encontradas nas rochas desse grupo, pode-se fazer uma associação com os arenitos da Formação Três Barras, que evoluem de um ambiente flúvio-deltaico para eólico (Sgarbi 1989).



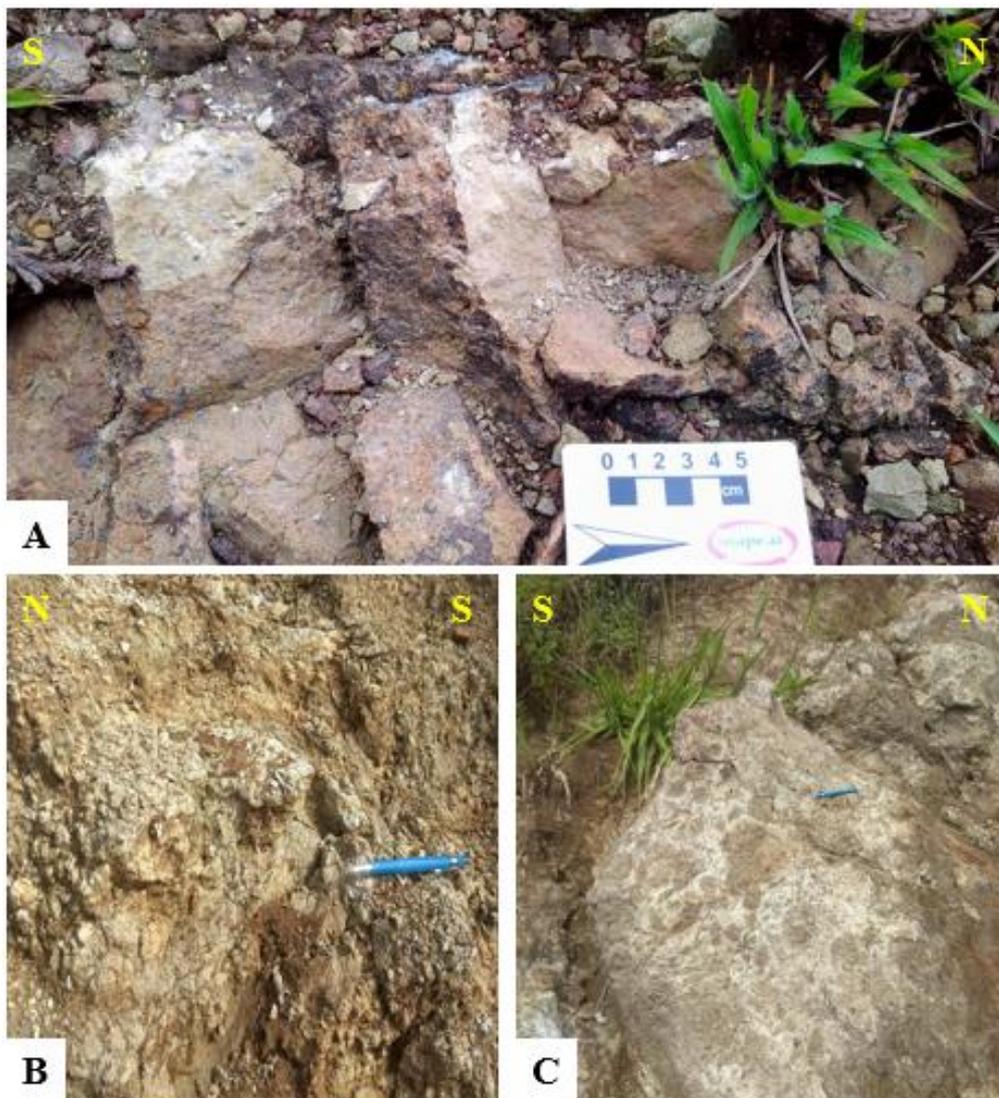
**Figura 4.5A)** Afloramento de arenito bandado pertencente ao Grupo Areado. **B)** Fragmento de arenito do Grupo Areado. **C)** Matação de arenito clástico do Grupo Areado sobre encosta de canga laterítica ferruginosa que recobre o Grupo Mata da Corda. **D)** Vista em planta de afloramento de arenito Areado que sofreu erosão diferencial.



**Figura 4.6A)** Grauvaca composta por grão de carbonato (cc), microclina (Fk) e quartzo e matriz carbonática. Fotomicrografia gerada a partir do microscópio óptico a luz polarizada cruzada. **B)** Vista sob microscópio óptico a luz plano polarizada de grauvaca composta essencialmente por grão de quartzo e feldspato dispersos sobre matriz carbonática (Fotomicrografias cedidas por Mapear Geologia e Engenharia).

### 4.3 GRUPO MATA DA CORDA

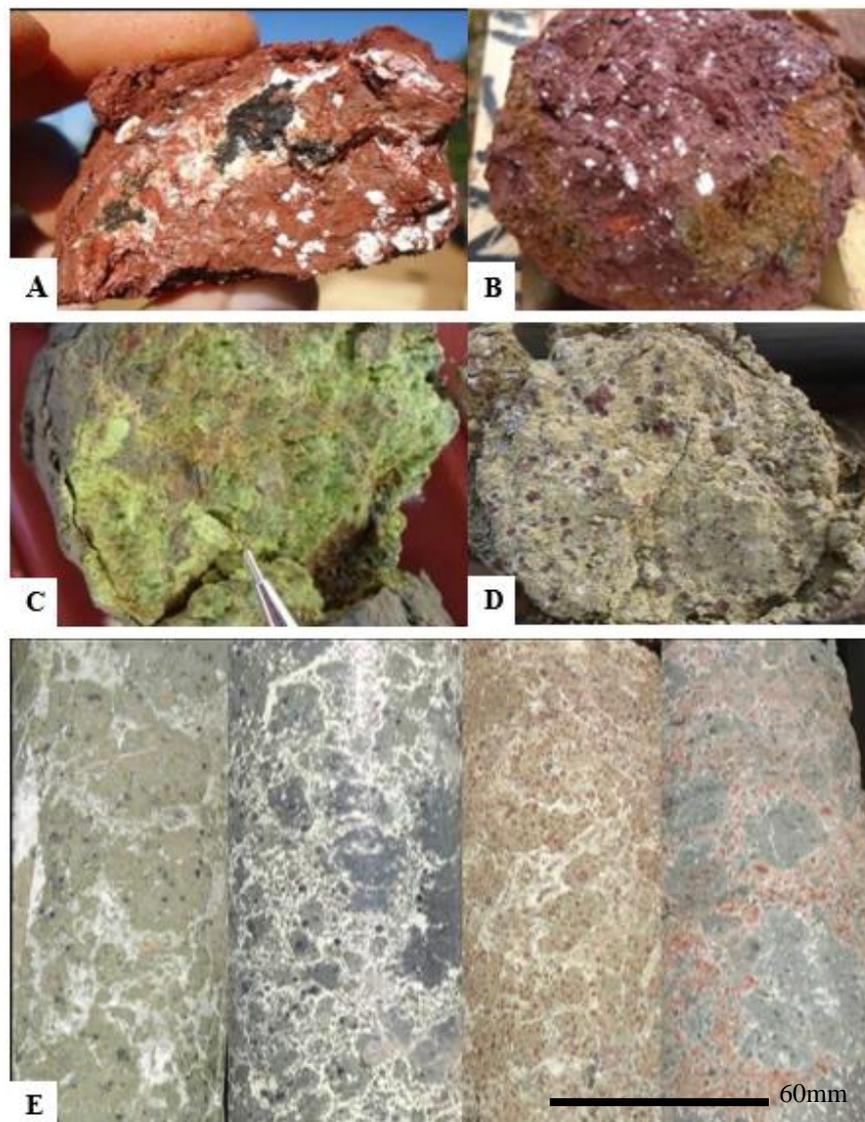
Representado pelas formações Patos e Capacete, o Grupo Mata da Corda corresponde a uma sucessão alternada de rochas vulcânicas (Figura 4.7) e epiclásticas, o que torna, por vezes, dessociável a classificação de ambas as unidades, sendo frequentemente tratado na literatura como Grupo Mata da Corda Indiviso. Na região de estudo, a interdigitação das formações não permite uma discriminação contínua das unidades dentro da escala trabalhada, por isso, definiu-se por tratar todo o grupo de forma única.



**Figura 4.7**A) Afloramento composto por tufo lapilítico de afinidade kamafugítica em estágio intermediário de alteração. **B e C)** Exposições da rocha vulcânica em estágio avançado de alteração pertencente ao Grupo Mata da Corda.

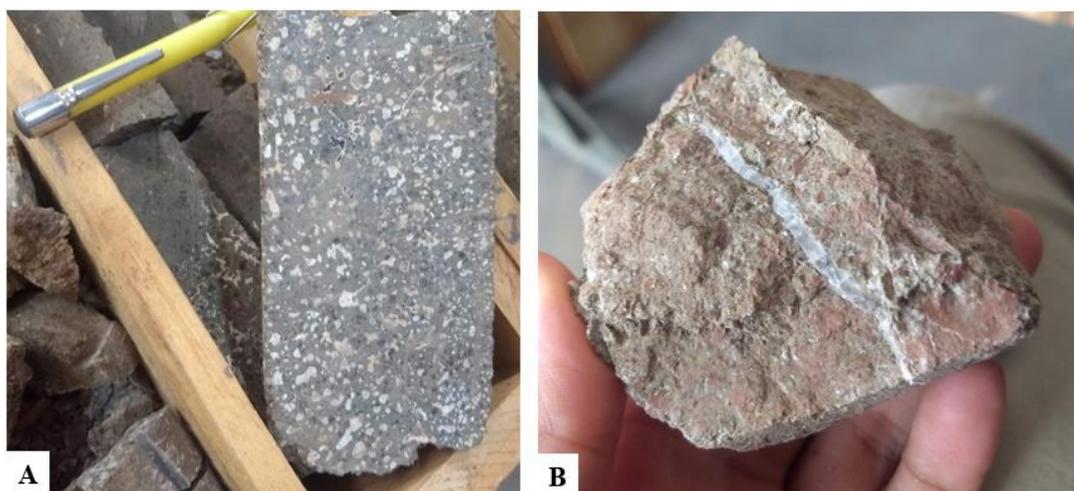
As rochas vulcânicas que afloram na região apresentam coloração variando nos tons de verde, cinza e roxo, de acordo com o nível de alteração (Figura 4.8). Os tons esverdeados são característicos

da rocha sã, sendo que, por sua vez, a coloração arroxeada qualifica as porções que sofreram maior influência do intemperismo. Grande parte dos afloramentos se encontram num estágio avançado de alteração, em geral, com aspecto bem argiloso, o que dificulta a descrição macroscópica em campo. As porções mais alteradas e de coloração arroxeada apresentam pequenas frações esbranquiçadas e caulinizadas, além de um intenso magnetismo. Quando em estágio intermediário de alteração, os litotipos apresentam uma coloração verde mais acinzentada. Nesses casos, é possível definir uma matriz afanítica e textura porfirítica, pois observa-se a presença de cristais de coloração verde dispersos sobre a matriz. Além disso, por vezes, a rocha ocorre com textura semelhante a brecha ou piroclasto, e apresenta um leve magnetismo.



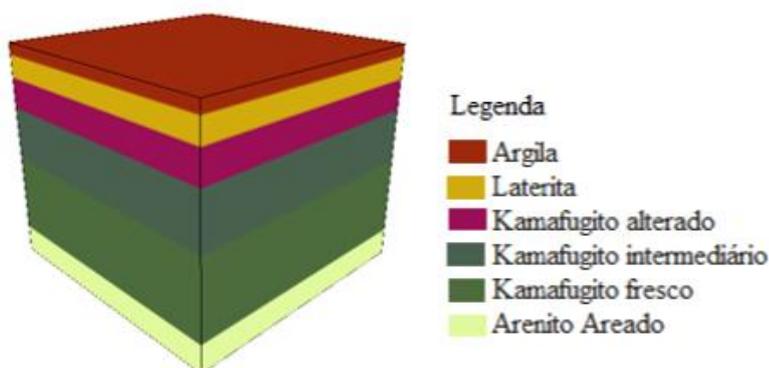
**Figura 4.8** A e B) Kamafugito Mata da Corda em estágio mais avançado de alteração. Assume coloração marsala. C e D) Estágio intermediário de alteração para o kamafugito. As cores variam de verde a cinza. E) Cores e texturas que podem ser encontradas na rocha vulcânica fresca (Imagens cedidas por Mapear Geologia e Engenharia).

A rocha fresca, de coloração esverdeada, possui tanto uma textura grossa, quanto porções mais finas, podendo ser classificada desde um tufo cinerítico até um aglomerado. Apresenta matriz afanítica e textura porfirítica, com presença de fenocristais de piroxênio variando de 0,1 a 0,5cm. Amígdalas e veios preenchidos por calcita são frequentemente observados (Figura 4.9). Em alguns casos, há intensa presença de carbonato formando uma matriz fina que envolve fragmentos do vulcanito verde, caracterizando uma textura brechoide. Essas passagens, quando submetidas ao intemperismo, adquirem uma coloração rósea.



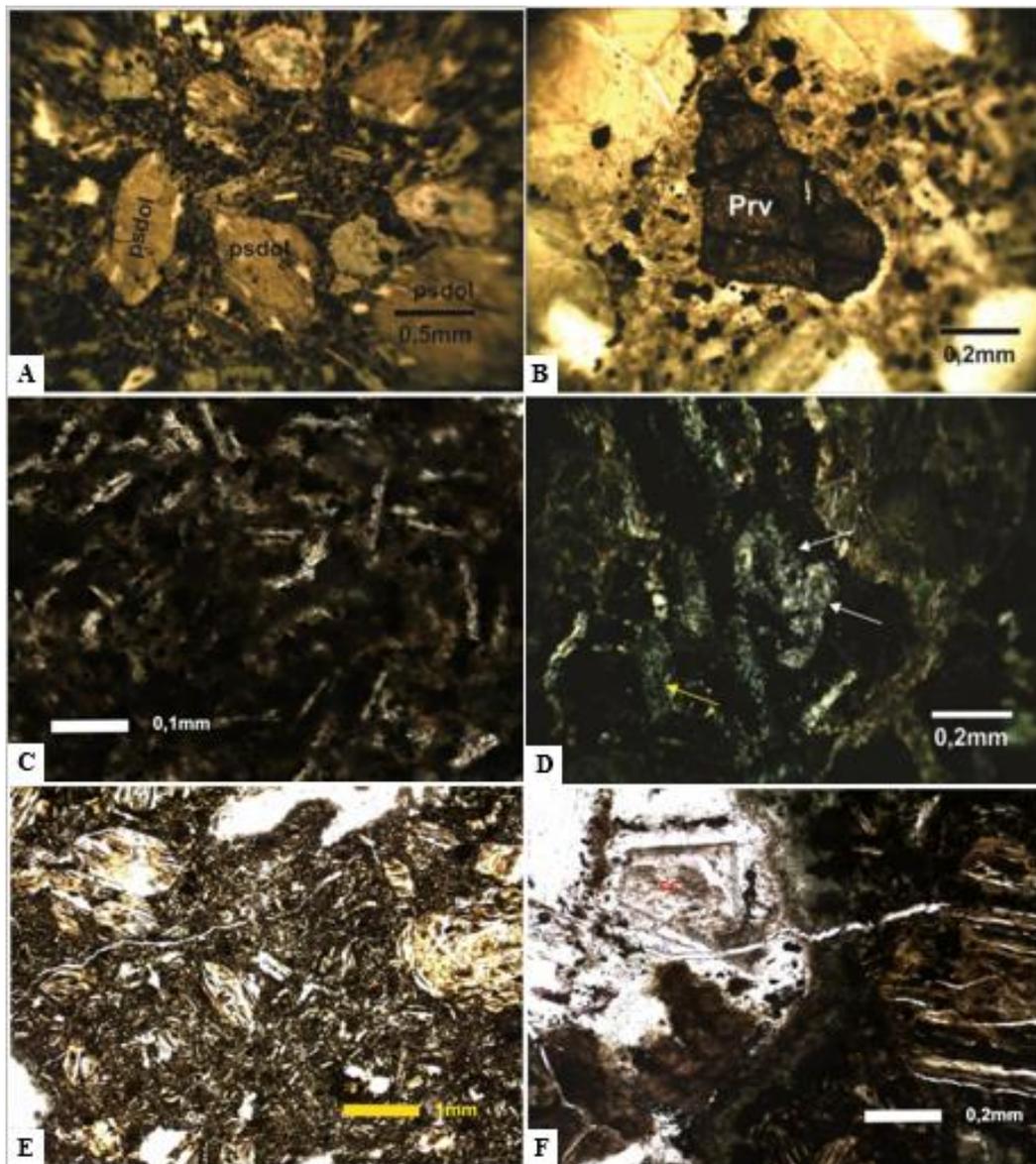
**Figura 4.9**A) Destaque para a intensa presença de amígdalas na rocha kamafugítica fresca. B) Fragmento de kamafugito semi-alterado cortado por veio de calcita.

De maneira simplificada, o perfil de alteração para a rocha vulcânica se caracteriza, do topo para a base, por uma camada superficial de argila expansiva, avermelhada e magnética, seguida por uma sessão de canga ferruginosa, pseudopsolítica e de coloração ocre, que se encontra em contato com a porção mais decomposta do vulcanito. A partir daí, há a ocorrência da rocha efusiva em diferentes estágios de alteração, até atingir a rocha fresca (Figura 4.10).



**Figura 4.10** Perfil de alteração da rocha kamafugítica do Grupo Mata da Corda (produzido no *Visible Geology*).

Em análise microscópica, os vulcanitos da região se enquadram na série dos kamafugitos (Moraes *et al.* 1987), que são rochas extrusivas subsaturadas em sílica (ultrabásicas) e ricas em Fe e álcalis. Analisando a composição, os kamafugitos da área contêm, em sua matriz, olivina, clinopiroxênio, feldspatoide (melilita, leucita, nefelina e sanidina), perovskita, flogopita, magnetita e argilominerais (como a nontronita de coloração verde), bem como a presença de fluorapatita, gorcexita e wavellita (Melo 2012), minerais responsáveis pelo significativo teor de fosfato nas rochas. O carbonato encontrado nesses vulcanitos parece ser proveniente de um estágio posterior à sua cristalização, pois ocorrem sob a forma de veios, brechando toda a rocha, e preenchendo vesículas e amígdalas.



**Figura 4.11** Fotomicrografias sob o microscópio petrográfico a nicóis cruzados. **A)** Pseudomorfos de olivina (psdol) e melilita em matriz de vidro alterado com magnetita e perovskita. **B)** Grão subédrico de perovskita (prv). **C)** Melilita com textura “pregador de roupa”. **D)** Pseudomorfos sugerem sanidina (setas brancas) e melilita com textura “pregador de roupa” (seta amarela). **E)** Matriz fina com grãos de magnetita, palhetas de melilita e grão subédricos a eúdricos de piroxênio. **F)** Cavidades preenchidas por carbonato. (Imagens cedidas por Mapear Geologia e Engenharia).

Numa segunda análise, as rochas epiclásticas encontradas na área de estudo, caracterizam a sucessão sedimentar do Grupo Mata da Corda. São, em geral, arenitos líticos de coloração acinzentada, ora esverdeada, formados a partir do retrabalhamento das rochas pertencentes a série kamafugítica. Há ainda ocorrência de grauvacas formadas por cimento silicoso e fragmentos de um material esbranquiçado e argiloso. Paraconglomerados foram descritos por Fragozo *et al.* (2011) na região, de coloração branca a rósea com matriz areno-argilosa e clastos subangulares e arredondados da rocha vulcânica.

## CAPÍTULO 5

### ANÁLISE QUALITATIVA

---

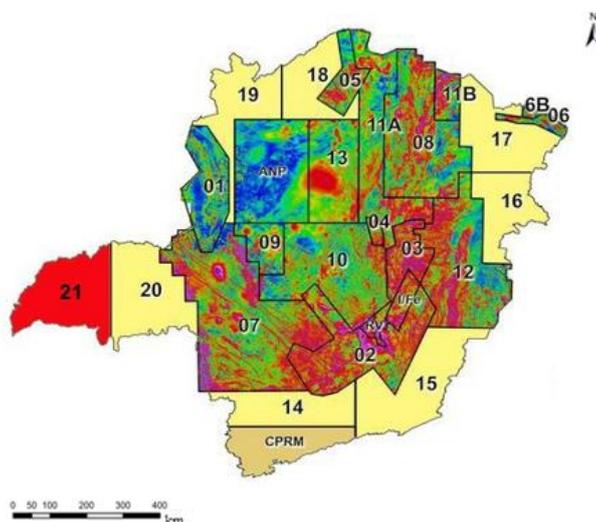
Neste capítulo serão apresentados os resultados gerados a partir da análise qualitativa dos mapas temáticos de magnetometria e radiometria para a região de estudo, como forma de identificar e destacar as principais feições (anomalias) e estruturas da área. Todo este procedimento é de extrema importância para a compreensão e refino dos dados geofísicos, uma vez que estes serão utilizados posteriormente na integração com a base de dados geológicos da região, de modo a validar os produtos obtidos pela geofísica e demonstrar sua relação direta com a geologia local.

A série de mapas utilizados nesta análise foi confeccionada na plataforma *Geosoft Oasis Montaj* (versão 8.4), a partir do processamento dos dados geofísicos do aerolevante da área 7 realizado pela Codemig (Codemge). Posteriormente, o *software ArcGIS* 10.3 foi utilizado como ferramenta de auxílio para a caracterização qualitativa das conformações de maior relevância, observadas nos mapas, para este estudo.

#### 5.1 BANCO DE DADOS

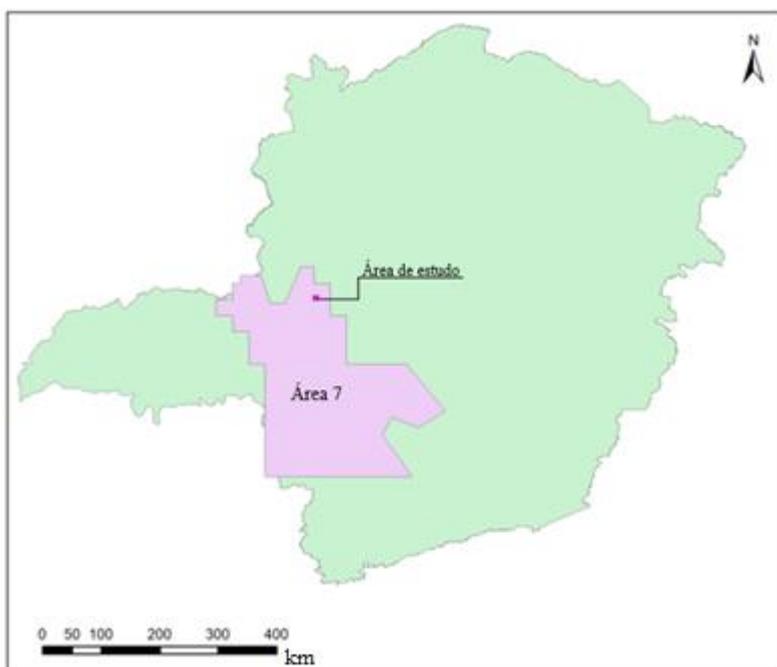
Para a confecção dos mapas temáticos de ambos os métodos geofísicos aqui empregados, o banco de dados utilizado foi obtido em formato digital disponibilizado pela Companhia de Desenvolvimento de Minas Gerais (Codemge). Esses dados são resultado do Programa de Levantamento Aero-geofísico de Minas Gerais, realizado a partir da parceria entre a Codemig, a Secretaria de Desenvolvimento de Econômico de Minas Gerais e o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) no decorrer dos anos de 2005 e 2006.

O Programa 2005/2006 recobriu 187 municípios de Minas Gerais, tanto na região sudoeste do estado, onde se definiu as áreas 7 e 9, quanto a norte, representada pela Área 8 (Figura 5.1). Apesar do programa envolver aerolevantes em três áreas distintas, apenas os resultados obtidos em uma das regiões foram empregues neste trabalho, uma vez que as cidades de Presidente Olegário e de Patos de Minas se encontram dentro do domínio da Área 7, ambas que são as localidades de ocorrência das rochas ultrabásicas potássicas do Grupo Mata da Corda e pertencentes a região de foco deste estudo.



**Figura 5.1** Mapa com destaque para as divisões em áreas do projeto de levantamento aerogeofísico da Codemig no estado de Minas Gerais (Codemig 2009).

A Área 7 (Figura 5.2), também denominada Projeto Patos de Minas – Araxá – Divinópolis, compõe parte do Catálogo de Projetos Aerogeofísicos da Série 3000 da CPRM, por ser uma iniciativa desenvolvida tanto para empresas privadas como para órgãos públicos. De maneira geral, este aerolevanteamento cobriu uma região com 69.127km<sup>2</sup>, abrangendo 123 municípios, numa altura de voo de 100m, que resultou em dados de alta resolução a partir dos métodos magnetométrico e radiométrico. As demais informações a respeito da metodologia utilizada no levantamento da Área 7 estão dispostas na tabela 5.1.



**Figura 5.2** Destaque para a Área 7 (Projeto Patos de Minas – Araxá – Divinópolis) e localização da área de estudo.

**Tabela 5.1** Aspectos relacionados ao aerolevanteamento magnetométrico e radiométrico na Área 7 (Codemig 2009).

INFORMAÇÃO	CARACTERÍSTICA
Direção (linhas de produção)	Norte-Sul
Espaçamento (linhas de produção)	400m
Direção (linhas de controle)	Leste-Oeste
Espaçamento (linhas de controle)	8.000m
Altura média de voo	100m
Velocidade aproximada de voo	200km/h
Intervalo de medições (magnetometria)	0,05s
Intervalo de medições (radiometria)	1,0s

## 5.2 METODOLOGIA

Os mapas elaborados a partir do banco de dados do Projeto da Área 7 foram a principal base para a análise geofísica deste estudo, portanto, a metodologia aplicada para a sua geração foi acompanhada cuidadosamente passo a passo, sendo o dado tratado de maneira a obter o melhor resultado possível.

O *Geosoft Oasis Montaj* 8.4 foi o *software* escolhido para a confecção dos produtos a partir dos dados de magnetometria e radiometria, visto que este é uma ferramenta eficiente na elaboração de mapas, geração de *grids* e que oferece uma interface de integração de suas informações com o *ArcGIS*, *software* aplicado neste trabalho como um dos recursos para a interpretação dos resultados.

### 5.2.1 Geração de Mapas Magnetométricos

Os dados utilizados para a geração dos mapas magnetométricos foram resultado do levantamento aerogeofísico supracitado, sendo pré-processados pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Portanto, os dados inseridos na plataforma do *Geosoft* já haviam sido nivelados para uma base comum, além de já serem disponibilizados com o IGRF subtraído e o *trend* regional removido.

Uma vez no ambiente do *Oasis Montaj* 8.4, foram gerados dados em formato \*.gbd com base no Campo Magnético Anômalo, sendo ainda processados com base na Transformada Rápida de Fourier por intermédio da aplicação da rotina WinXY. Por fim, com o objetivo de gerar os mapas, realizou-se uma interpolação pelo método de mínima curvatura, obtendo como primeiro resultado o mapa magnetométrico de Campo Anômalo. A partir de então, aplicou-se uma série de filtros e derivadas com a rotina MAGMAP, gerando os mapas de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Derivada do Sinal Analítico (DASA), Gradiente Vertical de Primeira e Segunda Ordem em Z, Gradiente Horizontal de Primeira e Segunda Ordem em X e Y e Derivada *Tilt* (Figura 5.3).

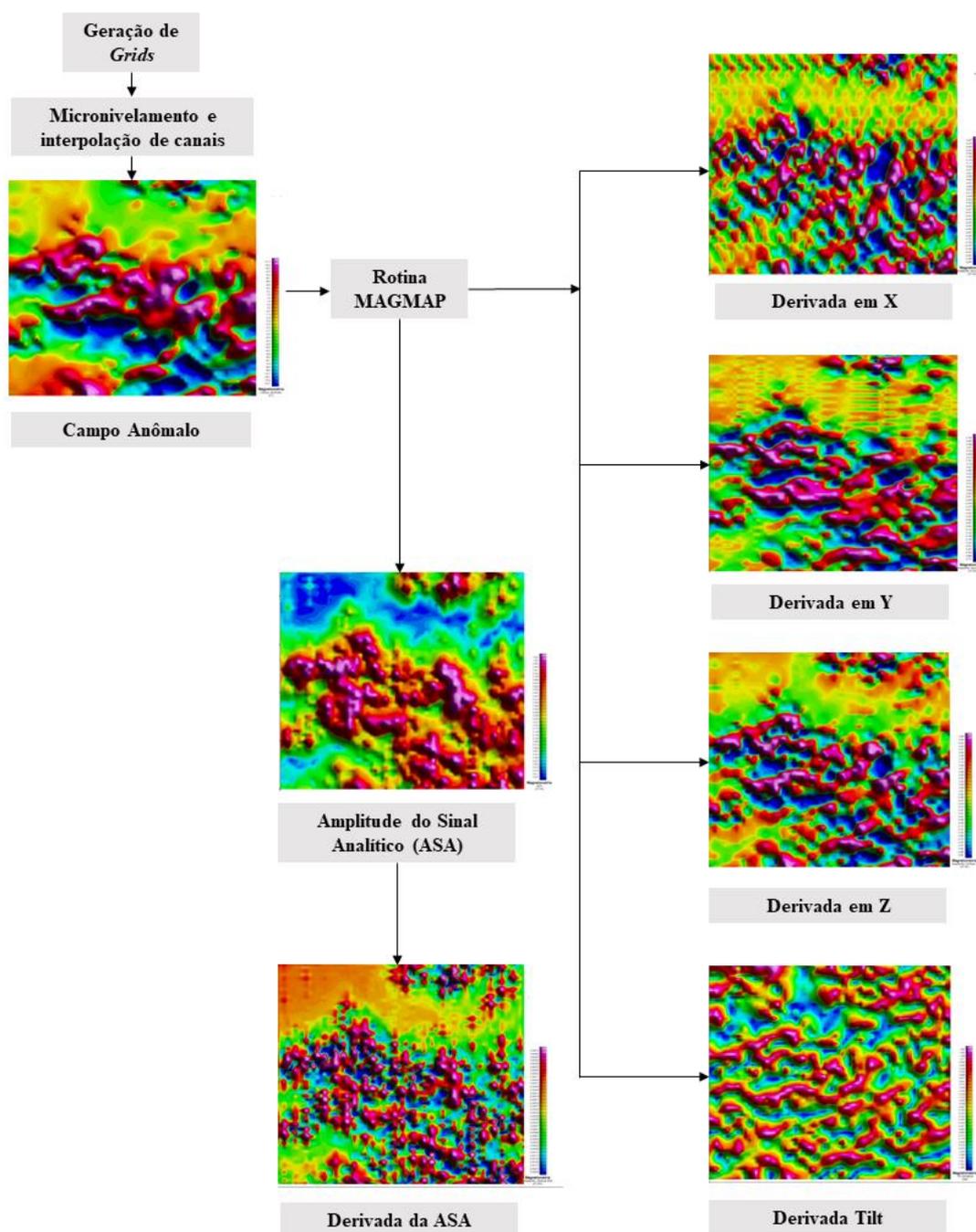


Figura 5.3 Fluxograma de produtos gerados a partir dos dados magnetométricos aerolevantados pela Codemig.

### 5.2.2 Geração de Mapas Radiométricos

Por sua vez, os mapas radiométricos também foram gerados a partir do *Oasis Montaj* 8.4, sendo gerados em formato \*.gbd e aplicados à rotina WinXY para delimitação da área de interesse e geração dos *grids*. Assim como os dados magnetométricos, os dados radiométricos sofreram interpolação pelo método de mínima curvatura, além de passarem um uma filtragem que resultou nos mapas de canais do

Tório, Potássio e Urânio, Contagem Total, Fator F, de razões Th/K, U/K e U/Th e na imagem ternária (Figura 5.4).

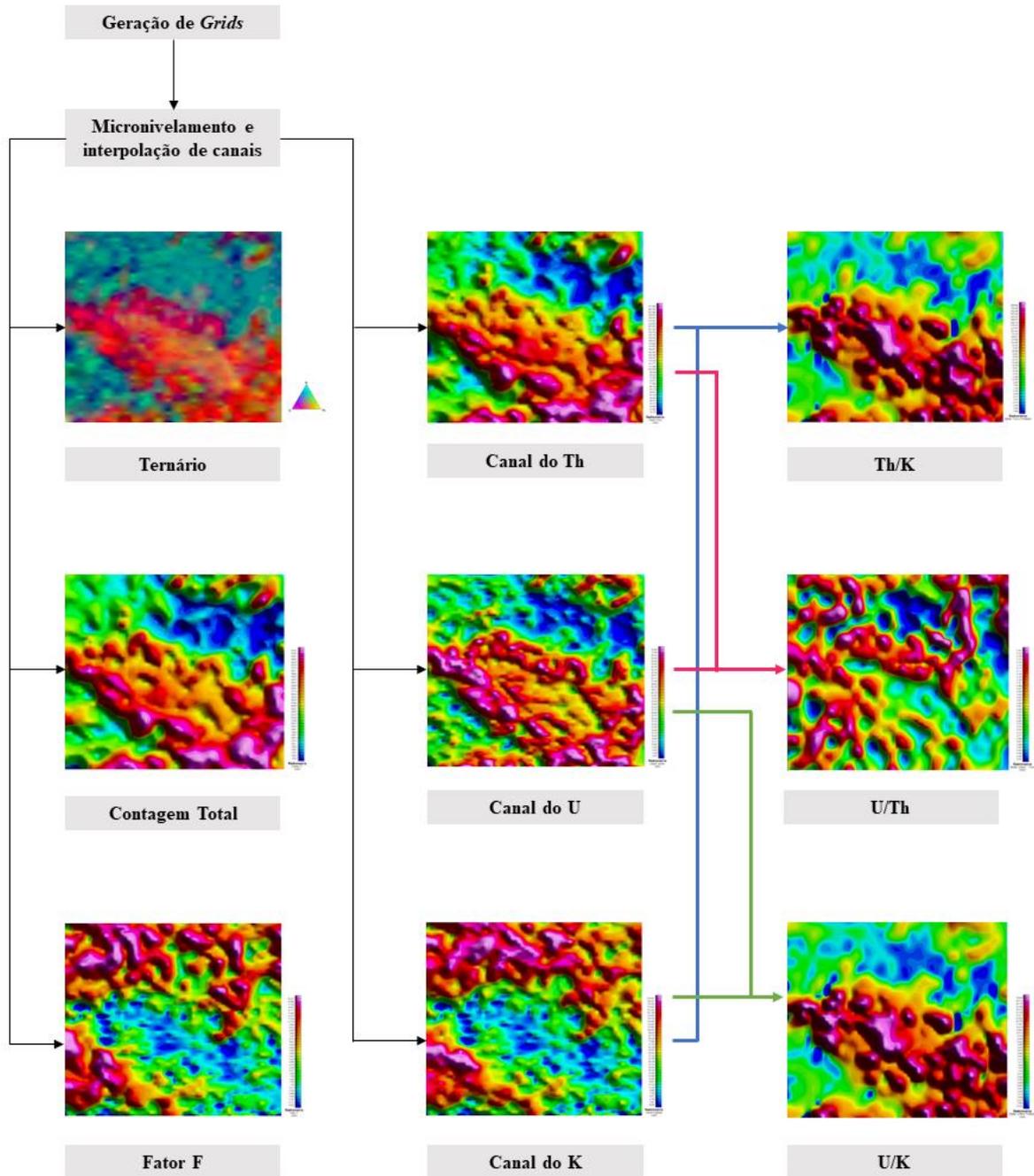
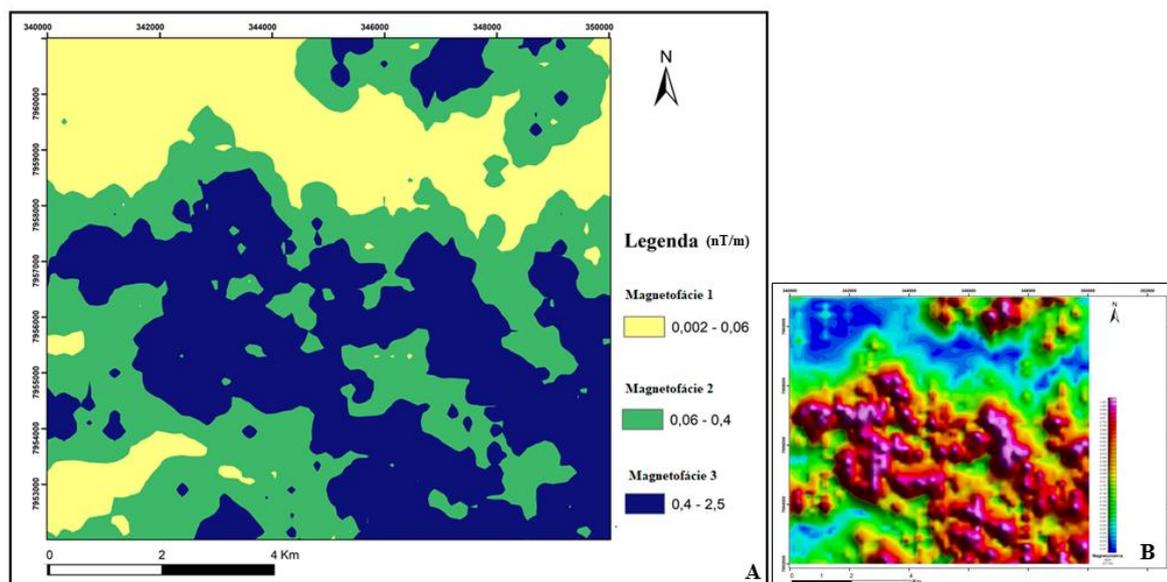


Figura 5.4 Fluxograma de produtos gerados a partir dos dados radiométricos aerolevantados pela Codemig.

### 5.3 ANÁLISE QUALITATIVA MAGNETOMÉTRICA

Os mapas temáticos magnetométricos serviram como base para a caracterização das propriedades magnéticas das rochas efusivas do Grupo Mata da Corda, além de auxiliarem na interpretação dos domínios de mais alta ou de mais baixa resposta à susceptibilidade magnética. Portanto, como forma de tornar o estudo mais dinâmico, a primeira etapa desta análise teve como objetivo separar a região de influência deste trabalho em áreas de acordo com intensidade da anomalia magnética, ou seja, definiu magnetofácies a partir da discriminação de sessões dentro de um mapa temático magnetométrico. O mapa temático utilizado neste procedimento foi o de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), uma vez que este proporcionou uma melhor qualidade na visualização e identificação das anomalias. A maior nitidez observada nesse produto, deve-se ao fato de que os mapas de ASA e de sua derivada (DASA) são monopolares, o que facilita a interpretação, diferentemente da maioria dos mapas magnetométricos, que, como já visto, mantém dados dipolares.

Utilizando-se do *software ArcGIS 10.3*, pode-se classificar o mapa de ASA em três magnetofácies distinguíveis por diferentes cores (Figura 5.5), que representam um determinado intervalo de valores para a susceptibilidade magnética (Tabela 5.1). Assim, foi possível determinar, para cada área, características como quantidade de material magnético, profundidade relativa do corpo rochoso e o caráter da onda magnética.



**Figura 5.5A)** Distribuição das magnetofácies a partir dos valores de susceptibilidade magnética sobre o mapa de Amplitude do Sinal Analítico. **B)** Mapa magnetométrico de Amplitude do Sinal Analítico.

**Tabela 5.2** Tabela representando o intervalo para a susceptibilidade magnética e a característica geofísica das anomalias para cada magnetofácies demarcada.

MAGNETOFÁCIES	CARACT. GEOFÍSICA	INTERVALO (nT/m)
1	Susceptibilidade baixa	0,002 – 0,06
2	Susceptibilidade média	0,06 – 0,4
3	Susceptibilidade alta	0,4 – 2,5

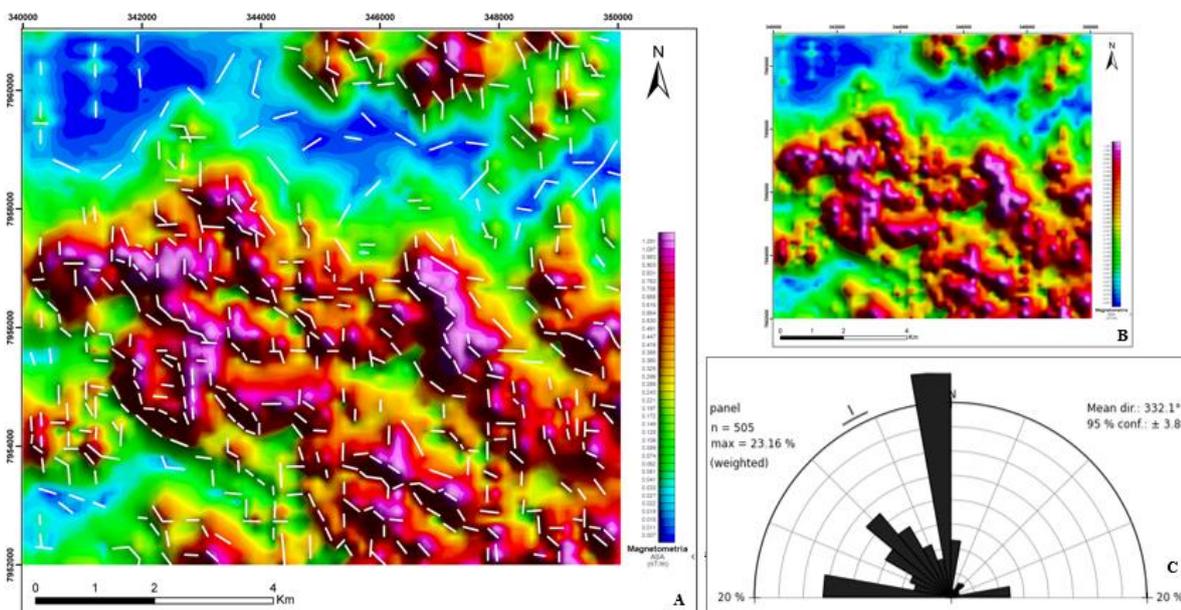
A magnetofácies 1, traduzida em mapa pela cor amarela, ocorre nas porções mais a noroeste e sudoeste da área de estudo, estando sempre em contato com a magnetofácies 2. Representa a região com menores valores para a susceptibilidade magnética, o que indica, como consequente, baixas amplitudes e altos comprimentos de onda. Assim, essa porção envolve materiais com baixíssima ou nenhuma magnetização.

A magnetofácies 2 caracteriza-se pela cor verde no mapa, bordejando a magnetofácies 1 em todas as direções, com exceção do lado leste da área. Apresenta valores intermediários para a susceptibilidade magnética se comparada às magnetofácies 1 e 3. Portanto, pode-se inferir que a quantidade de material magnético nesta porção não é tão significativa.

Por fim, a magnetofácies 3 é representada no mapa de ASA pela cor azul, localizada em toda extensão centro-leste da área. Os valores para a susceptibilidade magnética variam entre 0,4 – 2,5nT/m, o que indica a presença de uma onda com alta amplitude e baixo comprimento. De modo geral, pode-se concluir que a área possui significativa concentração de material magnético, havendo duas possíveis interpretações para tal fato: 1) há a presença de uma concentração significativa de material magnético já na superfície ou 2) há um grande volume de material magnético em profundidade, de tal modo que este pode causar interferência na susceptibilidade das litologias sobrepostas e mais próximas da superfície.

A segunda etapa desta análise, teve como foco a discriminação de estruturas, com base no contraste das linhas, e a determinação da orientação estrutural preferencial a partir do traçado padrão dos lineamentos presentes na área. Esse procedimento foi realizado a partir da análise dos mapas temáticos magnetométricos de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), DASA e nos quais houve aplicação das derivadas *tilt* e de primeira e segunda ordem em X e Y. O *ArcMap* 10.3, pertencente ao *software ArcGIS*, foi a plataforma utilizada para a delimitação dos lineamentos em mapa, sendo que, dentro de seu ambiente, pode-se calcular parâmetros como a direção e distância de cada estrutura, viabilizando a confecção de uma roseta com todos os dados. O diagrama de roseta foi a interface gráfica vista como

mais prática para analisar a geologia estrutural local, sendo produzida na multiplataforma *OpenStereo* 0.1.2.



**Figura 5.6** A) Mapa de lineamentos traçados com base no mapa de Amplitude do Sinal Analítico. B) Mapa magnetométrico de Amplitude do Sinal Analítico. C) Roseta representando o conjunto de direções preferenciais para a área de estudo.

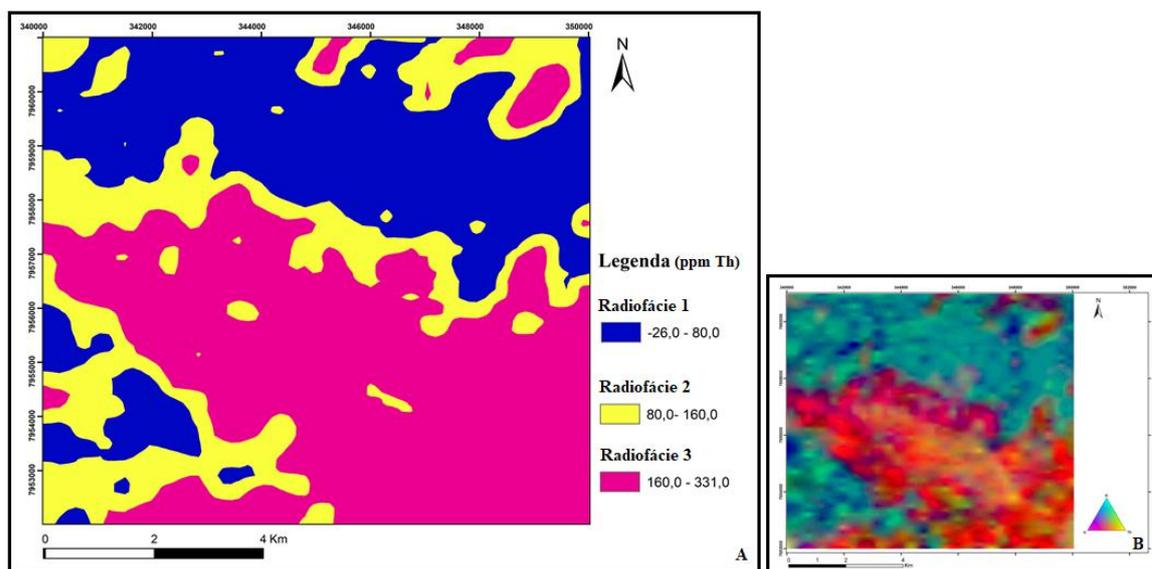
O mapa de Amplitude do Sinal Analítico foi o produto que melhor evidenciou os lineamentos sobre a área de interesse, portanto, ele foi escolhido como o mapa base para a demarcação das linhas, sendo os demais mapas de derivadas utilizados como suporte para a visualização e conferência das estruturas. Assim, identificou-se 505 lineamentos na região com direção preferencial para N/S (Figura 5.6). Contudo, pode-se notar uma certa dispersão na direção dessas estruturas, acarretando dois outros padrões de lineamentos: NW/SE, que se concentra na região de maiores índices para a susceptibilidade magnética, e E/W.

## 5.4 ANÁLISE QUALITATIVA RADIOMÉTRICA

A resposta radiométrica, observada nos mapas temáticos confeccionados neste trabalho, propiciou a discriminação e caracterização de três setores principais (radiofácies) a partir do contraste dos teores dos radioelementos de Tório ( $^{232}\text{Th}$ ), Urânio ( $^{238}\text{U}$ ) e Potássio ( $^{40}\text{K}$ ). A imagem ternária foi o produto escolhido como base para esta análise, uma vez que revela a diferenciação na distribuição dos radioelementos ao longo de toda a área estudada. Contudo, os mapas de canais de Th, U, K e de contagem total também foram utilizados nesta etapa, pois serviram como suporte na interpretação do

teor de cada radioelemento presente em cada radiofácies. O mapa utilizado como parâmetro para a divisão das radiofácies foi o de canal do tório.

Assim como na análise qualitativa magnetométrica, o *ArcGIS* 10.3 foi utilizado aqui na divisão das radiofácies. No mapa a seguir (Figura 5.7) é possível observar a discriminação das áreas, que são identificadas pelas cores azul, amarela e magenta, sendo que a faixa de teores de radioelementos para cada região é expressa na Tabela 5.1.



**Figura 5.7** A) Distribuição das magnetofácies a partir dos teores para Th, U e K sobre o mapa ternário. B) Mapa radiométrico ternário.

**Tabela 5.3** Tabela representando a concentração dos radioisótopos Th, U e K em cada radiofácies demarcada.

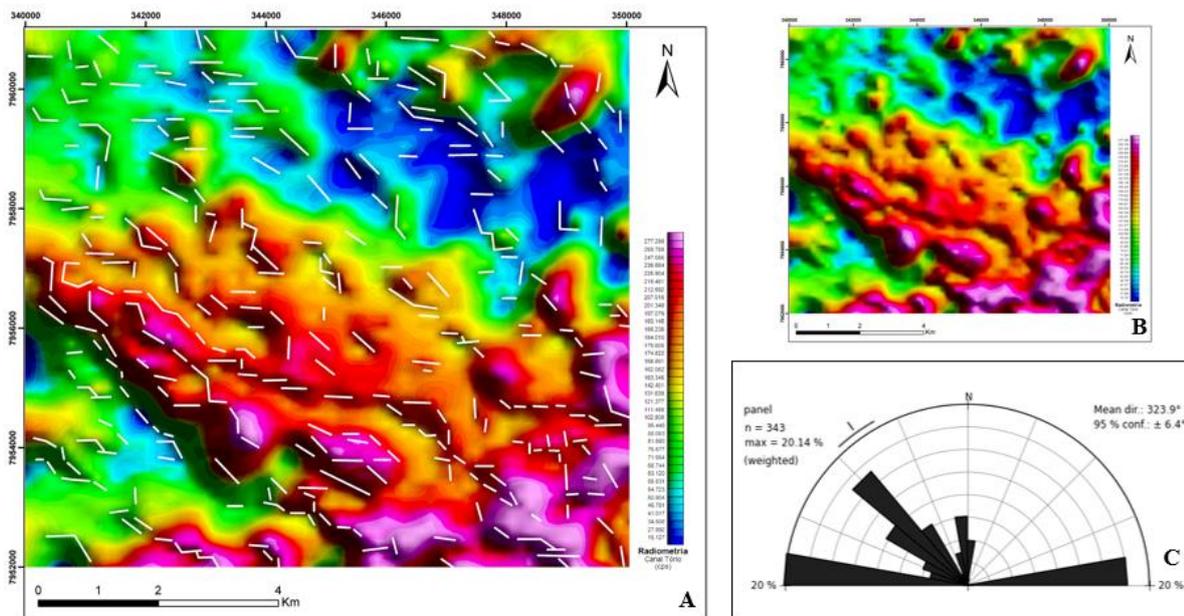
RADIOFÁCIES	TEOR Th	TEOR U	TEOR K
3	Alto	Alto	Baixo
2	Médio	Alto	Médio
1	Baixo	Baixo	Alto

A radiofácies 1 abrange boa parte da porção norte da área, bem como a zona ao extremo leste, representando uma área com baixas concentrações de tório e urânio e elevado teor para o canal do potássio. Por sua vez, em contato direto com a radiofácies 1 e caracterizada pela cor amarela no mapa,

ocorre a radiofácies 2, que qualifica uma região com teores intermediários de tório e potássio, contudo, apresenta elevada concentração de urânio.

Em contrapartida, a radiofácies 3, determinada pela cor magenta, caracteriza uma área com contagens elevadas para os canais de tório e urânio, contrastando com o baixo teor de potássio. A anomalia radiométrica que definiu tal fácies se localiza, de forma geral, na porção central e sudoeste da área de estudo.

De forma a contribuir para o entendimento do local estudado e, assim como foi feito durante a análise magnetométrica, demarcou-se também uma série de lineamentos, agora, utilizando como base principalmente o mapa temático de canal do tório. Esse procedimento visou corroborar ao conjunto de dados estruturais interpretados a partir dos mapas magnetométricos de derivadas.



**Figura 5.8** A) Mapa de lineamentos traçados com base no mapa de canal do Tório. B) Mapa radiométrico de canal do tório. C) Roseta representando o conjunto de direções preferenciais para a área de estudo.

Assim, foi possível assinalar 343 lineamentos segundo a análise do mapa de canal do tório, chegando a uma direção preferencial de NW/SE (Figura 5.8 A) Mapa de lineamentos traçados com base no mapa de canal do Tório. B) Mapa radiométrico de canal do tório. C) Roseta representando o conjunto de direções preferenciais para a área de estudo.. Contudo, é importante ressaltar que houve uma certa dispersão na direção dos lineamentos.

Observou-se, assim, uma correspondência entre a orientação dos lineamentos e o padrão das feições demarcadas em ambas as análises, evidenciando a confiabilidade nos resultados gerados a partir dos métodos magnetométrico e radiométrico.

## CAPÍTULO 6

### ANÁLISE QUANTITATIVA

---

A geofísica, quando aplicada a prospecção mineral, tem por objetivo reunir informações a respeito do depósito geológico. Uma análise qualitativa dos dados geofísicos é de suma importância neste quesito, contudo, não exprime de forma conclusiva fatores como a profundidade do alvo analisado. Assim, uma investigação de caráter quantitativo tem papel relevante nesses casos, uma vez que estima dados relacionados a profundidade e geometria do corpo geológico

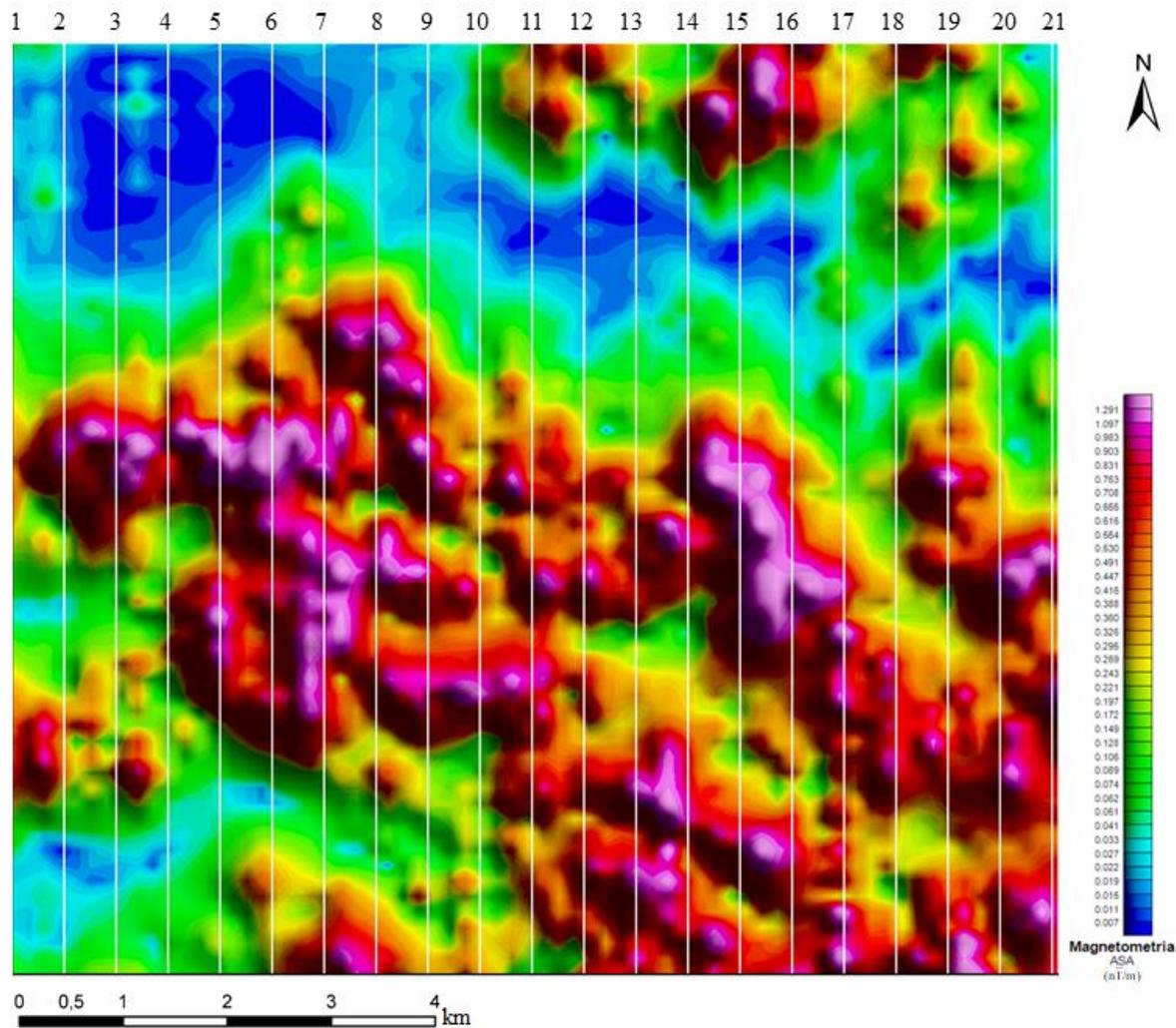
Neste sentido, para uma avaliação em subsuperfície do terreno estudado, o método geofísico mais eficaz é a magnetometria, visto que, diferentemente do método radiométrico, esta técnica não tem penetrabilidade restrita aos primeiros centímetros do solo. Através da magnetometria, é possível a coleta de dados em grandes profundidades, auxiliando na determinação das dimensões e geometria do alvo investigado.

Portanto, neste capítulo serão apresentados os resultados gerados a partir da estimativa da profundidade dos corpos magnetizados presentes na região de Presidente Olegário e Patos de Minas. O *software* utilizado para tal metodologia foi o Euler 1.0, o qual calcula estatisticamente a localização das anomalias magnéticas através da Deconvolução de Euler (2D) (Gonçalves *et al.* 2005). Por fim, como forma de representar espacialmente as soluções encontradas através da Deconvolução de Euler, confeccionou-se um modelo de visualização na plataforma *AcrScene* (*ArcGIS* 10.3) que permitiu uma análise estimada em 3D.

#### 6.1 METODOLOGIA

##### 6.1.1 Deconvolução de Euler

Para a realização da inversão dos dados geofísicos utilizando a Deconvolução de Euler, exigiu-se, inicialmente, da seleção da base de dados magnetométricos, sendo, então, o mapa temático de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) escolhido com parâmetro. Em ambiente SIG (*ArcMap* 10.3) demarcou-se uma série de 21 perfis sobre o mapa de ASA, orientados segundo direção NS e paralelos e equidistantes entre si de 500m (Figura 6.1). Posteriormente, já com a malha de perfis definida, os dados foram importados para o *software Oasis Montaj* 8.4, com o objetivo de se extrair a resposta magnetométrica de cada linha. Para isso, aplicou-se a rotina *grid profile*, gerando assim, um novo conjunto de dados. Além disso, realizou-se a conversão das informações de extensão \*.csv para o formato \*.dta.

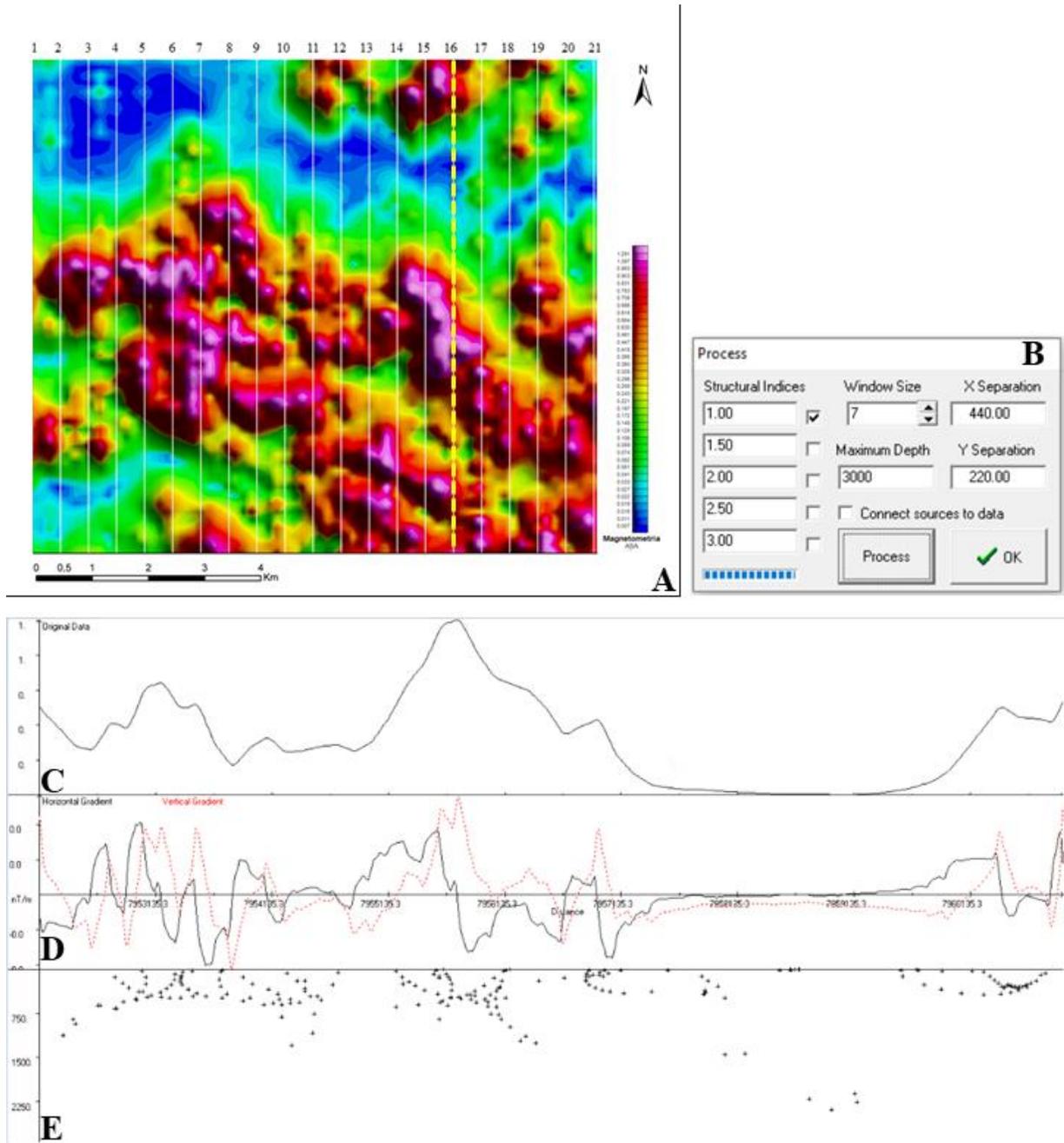


**Figura 6.1** Distribuição dos 21 perfis utilizados para a composição dos dados no Euler 1.0.

A partir do banco de dados gerados foi possível a realização do processo de inversão dos valores das anomalias magnéticas, baseado na equação de homogeneidade de Euler. O *software* empregado para tal metodologia foi o Euler 1.0, versão de acesso gratuito desenvolvida pela *School of Geosciences of University of the Witwatersrand*. Para estimar a posição em profundidade de cada fonte magnética, essa ferramenta leva em consideração fatores como a altura do levantamento aerogeofísico, a profundidade máxima, o tamanho da janela e o grupo de índices estruturais utilizados para estimar as soluções da deconvolução de Euler, que, por sua vez, devem ser informados pelo usuário ao *software*.

Neste processo, o índice estrutural utilizado foi de 1,0, o tamanho da janela de processamento igual a 7 e a profundidade máxima de 3000m, sabendo que a altura média do aerolevantamento realizado pela Codemig foi de 100m. Por fim, para cada linha NS foi gerado um perfil de visualização 2D do dado de inversão com a estimativa de profundidade das anomalias magnéticas. A Figura 6.2 exemplifica o

resultado, em perfil, para a linha 16, representando graficamente as feições anômalas, o gradiente e a profundidade estimada para o dado magnetométrico. Os demais perfis podem ser encontrados em anexo.

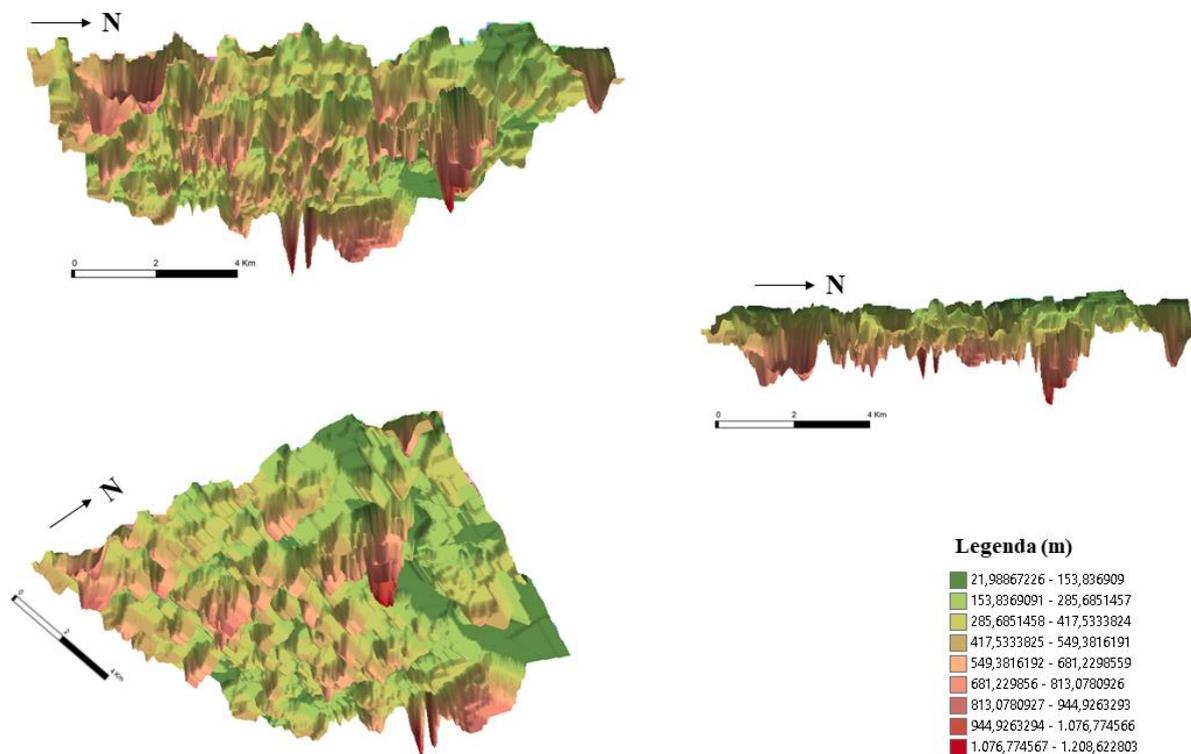


**Figura 6.2** A) Perfil 16 em destaque sobre o mapa de Amplitude do Sinal Analítico. B) Dados inseridos para a realização da deconvolução de Euler (tamanho da janela, índice estrutural e profundidade máxima). C) Dado magnetométrico, Amplitude do Sinal Analítico. D) Gradiente vertical (preto) e horizontal (vermelho) do dado magnetométrico. E) Estimativa da profundidade média do corpo que gerou a anomalia.

### 6.1.2 Integração Tridimensional

A segunda etapa de formulação do dado quantitativo consistiu na confecção de um modelo de visualização espacial (3D), que integrou os 21 perfis bidimensionais gerados no *software* Euler 1.0, a partir da extensão *ArcScene* do *ArcGIS* 10.3.

A princípio, os dados gerados segundo a Deconvolução de Euler foram importados para o *ArcGIS* 10.3, sendo cada perfil inserido em formato de *shape* para o *ArcMap*. Em seguida, utilizando a ferramenta *merge*, agrupou-se o conjunto de dados em um apenas um *shape*, favorecendo a aplicação do método de *kriging* na extensão *ArcScene*. Com base nesse método, foi possível realizar a interpolação geoestatística dos dados, chegando a uma imagem de representação 3D (Figura 6.3).

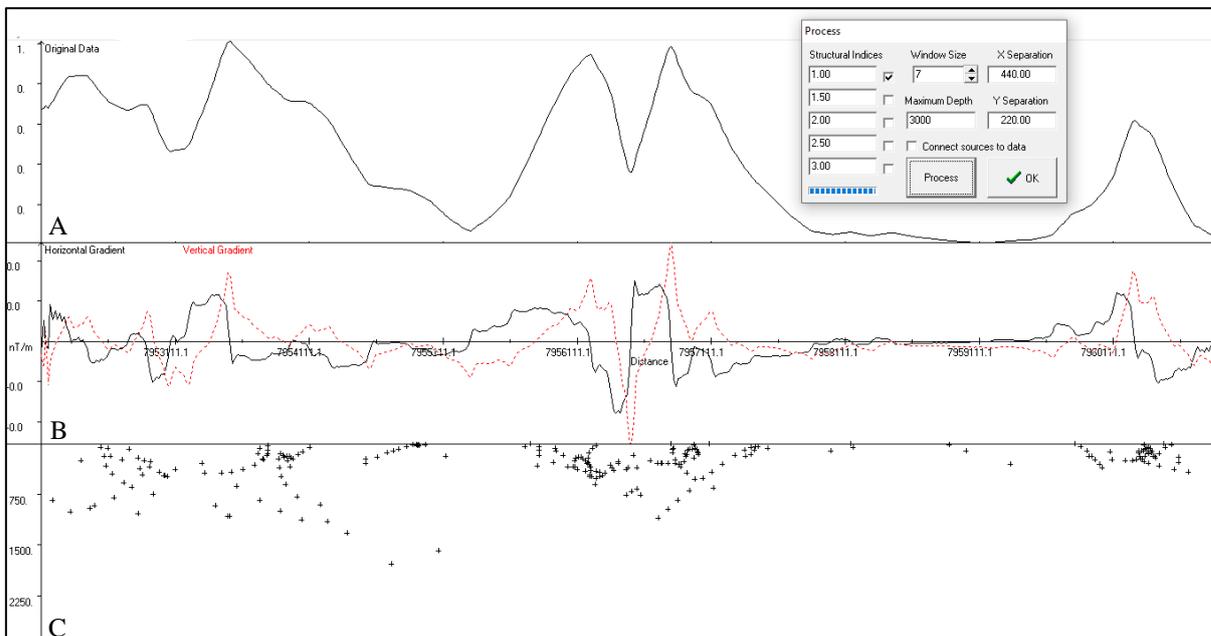


**Figura 6.3** Resultado gerado a partir da krigagem dos dados fornecidos pela deconvolução de Euler.

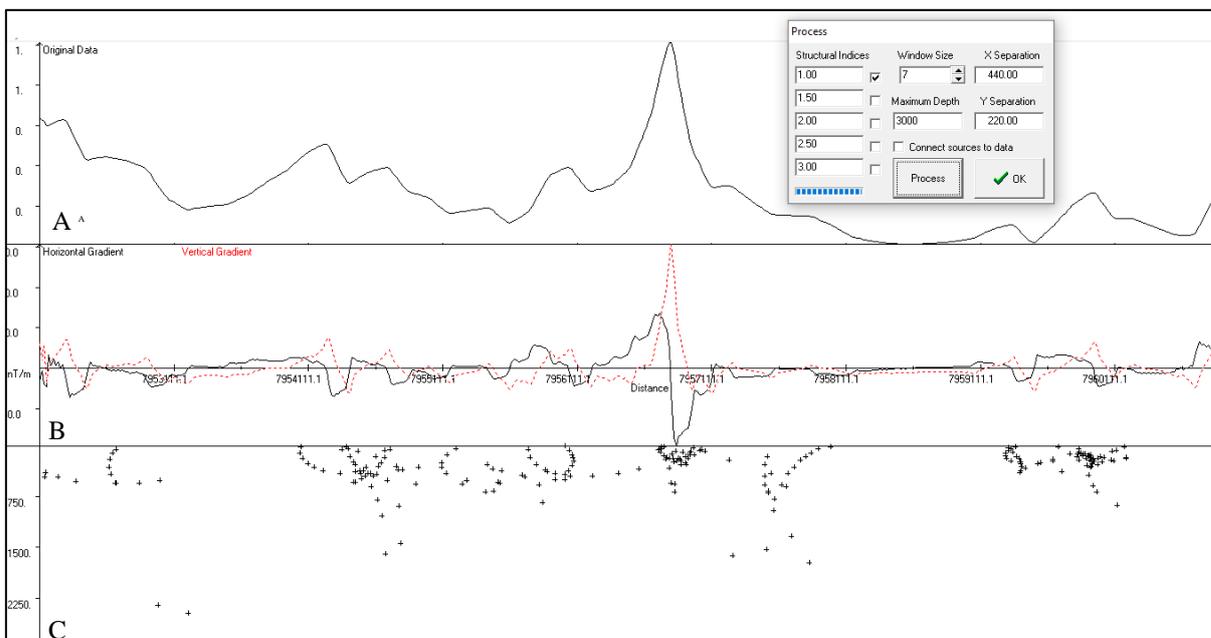
## 6.2 ANÁLISE DOS RESULTADOS

Analisando os 21 perfis gerados para a região, notou-se que a profundidade média das anomalias magnéticas fica perto dos 1.500m, representando uma área onde há intensa presença de corpos com expressivo caráter magnético em profundidade. Contudo, houve resultados observados em perfil que se destacaram dos demais, mostrando que a fonte da anomalia magnética pode atingir cerca de 2.500m de

profundidade na região. Além disso, num contexto regional, o dado magnético utilizado (Amplitude do Sinal Analítico) sempre apresentou altos valores para a susceptibilidade magnética, sendo mais uma evidência da densidade de material magnético na região. Perfis como o 14 (Figura 6.4) e 19 (Figura 6.5) exemplificam essa situação.

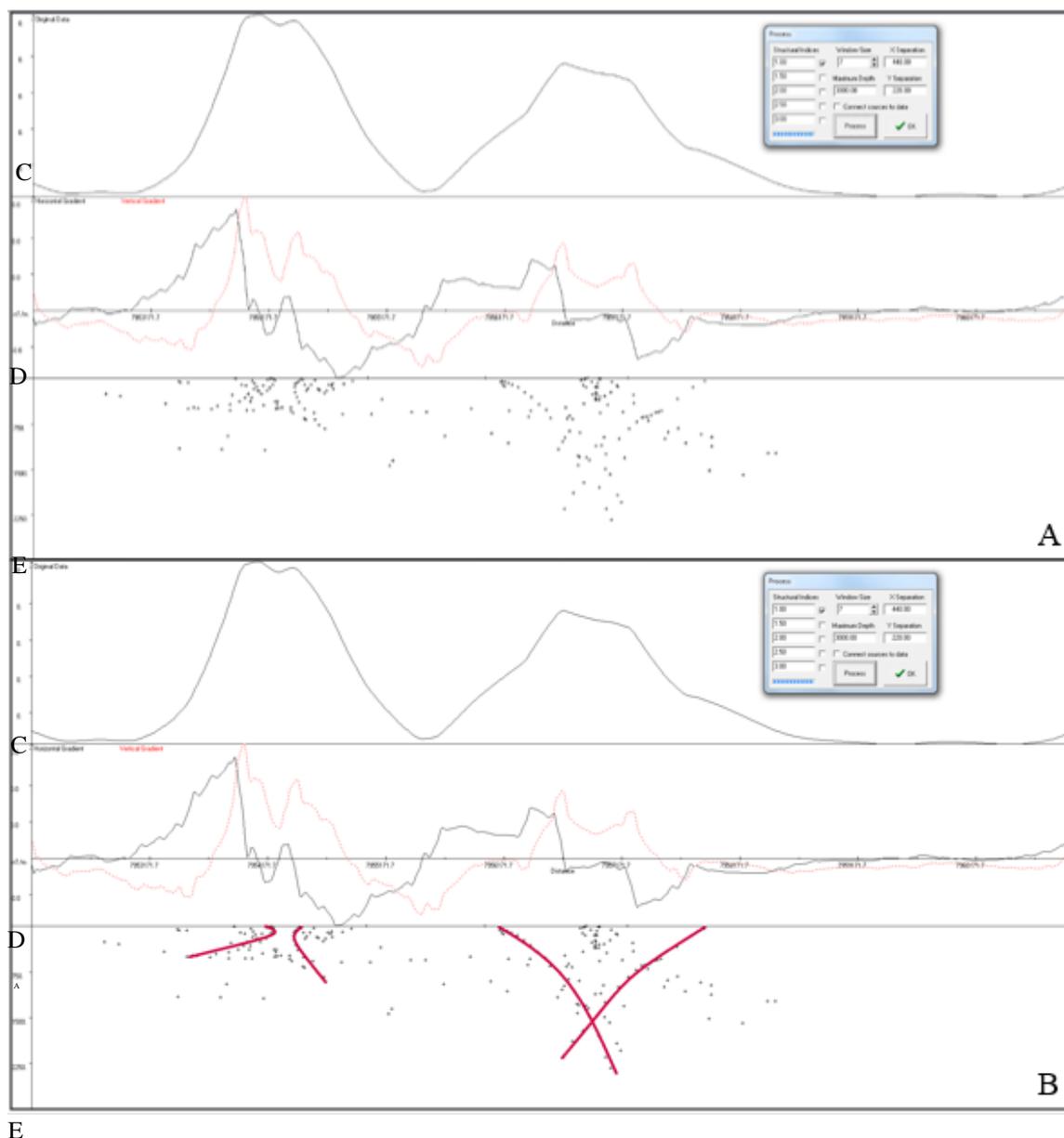


**Figura 6.4.** Perfil 14 de deconvolução de Euler. **A)** Dado magnetométrico, Amplitude do Sinal Analítico. **B)** Gradiente vertical (preto) e horizontal (vermelho) do dado magnetométrico. **C)** Estimativa da profundidade média do corpo que gerou a anomalia.



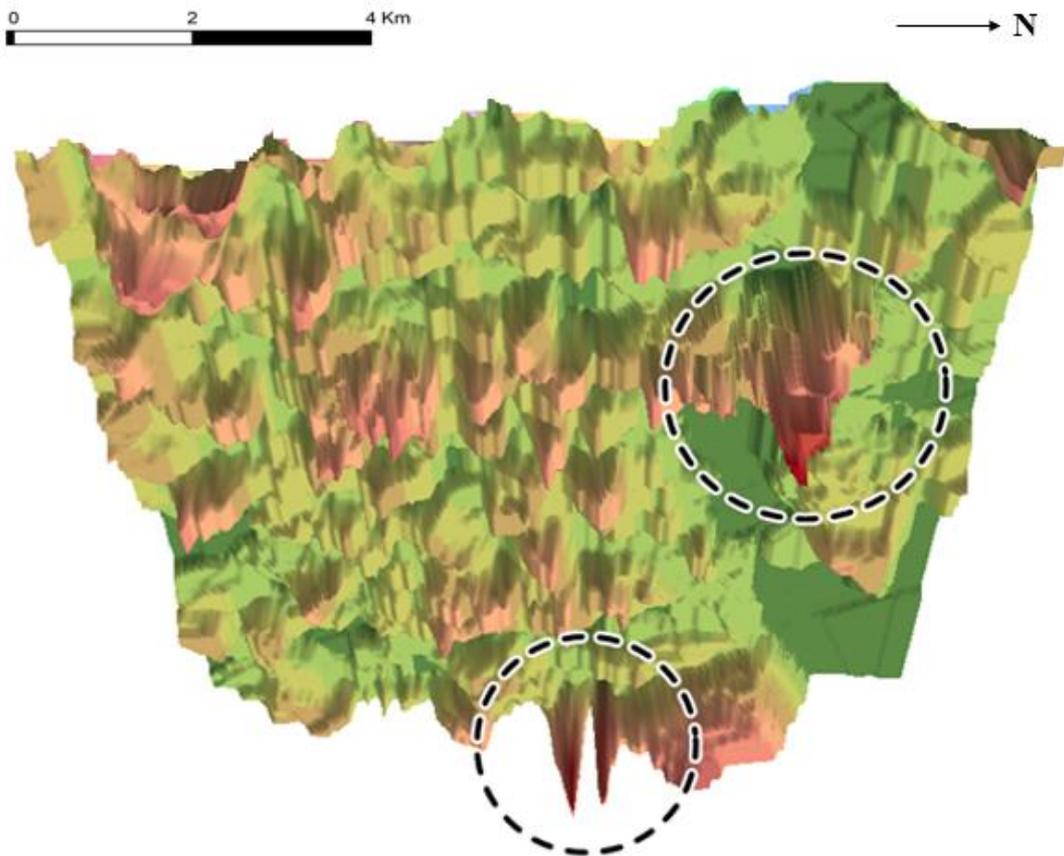
**Figura 6.5.** Perfil 19 de deconvolução de Euler. **A)** Dado magnetométrico, Amplitude do Sinal Analítico. **B)** Gradiente vertical (preto) e horizontal (vermelho) do dado magnetométrico. **C)** Estimativa da profundidade média do corpo que gerou a anomalia.

A característica das anomalias magnéticas que compõem o perfil 1, foi a que mais chamou a atenção dentre os 21 perfis gerados, considerando dois parâmetros principais: a profundidade da resposta magnética e o padrão das estruturas. Na região onde locou-se esse perfil, a profundidade estimada do corpo que gerou a anomalia passou dos 2.225m, cerca de 1km a mais que a média observada para a fonte das demais anomalias que compõem a área. Vale ressaltar, que outros perfis também atingiram esse valor para a profundidade da fonte magnética (perfis 15, 16 e 19), contudo não mantiveram um caráter de distribuição das anomalias semelhante ao observado no perfil 1. Verificou-se assim, um certo padrão no arranjo das anomalias do perfil 1, como se houvesse uma fonte magnética principal que se estendeu até a superfície originando as demais (Figura 6.6).



**Figura 6.6.** A) Perfil 1 de deconvolução de Euler. B) Destaque para a o padrão das estruturas no perfil 1. C) Dado magnetométrico, Amplitude do Sinal Analítico. D) Gradiente vertical (preto) e horizontal (vermelho) do dado magnetométrico. E) Estimativa da profundidade média do corpo que gerou a anomalia.

Observando o modelo tridimensional gerado, pode-se concluir que, em geral, toda a região de estudo abrange corpos com anomalias magnéticas significativas em profundidade. Contudo, de forma análoga, duas estruturas se destacam pela morfologia e profundidade da fonte magnética (Figura 6.7). Nos dois casos, a profundidade atingida pela anomalia magnética das estruturas variou próxima a casa dos 1.200m, tendo sua morfologia edificada a partir de um ponto principal na base que se irradia de forma circular à medida que se aproxima da superfície, como uma espécie de cone.



**Figura 6.7.** Destaque para as duas estruturas de maior profundidade observadas no modelo tridimensional.

Assim, tomando as análises realizadas a partir dos perfis de deconvolução (2D) e do modelo de visualização tridimensional gerado no *ArcScene*, pode-se concluir que, além do padrão magnético regional esperado para a área, há a ocorrência de estruturas que apresentam parâmetros particulares, que provavelmente estão associadas a evolução tectonossedimentar da bacia Sanfranciscana. Nesse sentido, torna-se indispensável a integração dos resultados aqui obtidos com a geologia do local de estudo.



## CAPÍTULO 7

### DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

---

Este capítulo consiste na integração dos dados obtidos através da análise quali-quantitativa geofísica com os dados geológicos da região de estudo. Para isso, no caso dos resultados qualitativos, sobrepôs-se, utilizando o *ArcGIS* 10.3, os mapas temáticos magnetométricos e radiométricos ao mapa litológico local, realizando uma análise comparativa das informações de acordo com a propriedade física inerente a cada método, uma vez que o contraste magnético está associado à quantidade de material magnético presente nas rochas e, a resposta, no caso do teor de Th, U e K, auxilia na delimitação dos contatos litológicos, considerando que dificilmente há unidades litológicas com as mesmas concentrações de radioisótopos.

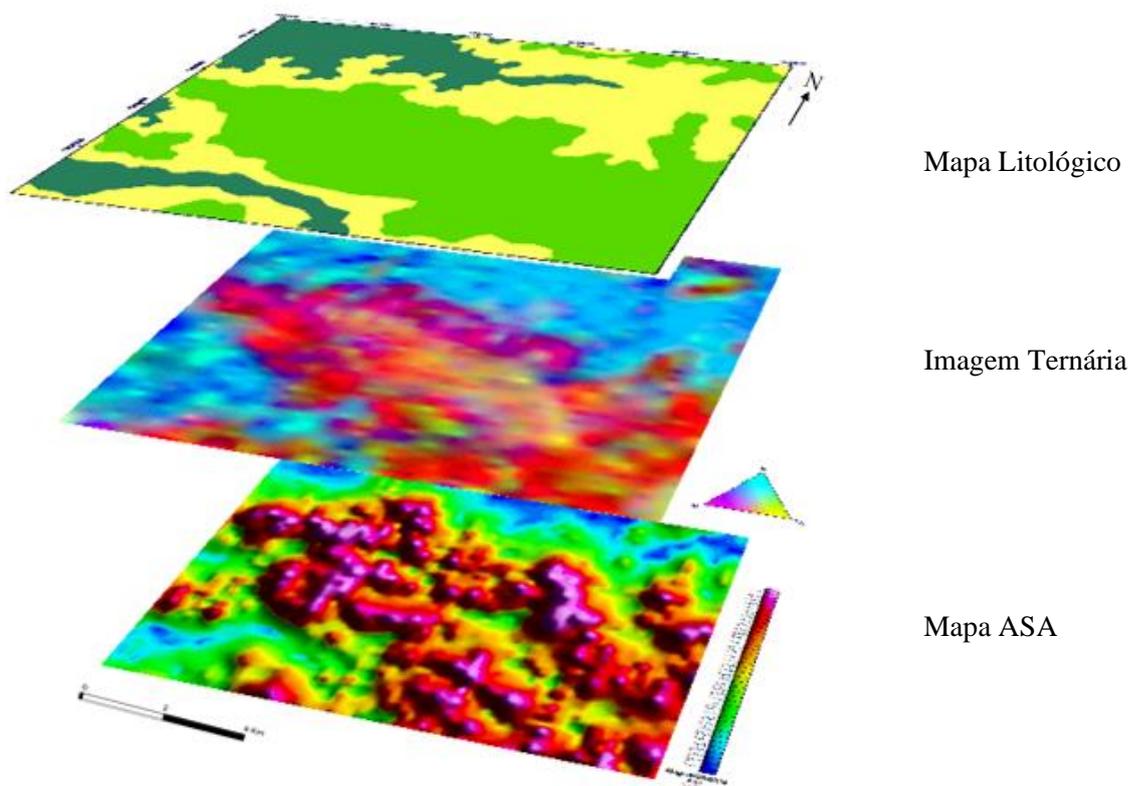
Como os dados obtidos a partir da análise quantitativa estão relacionados aos parâmetros magnéticos em subsuperfície, utilizou-se aqui, para a fase de integração, informações acerca de 55 furos de sondagem locados na região central da área de estudo. Esses dados foram cedidos pela empresa Mapear Geologia e Engenharia Ltda, a qual executa trabalhos relativos à pesquisa de fosfato, argila e titânio na zona rural do município de Presidente Olegário.

#### 7.1 RESULTADOS QUALITATIVOS

Comparando os resultados qualitativos da magnetometria e da radiometria com o mapa litológico local (Figura 7.1), percebeu-se, em primeira mão, o fato de que, tanto para o mapa de Amplitude do Sinal Analítico quanto para o mapa de Contagem Total, o contraste obtido foi bem definido em três fácies, que representam as zonas aflorantes das três unidades litoestratigráficas tratadas neste estudo.

Sobrepondo-se o mapa de Amplitude do Sinal Analítico ao mapa litológico, pode-se associar, tomando apenas o fator visual, as magnetofácies 1, 2 e 3 aos grupos Mata da Corda, Areado e Bambuí. A característica geofísica de cada magnetofácies justifica essa relação, em virtude da resposta à susceptibilidade magnética esperada para cada tipo de rocha.

As rochas de afinidade kamafugítica que compõem boa parte do Grupo Mata da Corda se enquadram na assembleia de rochas básicas e alcalinas, que representam a série com maiores valores para a susceptibilidade magnética, devido a propensão a formação de magnetita. Nos mapas magnetométricos, os complexos alcalinos apresentam uma forte anomalia positiva, chegando a altos valores para susceptibilidade magnética, o que é observado para na magnetofácies 1, onde essa propriedade atinge os maiores índices.



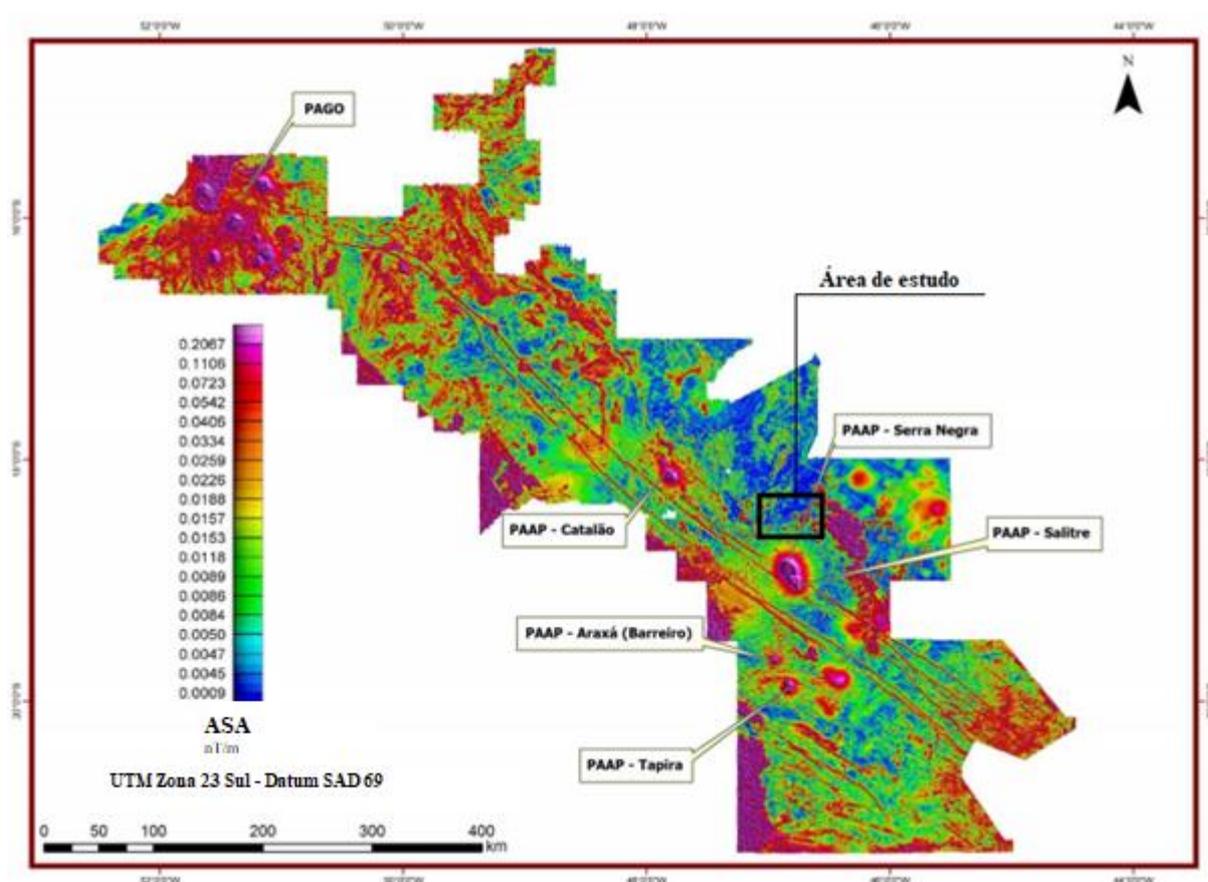
**Figura 7.1** Sobreposição dos mapas de Amplitude do Sinal Analítico, Ternário e litológico.

Por outro lado, as rochas sedimentares contêm teores irrelevantes de material magnético, com exceção das formações ferríferas, pois, em geral, os minerais magnéticos têm gênese a partir de processos magmáticos, metamórficos ou hidrotermais. Dessa forma, os grupos Areado e Bambuí representam, nos mapas magnetométricos, anomalias de mais baixa susceptibilidade magnética (magnetofácies 2 e 3). Destaca-se que, apesar de ambas as unidades serem constituídas por rochas sedimentares, os valores obtidos em resposta a susceptibilidade magnética de cada grupo foram diferentes. Isso, provavelmente, deve-se a influência do Grupo Mata da Corda em suas adjacências, o que eleva os valores para a susceptibilidade magnética no Areado.

Em geral, complexos alcalino-carbonatíticos apresentam anomalias positivas em mapas radiométricos, ou seja, apresentam altas concentrações dos isótopos de urânio (U), tório (Th) e potássio (K), porém em regiões onde ocorre enriquecimento supergênico, as concentrações de K podem indicar uma anomalia negativa em mapa, o que pode estar relacionado a alta taxa de mobilidade do potássio. Analisando tanto o mapa radiométrico de Contagem Total quanto os mapas de canais do Th, U e K, pode-se observar a relação supracitada, associando então, a radiofácies 1 ao Grupo Mata da Corda.

Analogamente, as radiofácies 2 e 3 representam os grupos Areado e Bambuí, respectivamente, sendo que os arenitos do Areado atingem um alto teor em urânio e concentrações intermediárias de Th e K e o Bambuí contrasta por seus extremos: alto K e baixo Th e U.

Ao analisar a direção dos lineamentos demarcados nos mapas de amplitude do sinal analítico (ASA) e de canal do tório, pode-se identificar três padrões preferenciais para a região. Num primeiro momento, observando o mapa de ASA, a direção preferencial que se destaca é N/S, seguida por uma forte dispersão com direção NW/SE. Por sua vez, o padrão que prevalece no mapa de canal do tório é E/W, mas também apresenta boa parte dos lineamentos com direção NW/SE. Essa dispersão observada em ambos os produtos da magnetometria e da radiometria e que marcam um padrão NW/SE está, provavelmente, associada ao conjunto de estruturas que compõem o Lineamento AZ 125° (Schobbenhaus *et al.* 1984) e o magmatismo máfico e alcalino gerado durante o Evento Orogênico Brasileiro (Gonzaga & Tompkins 1991).



**Figura 7.2** Mapa de Amplitude do Sinal Analítico destacando o Lineamento Az 125°, os principais depósitos alcalinos e a área de estudo dentro da Província Ígnea do Alto Paranaíba (Rocha 2013).

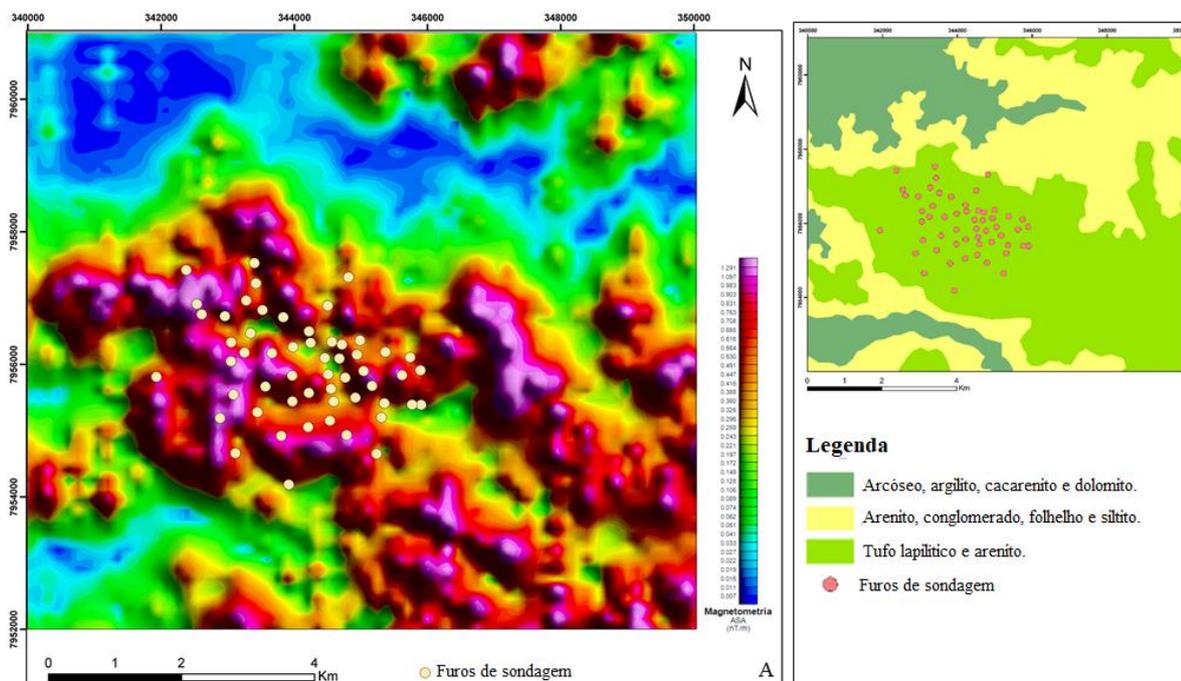
O Az 125 caracteriza um conjunto de falhas que propiciaram a ascensão de magma ultramáfico durante o Cretáceo e representa atualmente um dos maiores núcleos de formação de complexos alcalino-carbonatíticos do Brasil (Pereira *et al.* 2008). A Província ígnea do Alto Paranaíba, que engloba a região

de estudo, está intensamente associada a esse magmatismo (Figura 7.2), uma vez que, as rochas de afinidade kamafugítica que compõem o Grupo Mata da Corda foram geradas durante a atividade magmática do Cretáceo Superior (Campos & Dardenne 1997).

Isolando apenas o Grupo Mata da Corda nos mapas de lineamentos, foi possível entender a relação entre a unidade e o Az 125, já que o padrão das estruturas sobre o local assume a mesma direção que o conjunto de falhamentos associados a megaestrutura.

## 7.2 RESULTADOS QUANTITATIVOS

Entendendo, a partir dos resultados quantitativos, que as rochas com maiores valores para a susceptibilidade magnética pertencem ao Grupo Mata da Corda, pode-se determinar que as feições observadas tanto nos perfis de deconvolução quanto no modelo tridimensional são a continuação das rochas efusivas de afinidade kamafugítica em profundidade. Esse fato pode ser comprovado com base nos dados de investigação direta gerados a partir sondagem realizada na porção central da área de estudo (Figura 7.3).

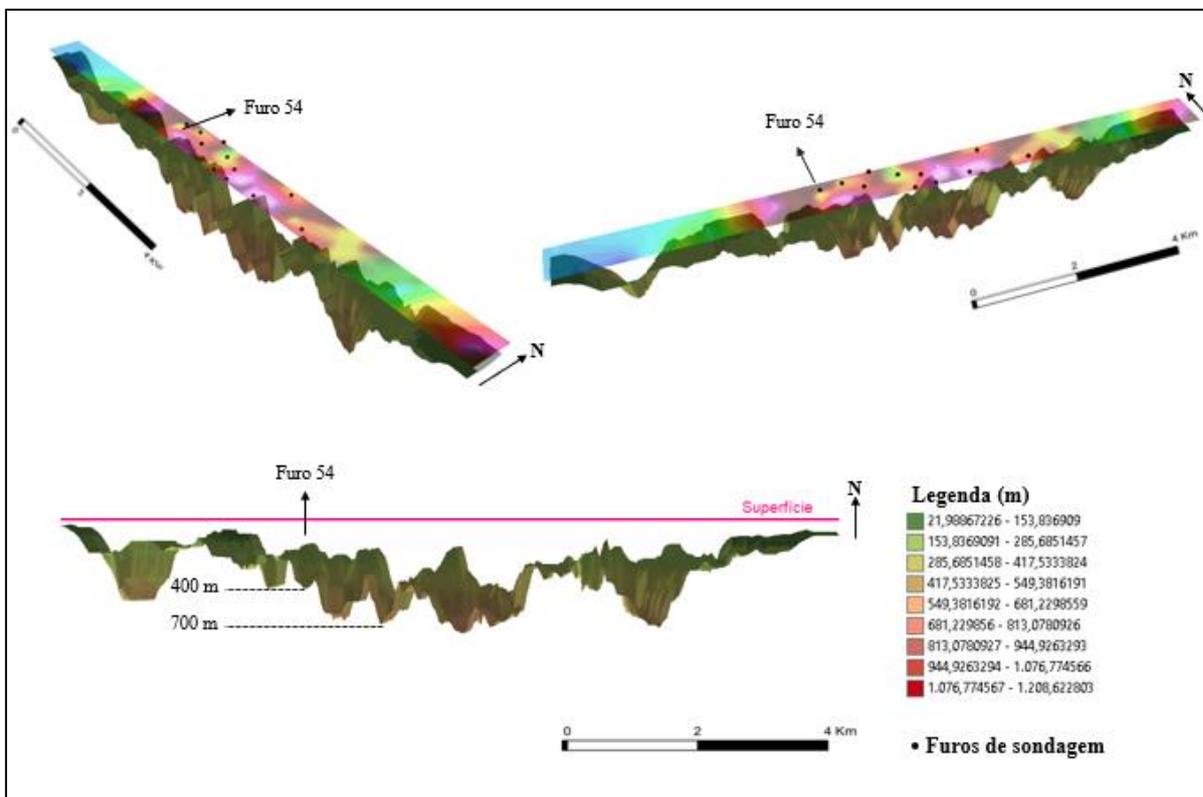


**Figura 7.3 A)** Localização dos 55 furos de sondagem cedidos por Mapear Geologia e Engenharia, sobre o mapa magnetométrico de Amplitude do Sinal Analítico. **B)** Visualização da área de locação dos furos no mapa litológico da área.

Comparando a descrição dos 55 testemunhos de sondagem com o modelo de visualização tridimensional gerado a partir dos perfis de deconvolução de Euler foi possível correlacionar as anomalias aos litotipos que compõem o Grupo Mata da Corda (Figura 7.4).

A profundidade de perfuração variou de acordo com a empresa que desenvolveu a etapa de sondagem, que somaram um total de três campanhas, sendo que os furos mais profundos atingiram o contato entre os grupos Areado e Mata da Corda perto dos 120 m, como é o caso do furo 54 (Figura 7.5). Este furo foi locado próximo ao perfil 7 de deconvolução e, nesta região há presença de uma anomalia de alta susceptibilidade magnética da superfície até atingir os 120 m de profundidade.

Contudo, tanto no perfil de deconvolução quanto no modelo de visualização tridimensional, essa anomalia magnética tem continuidade em profundidade, atingindo cerca de 500m de distância, podendo se estender até 1.000m. Neste caso, a presença do arenito logo aos 120m de profundidade não indica fielmente que a rocha kamafugítica não tem continuidade a maiores profundidades, uma vez que a região passou por eventos de abatimento e soerguimento desde o Neoproterozoico. Portanto, é plausível se considerar que as anomalias vistas em profundidade são a continuação das rochas efusivas do Grupo Mata da Corda e furos mais profundos poderiam comprovar essa situação.

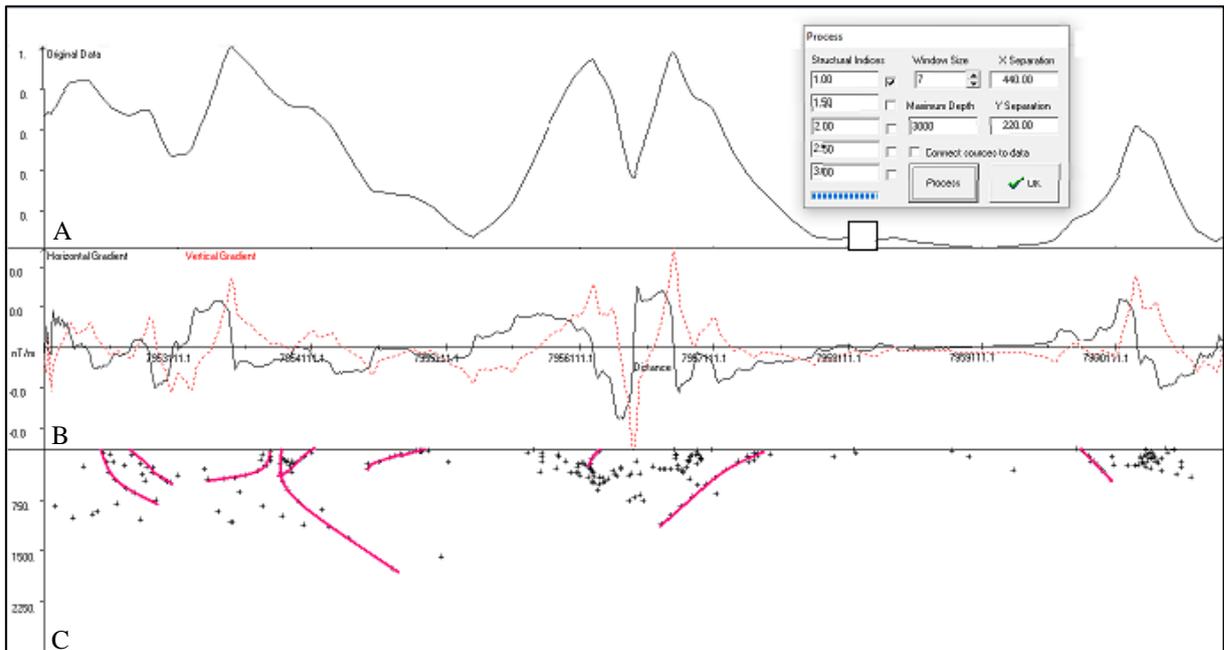


**Figura 7.4** Seções do modelo de visualização 3D da região que abrange o perfil 7 de deconvolução de Euler. Em destaque a localização do furo 54 e as profundidades atingidas pelas anomalias magnéticas próximas ao furo.

Caixa		LOG	Prof.		Descrição litológica e observações	
			De (m)	Até (m)		
<p><b>Furo nº: FS 54</b></p> <p><b>Início do Furo:</b> 08/12/2016      <b>Término do Furo:</b> 12/12/2016      <b>Sonda:</b> SANDVIK</p> <p><b>Sondagem:</b> Major Drilling      <b>Local:</b> Presidente Olegário/MG      <b>Profundidade Final(m):</b> 124,10</p> <p><b>Az:</b> 0°      <b>Inclinação:</b> 90°      <b>Cota da Boca (m):</b> 1041      <b>Coordenadas:</b> 7957283</p> <p><b>Data da Descrição:</b> 04/08/2017      <b>Descrito por:</b> Fernando Villanova e André Amorim      343478</p>						
01	S		0,00	0,80	Solo marrom argiloso.	
01 e 02	Ar		0,80	4,55	Argila laterítica de cores marrom avermelhada e ocre.	
02 a 04			4,55	10,25	Argila laterítica amarelada e ocre com manchas e bolsões marrom avermelhados.	
04 e 05			10,25	13,45	Argila laterítica amarelada e ocre com esparsos nódulos ferruginosos.	
05 a 08	LA		13,45	21,70	Canga conglomerática com clastos de goethita e porções caulinizadas.	
08 a 11	KR		21,70	29,25	Kamafugito alterado em tons de vinho, marrom avermelhado e róseo, com bolsões talcificados e/ou caulinizados. A011 apresentou reação fraca ao teste de fosfato.	
11 e 12	KR		26,25	32,15	Transição KR - KE em tons de róseo e verde, com grãos milimétricos cor vinho e verde, amígdalas e vesículas milimétricas de cores branco e rosa claro. Fraturas preenchidas por manganês. A013 teste fosfato negativo.	
12	KE		32,15	34,50	Kamafugito esverdeado com grãos milimétricos na cor vinho, fraturas preenchidas por material verde pistache e manganês. Percolações de material esbranquiçado. A015 teste de fosfato negativo.	
13			34,50	37,00	Kamafugito de textura brechóide com fragmentos milimétricos a centimétricos de tufo esverdeado (KE) percolados por material róseo avermelhado a esbranquiçado. A017 teste de fosfato negativo.	
14 e 15			37,00	41,50	Kamafugito verde acinzentado com grãos milimétricos esverdeados, acastanhados e vinhos. Fraturas preenchidas com material verde, branco e manganês. Esparsas percolações róseo-avermelhadas.	
15 e 16			41,50	45,95	Kamafugito esverdeado, de 41,50m a 42,10m exibe textura brechóide com fragmentos da própria rocha percolados por material róseo e branco que tem reação positiva ao teste para fosfato. Grãos cor vinho e percolações brancas e em menor proporção percolações vinho amarronzadas.	
17 a 19			45,95	54,50	Kamafugito esverdeado com grãos esverdeados, alguns com auréola de alteração na cor vinho. Fraturas preenchidas por material alaranjado e verde pistache. Percolações de cor branca. A029 reage fracamente ao teste para fosfato.	
20 a 23			54,50	65,25	Kamafugito esverdeado com grãos cor verde e vinho. Trechos brechóides são percolados por material branco e róseo. Fraturas com material alaranjado e algumas com manganês. A033 reage positivamente ao teste para fosfato.	
23 a 25			65,25	69,90	Kamafugito esverdeado permeado por material branco e com amígdalas brancas milimétricas. A038 - rocha fresca com textura de fluxo com material amarelado e vinho avermelhado percolante. Matriz afanítica com cristais de piroxênio e olivina e cristais retangulares alongados, visíveis com lupa. Cristais perfazem entre 10% e 30% da rocha. A037 e A038 reagem positivamente ao teste para fosfato.	
25 a 29			69,90	80,80	Kamafugito verde acinzentado, semi-fresco, com grãos milimétricos de cor vinho. Fraturas com material oxidado e esparsas percolações de cor branca.	
29 a 36		K		80,80	102,90	Tufo vulcânico com variação textural ao nível centimétrico. Cristais perfazem entre 30% e 50% da rocha, chegando a 0,5cm de comprimento. Formas lembram olivinas e piroxênios. Ocorrem manchas disformes, brancas com borda esverdeada, aparentemente amígdalas deformadas por fluxo. Em trechos brechóides os cristais aparecem alterados para cor vinho.
37 a 40				102,90	111,70	Tufo verde claro com cristais marrons e vinhos perfazendo entre 10% e 30% da rocha. Percolações marrom avermelhadas fazem a rocha ter um tom avermelhado. Fraturas e percolações calcíticas de espessura milimétrica.
40 e 41			111,70	114,90	Tufo verde claro acima descrito com intercalações de tufo cinerítico lítico, acinzentado, com fragmentos milimétricos a centimétricos de lapilli e cristais, rocha magnética.	
41 e 42			114,90	117,85	Intercalações entre lapilli tufo, tufo cinerítico e arenito. O arenito é róseo avermelhado, fino, bem selecionado, com grãos subarredondados e com bombas vulcânicas.	
42	Qz		117,85	119,50	Arenito róseo avermelhado, bem selecionado, com grãos arredondados e bombas vulcânicas. Porções marmorizadas.	
43 e 44	Qz		119,50	124,10	Arenito avermelhado, com bombas vulcânicas, bem selecionado, grãos arredondados, e estruturas dobradas, laminações concêntricas e lenticulares.	

**Figura 7.5** Boletim de descrição do testemunho recuperado no furo 54. Nota-se a presença do kamafugito (tufo) até os 117,85 m (dados cedidos por Mapear Geologia e Engenharia).

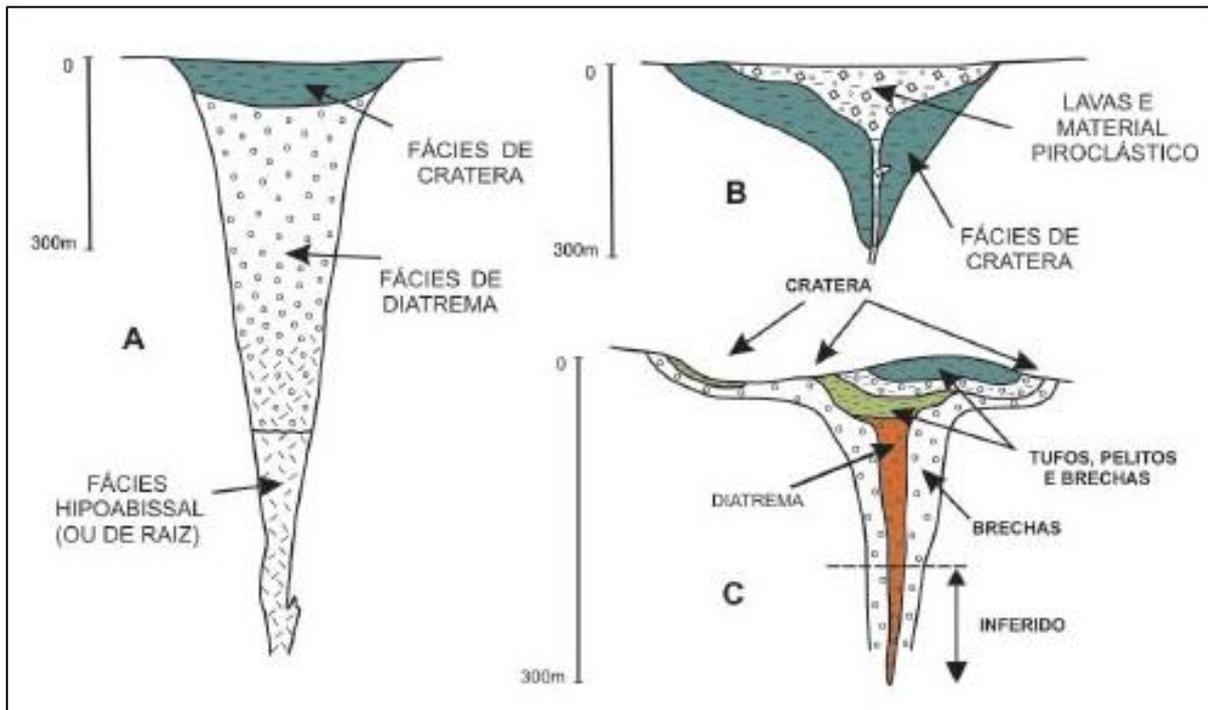
Em alguns perfis de Euler foi possível observar assinaturas retilíneas, profundas e contínuas, o que sugere a presença de estruturas de falhamentos (Figura 7.6). Essas estruturas são o resultado do caráter regional da área, em profundidade, e mostram como a ascensão do magma alcalino que gerou os litotipos vulcânicos do Grupo Mata da Corda está subordinada a esse padrão estrutural.



**Figura 7.6** Falhamentos observados no perfil 14 de deconvolução de Euler. **A)** Dado magnetométrico, Amplitude do Sinal Analítico. **B)** Gradiente vertical (preto) e horizontal (vermelho) do dado magnetométrico. **C)** Estimativa da profundidade média do corpo que gerou a anomalia.

As duas principais anomalias observadas no modelo de visualização tridimensional, analisando o conjunto geometria, profundidade, geologia local e regional, podem ser interpretadas como diatremas, pois apresentam-se como estruturas cônicas de mais de 1km de profundidade. Esses corpos estão associados a magmas explosivos e ricos em voláteis, que ascendem à superfície em alta velocidade. O exemplo mais representativo são dos kimberlitos, que se formam brechados em chaminés a partir da ascensão de magma do manto astenosférico (Smith & Skinner 1984).

Os depósitos primários formados por kimberlitos podem ser divididos em três fácies principais (Figura 7.7), de acordo com a morfologia e petrologia do corpo: kimberlito de cratera, de diatrema e abssal (de raiz). A fácies de cratera está relacionada a superfície e a subsuperfície da chaminé vulcânica, onde ocorrem rochas piroclásticas, em resultado da explosão do magma, e epiclásticas, que são sedimentos formados a partir do retrabalhamento das rochas piroclásticas. Em maiores profundidades ocorrem as fácies de diatrema e de raiz, sendo a primeira relacionada principalmente a morfologia do corpo (em forma de cone invertido) e a segunda pela presença de texturas mais cristalinas nas rochas (Smith & Skinner 1984).



**Figura 7.7** Esquema simplificado relacionando as facies de um kimberlito a sua morfologia e petrologia (Chaves *et al.* 2009, Smith & Skinner 1984).

Assim, nota-se uma semelhança entre a gênese dos kimberlitos às rochas de afinidade kamafugítica da região, já que a assinatura de ambos os magmas geradores é similar, caracterizado por ser ultramáfico, potássico e rico em voláteis. Nesse contexto, as estruturas cônicas observadas no bloco diagrama 3D e o padrão das estruturas vistas no perfil 1 de Euler são características do tipo de depósito. Além disso, outros fatores embasam essa questão, como o fato do Grupo Mata da Corda ser definido por rochas piroclásticas (Formação Patos) e epiclásticas (Formação Capacete).

## CAPÍTULO 8

### CONCLUSÕES

---

Uma vez que as rochas pertencentes ao Grupo Mata da Corda são classificadas como alcalinas básicas e apresentam significativas concentrações de minerais magnéticos, pode-se concluir que os melhores métodos geofísicos a serem aplicados para a investigação dessas litologias são a magnetometria e a radiometria.

Neste caso, tanto a magnetometria, quanto a radiometria foram utilizadas em paralelo, como forma de obter resultados mais significativos. Na prospecção geofísica, ambos os métodos serviram como base para o mapeamento mais superficial das rochas vulcânicas e epiclásticas do Grupo Mata da Corda, bem como seu contato com os sedimentos dos grupos Areado e Bambuí. Em mapa, as rochas de afinidade kamafugítica apresentaram anomalia positiva para o método magnetométrico (presença de magnetita titanífera), sendo que as demais unidades (Grupo Areado e Grupo Bambuí) apresentaram uma resposta oposta, pois não contém concentrações anômalas de nenhum mineral magnético. Os mapas radiométricos, por sua vez, evidenciaram altas anomalias nos canais de urânio (U) e tório (Th) nas áreas de ocorrência do Grupo Mata da Corda. A radioatividade nesta situação, deriva da presença de U e Th em certos minerais componentes das rochas efusivas, como a apatita. As maiores anomalias de potássio (K) foram encontradas nas regiões que abrangem os grupos Areado e Bambuí.

Além do mais, a partir da análise geofísica foi possível extrapolar o modelo estrutural da área de estudo para um âmbito regional, tornando-se justificável associar ao padrão de lineamentos NW/SE demarcados em mapa ao conjunto de estruturas relacionadas ao Az 125. Assim, as assinaturas observadas nos perfis de Euler também estão relacionadas a esse fato, já que as estruturas semelhantes a falhas provavelmente foram favoráveis a ascensão do magmatismo ativo durante a abertura do Atlântico Sul e dispersão do Supercontinente Gondwana. Essa relação é de extremo interesse no que diz respeito a pesquisa mineral, visto que o Lineamento Az 125° é o ponto focal de investigação de depósitos alcalino-carbonatíticos no Brasil, abrigando inúmeras províncias diamantíferas e reservas de elementos terras raras (ETR), nióbio, titânio e agrominerais.

Contudo, não se pode desconsiderar o padrão de direção preferencial dos lineamentos N/S no mapa ASA e E/W no mapa de canal do tório. Como a região está inserida na sub-bacia Abaeté e passou por diversos processos de abatimento e soerguimento no período compreendido entre o Neoproterozoico e o Neocretáceo, os padrões estruturais também estão relacionados a este fato.

Para uma avaliação em subsuperfície do Grupo Mata da Corda, a magnetometria se mostrou o método geofísico mais eficiente, pelo fato de favorecer a aplicação de métodos como a Deconvolução

de Euler, que exprime de forma implícita a profundidade das anomalias magnéticas. Com isso, pode-se interpretar parâmetros como a natureza de formação das rochas pertencentes a série dos kamafugitos e sua relação com as demais assembleias ultramáficas potássicas, como os kimberlitos.

Por fim, a diferença encontrada entre a profundidade das anomalias magnéticas vistas no modelo de visualização 3D e as informações contidas nos testemunhos de sondagem não deve ser utilizada como forma de invalidar o procedimento geofísico, para isso, recomenda-se maiores estudos no local.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Alkmim, F. F., Brito-Neves, B. B., Castro-Alves, J. A. 1993. Arcabouço tectônico do craton do São Francisco - Uma revisão. In: "O Craton do São Francisco", Reunião Preparatória do II Simpósio sobre o Craton do São Francisco, ed. J. M. L. Dominguez e A. Misi, Soc. Bras. Geologia, SGM, Cons. Nac. Pesquisas, Salvador, 45-62p.
- Alkmim F. F. & Martins-Neto M. A. 2001. A bacia intracratônica do São Francisco: arcabouço estrutural e cenários evolutivos. In: Pinto C. P. & Martins-Neto M. A (Eds). *Bacia do São Francisco – Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG-MG, 9-30p.
- 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(1), 127–139p.
- Alkmim, F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e suas revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: Mantesso-Neto, V. et al. (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 17-35p.
- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, *Anais*, 29- 46p.
- Amaral, G.; Kawashita, K. 1967. Determinação da idade do Grupo Bambuí pelo método Rb/Sr. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 21, Curitiba. *Anais*, 214-217p.
- Blakely, R. J., 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*: Cambridge Univ. Press, New York, 441 p.
- Blakely, R. J., Connard, G. G., and Curto, J. B.: *Tilt Derivative Made Easy*, Geosoft Technical Publications, 4, 2016.
- Campos J.E.G & Dardenne M.A. 1997. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Rev. Bras. Geoc.*, 27(3):283-294.
- Chaves, M. L. S. C.; Andrade, K. W.; Moreira, L. A. 2009. A intrusão diamantífera Abel Régis (Carmo do Paranaíba, MG): kimberlito ou lamproíto? *Rev. Esc. Minas*, vol.62, no.4, Ouro Preto.
- Chiavegatto J.R.S.1992. *Análise estratigráfica das seqüências tempestíticas da Formação Três Marias (Proterozóico Superior), na porção meridional da Bacia do São Francisco*. MS Dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 216 p.
- CODEMIG – COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO DE MINAS GERAIS 2009. Belo Horizonte: Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Área 7, Patos de Minas-Araxá-Divinópolis. Belo Horizonte: 11 DVDs.
- Costa M.T. & Branco 1961. Roteiro para a excursão Belo Horizonte - Brasília. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia, 14*, Belo Horizonte, EEUFMG-Instituto de Pesquisas Radioativas, Publicação 15, 25 p.
- Costa M. T. & Grossi Sad J. H. 1968. O Cretáceo em Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 22, Belo Horizonte. *Resumo das Comunicações*, 23-36.
- Dardenne M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, *Anais*, v. 2, p. 597-610.
- Felgate M.R. 2014. *The petrogenesis of Brazilian kimberlites and kamafugites intruded along the 125° lineament: improved geochemical and geochronological constraints on magmatism in Rondonia and the Alto Paranaíba Igneous Province*. PhD Thesis, School of Earth Sciences, University of Melbourne, 275p.
- Gonçalves, L. C.; Moraes, R. A. V.; Dantas, E. L.; Pires, A. C. B. 2005. Deconvolução de Euler: nova perspectiva para a interpretação 3D de estruturas geológica. In: *International Congress of the Brazilian Geophysical Society*, 9, Salvador, *Brasil*, 11-14p.
- Gonzaga, G. M.; Tompkins, L. A. 1991. Geologia do Diamante. In: Schobbenhaus, C.; Queiroz, E. T.; Coelho, C. E (editores). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil, Volume IV, Parte A, Gemas e Rochas Ornamentais*. DNPM/CPRM.
- Hasui, Y. & Cordani, U.G. 1968. Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: Congresso Brasileiro De Geologia, 22., Belo Horizonte, *Anais*, SBG, 139-143.

Hasui Y., Sadowski G. R., Suguio K., Fuck G. F. 1975. The Phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais state. *Anais, Acad. Bras. Ciên.*, 47(3/4):431-438.

Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *In: 1º. Workshop sobre neotectônica e sedimentação Cenozóica continental no sudeste brasileiro. SBG Núcleo Minas Gerais. Belo Horizonte*, 1-31p.

Holmes A. 1950. *Petrogenesis of katungite and its associates*. *Am. Miner.* 35:772-792p.

Iglesias M. & Uhlein A. 2009. Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozoicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, 39(2):256-266p.

Kattah S. S. 1991. *Análise faciológica e estratigráfica do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior na porção meridional da Bacia Sanfranciscana, oeste do estado de Minas Gerais*. MS Dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 127 p.

Kawashita, K; Mizusaki, A.M.P.; Chang, H.K. 1987. Razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em sedimentos carbonáticos do Grupo Bambuí (MG). *In: Congresso Brasileiro De Geologia*, 1, Porto Alegre, *Anais*, v.1,133-137p.

Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. 2009. Geofísica de exploração. *Oficina de Textos*, 1: 438p.

Kingston, D.R., Dishroon, C.P., Williams, P.A. 1983. Global basin classification system. *AAPG Bulletin*, 67:2175-2193p.

Ladeira, E. A. & Brito, O. E. A. 1968. Contribuição à geologia do Planalto da Mata da Corda. *In: Congresso Brasileiro De Geologia*, 22., Belo Horizonte, *Anais*. Belo Horizonte, SBG, 181-199p.

Melo, A.C.; Santos, R.B.; Carlos, D.U.; Neto, C.F.P.; Barbosa, V.C.F. 2011. Filtro de Redução ao Pólo: Potenciais e Limitações, resumos *da Reunião Global da SEG*: 604-609.

Melo, M. G. 2012. *A origem do fosfato nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Mata da Corda nas regiões de Patos de Minas e Presidente Olegário, MG*. MS Dissertation, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 168p.

Mendonça, C. A.; Silva, J. B. C., 1992. Reduction to the pole at low magnetic latitude using a stabilized filter. *SEG Expanded Abstracts* 11, 540-543p.

Minty, B. R. S. 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*.

Pereira, R. M.; Roza, T.; Castro, C.; Neumann, R.; Brot, P.; Karfunkel, J.; Sgarbi, G. N. 2008. Dispersão da Picroilmenita: Estudo de Caso Aplicado ao Kimberlito Cancã, Ilícinea, Minas Gerais. *Geociências*, 27(1): 79-86.

Pimentel, M. M. et al. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U-Pb sedimentary provenance data: a review. *Journal of South America Earth Sciences*, v.31, p.345-357.

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

Ribeiro, V. B.; Mantovani, M.; Louro, V. H. A. 2015. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terrae Didática*, v. 10, n. 1, 29p.

Rocha, L. G. M. 2013. Caracterização magnética da porção central do Lineamento Azimute 125°. PhD Tesis, Universidade de Brasília, Brasília, 181p.

Rodrigues, J. B. 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí: um estudo de zircões detriticos e idades modelos Sm-Nd. PhD Tesis, Universidade de Brasília, Brasília.

Scorza F. P. & Santos R. S. 1955. Ocorrência de folhelho fossilífero Cretáceo no município de Presidente Olegário, Minas Gerais. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min. DNPM. 27p. (Boletim. 155).

Sgarbi G. N. C. 1989. *Geologia da Formação Areado. Cretáceo Inferior a Médio da Bacia Sanfranciscana, Oeste do Estado de Minas Gerais*. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 324p.

Sgarbi G. N. C. 1991. Arenitos eólicos da Formação Areado (Bacia Cretácea do São Francisco): caracterização, diagênese e aspectos químicos. *Rev. Bras. Geoc.* 21(4):342-354p.

Sgarbi G. N. C., Sgarbi P. B. A., Campos J. E., Dardenne M. A., Penha U. C. 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. *In: Pinto C. P. & Martins-Neto M. A. Bacia do São Francisco – Geologia e Recursos Naturais*. Belo Horizonte, SBG-MG, 93-138p.

Sgarbi, P.B.A. & Valença, J.G. 1991. Petrography and general chemical features of potassic mafic to ultramafic alkaline volcanic rocks of Mata da Corda Formation, Minas Gerais State, Brazil. *In: International Kimberlite Conference, 5, Anais*, Brasil. 359-360p.

Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R. Asmus, H.E.1984. (Coords.). *Geologia Do Brasil*. Brasília, Dnrm, 501p.

Silva A.J.P., Lopes R.C., Vasconcelos A.M., Bahia R.B.C. 2003. Bacias sedimentares paleozóicas e meso-cenozóicas interiores. *In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília, Serviço Geológico do Brasil – CPRM/MME, p.55-85.

Smith, B.H.S. & Skinner, E.M.W. 1984. Diamondiferous lamproites. *Journal of Geology*, v.92, 433-438p.

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

Uhlein A. 1991. *Transição Cráton-Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais*. Aspectos estratigráficos e estruturais. PhD Tesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 259.

Uhlein, A., Baptista, M. C., Seer, H. J., Caxito, F. A., Uhlein, G. J., Dardenne, M. A. 2011. A Formação Lagoa Formosa, Grupo Bambuí (MG): Sistema Depositional de Leque Submarino em Bacia de Ante-País. *Geonomos*, 19(2), 163-172p.



# Apêndices

## Apêndice I. Perfis bidimensionais de deconvolução de Euler.

