



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



**TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO**

**INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DA PORÇÃO CENTRO-NORTE DO  
ORÓGENO ARAÇUAÍ**

Arthur Lima Hochleitner

MONOGRAFIA Nº 217

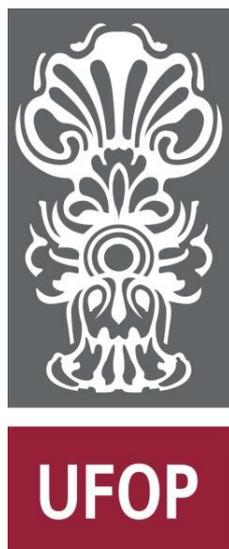
Ouro Preto, Maio de 2017



---

**INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DA PORÇÃO  
CENTRO-NORTE DO ORÓGENO ARAÇUAÍ**





## **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. José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

### **DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

#### *Chefe*

Prof. Dr. Luís Antônio Rosa Seixas



**MONOGRAFIA**

**Nº 217**

**INTEGRAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA DA PORÇÃO  
CENTRO-NORTE DO ORÓGENO ARAÇUAÍ**

**Arthur Lima Hochleitner**

*Orientador*

Prof. MSc. Thiago José Augusto Madeira

*Co-Orientadora*

Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Maria Silvia Carvalho Barbosa

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2016/2.

**OURO PRETO**

**2017**

---

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: Arthur Lima Hochleitner

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

H685i Hochleitner, Arthur Lima.  
Integração geológica-geofísica da porção centro-norte do Orógeno Araçuaí  
[manuscrito] / Arthur Lima Hochleitner. - 2016.

65f.: il.: color; grafs; tabs; mapas.

Orientador: Prof. Dr. Thiago José Augusto Madeira.  
Coorientadora: Profa. Dra. Maria Silvia Carvalho Barbosa.

Monografia (Graduação). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de  
Minas. Departamento de Geologia.

1. Geofísica. 2. Orógeno Araçuaí (MG). I. Madeira, Thiago José Augusto. II.  
Barbosa, Maria Silvia Carvalho. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV.  
Titulo.

CDU: 550.3(815.1)

Catálogo: [ficha@sisbin.ufop.br](mailto:ficha@sisbin.ufop.br)



## Ficha de Aprovação

---

### TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**TÍTULO:** Integração Geológica-Geofísica da Porção Centro-Norte do Orógeno Araçuaí.

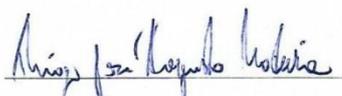
**AUTOR:** ARTHUR LIMA HOCHLEITNER

**ORIENTADOR:** Prof. Thiago José Augusto Madeira

**Aprovada em:** 19 de maio de 2017

#### BANCA EXAMINADORA:

Prof. Thiago José Augusto Madeira



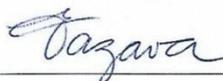
DEGEO/UFOP

Prof. Marcos Tadeu de Freitas Suito



DEGEO/UFOP

Prof. Edison Tazava



DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 19/05/2017



## Agradecimentos

---

Sou eternamente grato a meus pais, Willy e Renê, que sempre dedicaram suas vidas para que seus filhos conseguissem ter um ensino de qualidade e um futuro profissional. Por esse motivo, eles são responsáveis pela minha coragem, força, determinação e realização dos meus sonhos. Agradeço a meus irmãos, Lara e Willy, pelos conselhos, carinho e compreensão. A todos os meus familiares de Goiânia, Crixás, Brasília, Juiz de Fora e São Paulo.

Aos amigos de Goiânia, Victor e Layon. A turma do Eschwege 2016. A turma de geologia UFOP 10.2. Ao LOPAG, laboratório de geocronologia da UFOP. A todos os amigos da geologia, em especial, Obséquio, Javaporco, Zorlof, Beijo, Bigode, Azeite, Magda, Flatulento, NasDuas, Malaka, Marcela, Trups, Pagagá, Pig, Truala, Lula, Vigarista, Leon, Jhony, Normal, Rosana, Hugo e Jessica.

Aos professores Maria Sílvia e Thiago, pela orientação. Ao aprendizado de campo e discussões geológicas com o professor Max e o doutorando Marco Paulo. A todos da Votorantim e WCA, que contribuíram cada um de alguma forma para o meu crescimento pessoal e profissional. Ao programa do governo brasileiro, “Ciência sem Fronteiras” que proporcionou um crescimento profissional através do *PEP* e da *The University of Adelaide* e pessoal inimaginável.

Aos grandes amigos que a cidade de Ouro Preto, histórica, me forneceu. A todas as repúblicas amigas, principalmente, Castelo, Poleiro, Bico Doce, Feitiço, 171, Patotinha, Tabu, GO e Deuses que compartilharam comigo os melhores momentos de Ouro Preto. A grandiosa República Hospício, seus atuais moradores, ex-alunos e homenageados, que mais que amigos, uma família.

Por fim, agradeço ao Departamento de Geologia, a Escola de Minas e a Universidade Federal de Ouro Preto, por terem me proporcionado um ensino público superior de qualidade durante toda a minha graduação.



# SUMÁRIO

---

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
1.1	APRESENTAÇÃO	1
1.2	LOCALIZAÇÃO	1
1.3	OBJETIVOS	2
1.4	JUSTIFICATIVA	2
1.5	MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.5.1	Revisão bibliográfica	3
1.5.2	Banco de dados	3
1.5.3	Análise qualitativa	4
1.5.4	Análise quantitativa	5
<b>2</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</b>	<b>7</b>
2.1	INTRODUÇÃO	7
2.2	QUADRO ESTRATIGRÁFICO	7
2.2.1	Grupo Macaúbas	8
2.2.2	Formação Salinas	11
2.3	CONTEXTO TECTÔNICO	13
2.3.1	Evolução tectônica do orógeno Araçuaí	13
2.3.2	Estruturas regionais	14
2.4	LITOLOGIAS LOCAIS	17
2.4.1	Formação Chapada Acauã	17
2.4.2	Intrusões máficas	17
2.4.3	Coberturas detrito-lateríticas	18
2.5	GEOLOGIA ESTRUTURAL LOCAL E SUAS CORRELAÇÕES COM O ARCABOUÇO TECTÔNICO REGIONAL	19
<b>3</b>	<b>MÉTODOS GEOFÍSICOS</b>	<b>27</b>
3.1	INTRODUÇÃO	27
3.2	MAGNETOMETRIA	27
3.2.1	Introdução	27
3.2.2	O campo magnético terrestre	27
3.2.3	Magnetismo das rochas e minerais	28
3.2.4	Tratamento e filtragem dos dados	29
3.2.5	Deconvolução de Euler	31
3.3	RADIOMETRIA	31
3.3.1	Introdução	31

3.3.2 Radioatividade natural .....	32
3.3.3 Radioatividade das rochas e minerais .....	33
4 ANÁLISE QUALITATIVA .....	37
4.1 INTRODUÇÃO .....	37
4.2 ANÁLISE MAGNETOMÉTRICA .....	38
4.3 ANÁLISE RADIOMÉTRICA.....	43
4.4 INTEGRAÇÃO ANÁLISE RADIOMÉTRICA E MAPA LITOLÓGICO .....	47
5 ANÁLISE QUANTITATIVA.....	47
5.1 INTRODUÇÃO .....	49
5.2 DECONVOLUÇÃO DE EULER.....	49
5.3 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS.....	49
5.4 VISUALIZAÇÃO EM 3D.....	55
6 CONCLUSÕES .....	61
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	63

## INDÍCE DE FIGURAS

---

<b>Figura 1.1</b> - Localização da área de estudo no território brasileiro e trajeto realizado entre Ouro Preto e Turmalina.....	2
<b>Figura 2.1</b> – Distribuição das formações do Grupo Macaúbas e a localização da área de estudo delimitada pelo retângulo vermelho .	9
<b>Figura 2.2</b> – Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas .	10
<b>Figura 2.3</b> – Coluna estratigráfica esquemática da Formação Salinas.....	12
<b>Figura 2.4</b> – Ilustração do modelo tectônico “Quebra Nozes” para a evolução do orógeno Araçuaí-Oeste Congo.....	13
<b>Figura 2.5</b> – Mapa tectônico esquemático do orógeno Araçuaí que enfatiza seus compartimentos e grandes zonas de cisalhamento.....	15
<b>Figura 2.6</b> – Seções geológicas esquemáticas da porção oeste do orógeno Araçuaí, cuja localização é indicada no mapa da Figura 2.5 .....	16
<b>Figura 2.7</b> – A) Fotografia que mostra disjunções esferoidais em rochas gabróicas; B) fotografia que mostra textura fanerítica composta de plagioclásios e anfibólios .....	18
<b>Figura 2.8</b> – Mapa litológico da região de Turmalina. ....	19
<b>Figura 2.9</b> – O estereograma "A" representa o acamamento ( $S_0$ ); "B" caracteriza a foliação ( $S_n$ ); "C" retrata o plano de crenulação ( $S_{n+1}$ ); "D" reflete duas famílias de planos de falhas ( $S_f$ ); "E" constitui a lineação de crenulação ( $I_c$ ); "F" corresponde a lineação mineral.....	20
<b>Figura 2.10</b> – Acamamento sedimentar ( $S_0$ ) que exhibe contato erosivo entre litofácies de diferentes granulometrias .....	21
<b>Figura 2.11</b> – Relação acamamento sedimentar ( $S_0$ ) com foliação ( $S_n$ ).....	22
<b>Figura 2.12</b> – Relação de corte entre acamamento sedimentar ( $S_0$ ), foliação ( $S_n$ ) e plano de crenulação ( $S_{n+1}$ ) .....	22
<b>Figura 2.13</b> – A) Afloramento com deslocamento de camadas; B) interpretação de uma falha normal em forma de rampa-patamar-rampa, caracterizada por deslocamento de camadas.....	23

<b>Figura 2.14</b> – A) Fotografia que representa <i>steps</i> de falhas e mostra a direção de deslocamento da falha normal; B) fotografia que representa anticlinal de <i>rollover</i> e mostra um movimento distensional.....	24
<b>Figura 2.15</b> – Falha normal em forma de rampa-patamar-rampa, caracterizada por deslocamento de camadas.....	25
<b>Figura 3.1</b> – Componentes do campo geomagnético.....	28
<b>Figura 3.2</b> - Histograma com valores médios e intervalos de susceptibilidade dos tipos de rocha mais comuns. ....	29
<b>Figura 3.3</b> - Abundâncias relativas de elementos radioativos em diferentes tipos de rochas .	32
<b>Figura 4.1</b> - A) Localização da Área 8 do Programa de Levantamento Aerogeofísico no Estado Minas Gerais; B) posicionamento da área de estudo em relação à Área 8.....	37
<b>Figura 4.2</b> - Fluxograma representativo da confecção dos mapas temáticos. ....	388
<b>Figura 4.3</b> – A) Mapa de magnetofácies; B) mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA), com as magnetofácies interpretadas. ....	411
<b>Figura 4.4</b> - A) Mapa campo anômalo do sul da Área 8 que mostra o lineamento secundário regional e movimentos cinemáticos dextrais; B) mapa D <sup>2</sup> Z com alguns lineamentos primários e secundários ressaltados que evidenciam um movimento de cinemática dextral nas intrusões da área em estudo. ....	422
<b>Figura 4.5</b> - A) Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) com lineamentos destacados em branco; B) roseta que foi gerada a partir das direções azimutais dos lineamentos em “A”. ....	43
<b>Figura 4.6</b> - Mapas temáticos radiométricos gerados através do <i>software</i> Geosoft (Oasis Montaj 7.0.1). ....	44
<b>Figura 4.7</b> - A) Mapa de radiofácies; B) mapa radiométrico de imagem ternária original. ....	46
<b>Figura 4.8</b> - Mapa litológico sobreposto ao mapa de imagem ternária e com contornos das radiofácies.....	48
<b>Figura 5.1</b> - Mapa de amplitude do sinal analítico, com os 20 perfis de orientação E-W.....	50

<b>Figura 5.2</b> - Janelas da interface do <i>freeware Euler Deconvolution</i> 1.00 que exibem os dados inseridos (Altura de voo – <i>Flight Height</i> ; Índice Estrutural – <i>Structural Index</i> ; Tamanho da Janela – <i>Window Size</i> ; Profundidade Máxima Estimada – <i>Maximum Depth</i> ). .....	51
<b>Figura 5.3</b> - Resultado da Deconvolução de Euler no perfil 4.....	53
<b>Figura 5.4</b> - Resultado da Deconvolução de Euler no perfil 6.....	54
<b>Figura 5.5</b> - Resultado da Deconvolução de Euler no perfil 9.....	54
<b>Figura 5.6</b> - Resultado da Deconvolução de Euler no perfil 18.....	55
<b>Figura 5.7</b> - A) Modelo de inversão (3D) da área em estudo que foi gerado pela ferramenta <i>Krigagem</i> no <i>software Arcscene</i> (versão10.3); B) modelo de inversão (3D) com o mapa ASA sobrepondo-o.....	56
<b>Figura 5.8</b> - A) Vista em planta do modelo de inversão 3D e imagem de satélite com transparência de 60%, contendo o Rio Araçuaí e a localização onde ocorre a transcorrência dextral; B) vista em planta do mapa D <sup>2</sup> Z, contendo o Rio Araçuaí e a localização onde ocorre a transcorrência dextral. ....	59
<b>Figura 5.9</b> - A) Mapa D <sup>2</sup> Z com forma da inversão 3D, exibindo as intrusões sendo deslocadas nas bordas e bases dos <i>grabens</i> de orientação EW; B) mapa D <sup>2</sup> Z com forma da inversão 3D, com outro posicionamento de visualização que mostra os deslocamentos de cinemática dextral. ....	60



## ÍNDICE DE TABELAS

---

<b>Tabela 3.1</b> - Filtros de Fourier e suas finalidades geofísicas. ....	30
<b>Tabela 3.2</b> - Relação do índice estrutural com os modelos físico e geológico. ....	31
<b>Tabela 3.3</b> - Minerais e ocorrências de potássio .....	34
<b>Tabela 3.4</b> - Minerais e ocorrências de urânio. ....	35
<b>Tabela 3.5</b> - Minerais e ocorrências de tório.....	35



## Resumo

---

A região de Turmalina, MG, localizada na porção centro-norte do orógeno Araçuaí, possui pouco conhecimento geológico de detalhe, especialmente em geofísica e arcabouço tectônico. O presente trabalho apresenta uma integração geológica-geofísica através de áreas mapeadas e métodos potenciais, magnetométrico e radiométrico que caracterizaram estruturas de bacia, como *graben*, *horst* e falhas, delimitações de contatos litológicos e intrusões gabróicas. Os resultados obtidos foram: mapa litológico 1:25000 da região de Turmalina, com a Formação Chapada Acauã predominando na região; os mapas ternário e litológico apresentaram bastante semelhanças em seus contrastes de radioelementos e contatos litológicos; estimativas das profundidades das estruturas geológicas e representação das suas geometrias em seção 2D através da ferramenta Deconvolução de Euler e *krigagem* para visualização 3D; delimitações de lineamentos magnéticos regionais e locais correlacionados com o corredor transpressivo Minas Novas, o qual desloca lateralmente intrusões gabróicas com cinemática dextral.

**Palavras chave:** Integração geológica-geofísica; Turmalina; orógeno Araçuaí.



## Abstract

---

The region of Turmalina, MG, located in the central-north portion of the Araçuaí orogen, has little geological knowledge of detail, especially in geophysics and tectonic framework. The present work presents a geological-geophysical integration through mapped areas and potential methods, magnetometric and radiometric that characterized basin structures, such as graben, horst and faults, delimitations of lithological contacts and gabbroic intrusions. The results obtained were: lithological map 1: 25000 of the Turmalina region, with the Chapada Acauã Formation predominating in the region; the ternary and lithological maps presented quite similarities in their contrasts of radioelements and lithological contacts; estimates of depths of geological structures and representation of their geometries in section 2D through the Euler Deconvolution tool and kriging for 3D visualization; delimitations of regional and local magnetic lines correlated with the Minas Novas transpressive corridor, which laterally displaces gabbroic intrusions with dextral kinematics.

**Key words:** Geological-geophysical integration; Turmalina; Araçuaí orogen.





### 1.1 APRESENTAÇÃO

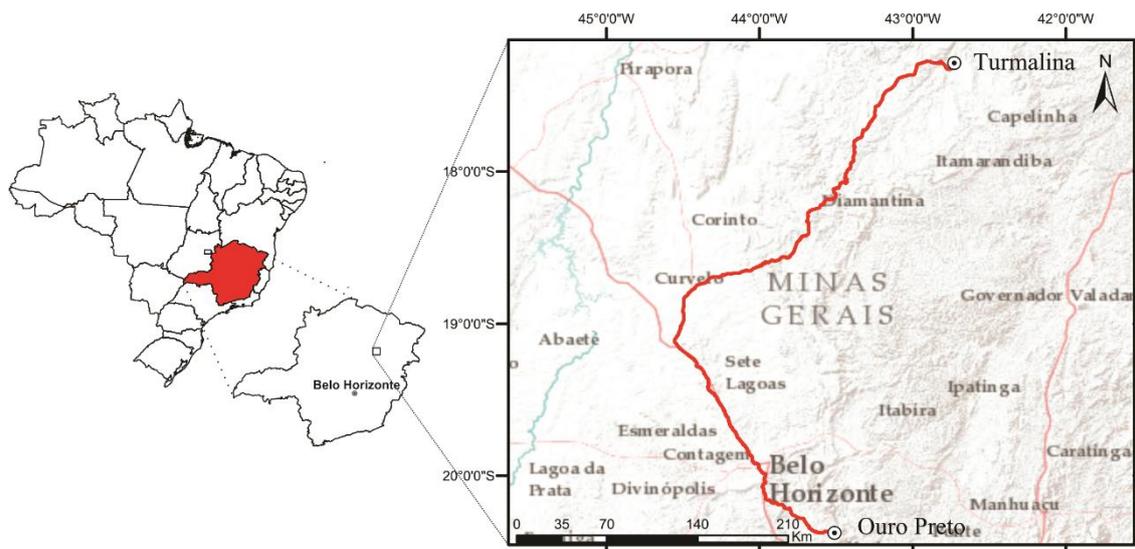
O presente trabalho contempla a integração de dados magnetométricos, radiométricos e geológicos da região de Turmalina, norte de Minas Gerais. Esta integração de dados consiste na geração de mapas magnetométricos e radiométricos, perfis de deconvolução de Euler e, por fim, na interpolação destes dados, proporcionando um modelo de inversão magnetométrico 3D.

Esse produto tem como finalidade auxiliar a correlação e interpretação de dados geológicos, com foco em estruturas profundas, as quais em superfície são complexas de entendimento. Os resultados aqui alcançados permitiram a ampliação dos conhecimentos geológicos da região de Turmalina, MG, e da porção centro-norte do orógeno Araçuaí.

### 1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada nas proximidades do Município de Turmalina, mesorregião do Vale do Jequitinhonha, porção nordeste do Estado de Minas Gerais.

O acesso à área, partindo-se de Ouro Preto, se dá através da BR356 “Rodovia dos Inconfidentes” até o entroncamento com a BR040, a partir da qual segue-se no sentido Município de Curvelo. Toma-se a BR259 no sentido NE até o trevo entre os Municípios de Datas e Diamantina, de onde dirige-se no sentido norte pela BR367, passando por Diamantina, até o Município de Turmalina. O trajeto entre Ouro Preto e Turmalina, através do percurso descrito acima, totaliza-se 577km (Figura 1). A área abordada está contida na zona 23K limitada pelas coordenadas UTM 732000E – 741000E e 8086000S – 809400S.



**Figura 1.1** - Localização da área de estudo no território brasileiro e trajeto realizado entre Ouro Preto e Turmalina (extraído de Hochleitner *et al.* 2016).

### 1.3 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo realizar a associação e interpretação dos dados magnetométricos, radiométricos e geológicos da região de Turmalina - MG, com intuito de entender o arcabouço geológico e tectônico da região.

### 1.4 JUSTIFICATIVA

A integração de dados geológicos e geofísicos mostra-se cada dia mais importante para o entendimento da geologia superficial e de subsuperfície, por exemplo, o método magnetométrico representa lineamentos estruturais e intrusões muito fáceis de serem observadas em mapas temáticos. Adicionalmente, a radiometria permite diferenciar litologias por contrastes de radioelementos, isto é, conteúdo dos isótopos instáveis de K, U e Th.

## **1.5 MATERIAIS E MÉTODOS**

O presente trabalho foi realizado em etapas distintas e consecutivas, como segue abaixo:

### **1.5.1 revisão bibliográfica**

O selecionamento de um repertório de trabalhos envolvendo o leste meridional do cráton São Francisco, com foco nos trabalhos do entorno da região de Turmalina e grandes estruturas e suas zonas de danos fractais como a zona de cisalhamento Chapada Acauã e o corredor transpressivo de Minas Novas.

### **1.5.2 banco de dados**

O banco de dados geofísicos, radiométrico e magnetométrico, é derivado do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, executado pela SEME (Secretaria de Estado de Minas e Energia do Estado de Minas Gerais), através da CODEMIG (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais) em parceria com a CPRM (Serviço Geológico do Brasil), no qual foram coletados os dados magnetométricos e radiométricos, iniciados em 2001 e continuados em 2005, 2006, 2008 e 2009, subdivididos em áreas numeradas de 1 a 11. A área 8 foi a utilizada para este trabalho, a qual engloba a região de Turmalina.

Este levantamento aerogeofísico constituiu-se do recebimento de 87.212,45km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectométricos de alta resolução. Seus atributos substanciais foram as linhas de voo e de controle espaçadas de 0,5km e 10km, respectivamente, orientadas na direção N25W e N65E. A altura de voo foi fixada em 100 metros acima do terreno e com velocidade de voo de 280km/h aproximadamente, com intervalo entre medições geofísicas consecutivas: 0,1s (magnetômetro) e 1,0s (espectrômetro) que corresponde uma amostragem de 7,8m para a magnetometria e 77,8m para a gamaespectometria.

A metodologia para a aquisição de dados deu-se da seguinte maneira: ao longo de perfis foram realizadas dez leituras de aeromagnetômetro e uma do aerogamaespectrômetro por segundo, posicionadas com o sistema de observação via satélite GPS, de precisão melhor do que 10 metros. Foram instaladas duas estações fixas para controle de variação diurna do campo magnético terrestre, uma no aeroporto de Salinas (MG) e outra no aeroporto de Montes Claros (MG).

Os dados geológicos utilizados são referentes aos relatórios de Estágio de Mapeamento Geológico e Mapeamento Geológico. O mapa litológico foi confeccionado a partir da compilação dos dados dos relatórios mencionados e interpretação por sensoramento remoto auxiliado pelo aluno de graduação de Engenharia Geológica Leon Oliveira Dias.

### **1.5.3 análise qualitativa**

A partir do processamento do banco de dados, foram gerados mapas magnetométricos e radiométricos. O arquivo ASCII foi importado para o *software* Geosoft Oasis Montaj (versão 7.0.1), no qual foi gerado o arquivo gdb. Com isso pode-se processar apenas os dados da área de estudo pela utilização da rotina WINXY do *software* acima. Os dados foram interpolados (mínima curvatura) para a geração das imagens temáticas em malha regular de 300 metros. Posteriormente, foram confeccionados mapas temáticos magnetométricos (Campo Magnético Anômalo; Gradiente Vertical de Primeira e Segunda Ordem; Gradientes Horizontais em X e Y; Amplitude do Sinal Analítico), com a aplicação de derivações e filtragens e os mapas radiométricos (Canais de K, Th, U e Contagem Total; Razões Th/K, U/K, U/TH; Imagem Ternária; Parâmetro F). Em seguida, utilizou-se o *software* ArcGis (versão 10.3) para a integração dos mapas georreferenciados com os dados geológicos em ambiente SIG, objetivando-se uma interpretação qualitativa dos dados.

#### **1.5.4 análise quantitativa**

Com a utilização da versão livre do *software* Euler (versão 1.00), fez-se a Deconvolução de Euler (2D) dos perfis magnetométricos, visando a interpretação quantitativa dos dados que, integrados aos dados geológicos, permitiram estimar profundidades do topo das anomalias magnetométricas em perfis esquemáticos confeccionados no procedimento de integração. A partir da obtenção dos dados da Deconvolução de Euler, foi possível, através do método *krigagem* no ArcScene (versão 10.3), criar modelos 3D para a visualização das estruturas em profundidade.



### CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

---

#### 2.1 INTRODUÇÃO

A área investigada situa-se na porção centro-norte do orógeno Araçuaí, zoneada pela borda oriental do cráton São Francisco e norte da faixa Araçuaí. Apesar de a arquitetura tectônica ser do tipo *thin-skinned*, como sugerido por Alkmim *et al.* (1993), partes do embasamento são envolvidas durante a de Formação Araçuaí (Castro 2014).

O cráton São Francisco, posicionado na porção leste do Brasil, é resultante de uma distensão e rompimento crustal do paleocontinente São Francisco-Congo. O rompimento crustal do paleocontinente São Francisco-Congo foi evidenciado por uma sequência de distintos episódios de rifteamento durante o Proterozoico (Pedrosa Soares *et al.* 1992; Pedrosa-Soares & Alkmim 2011; Uhlein *et al.* 1998; Danderfer *et al.* 2009; Babinski *et al.* 2012).

O orógeno Araçuaí pode ser subdividido em dez domínios, dentre os quais, o corredor transpressivo Minas Novas (MN) e a zona de cisalhamento da Chapada Acauã (CA), sendo os principais responsáveis pelas estruturas que influenciaram na compartimentação tectônica da região de Turmalina (Alkmim *et al.* 2006, 2007).

#### 2.2 QUADRO ESTRATIGRÁFICO

A estratigrafia regional da área estudada é definida por duas unidades estratigráficas principais (Figura 2.1), classificadas como Grupo Macaúbas (Noce *et al.* 1997; Pedrosa-Soares & Alkmim 2011; Martins-Neto *et al.* 2001; Babinski *et al.* 2012; Uhlein *et al.* 1998, 2007; Castro 2014) e Formação Salinas (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000; Lima *et al.* 2002; Pedrosa-Soares *et al.* 2008; Santos *et al.* 2009). Adicionalmente, são encontradas coberturas sedimentares indiferenciadas e diques gabróticos.

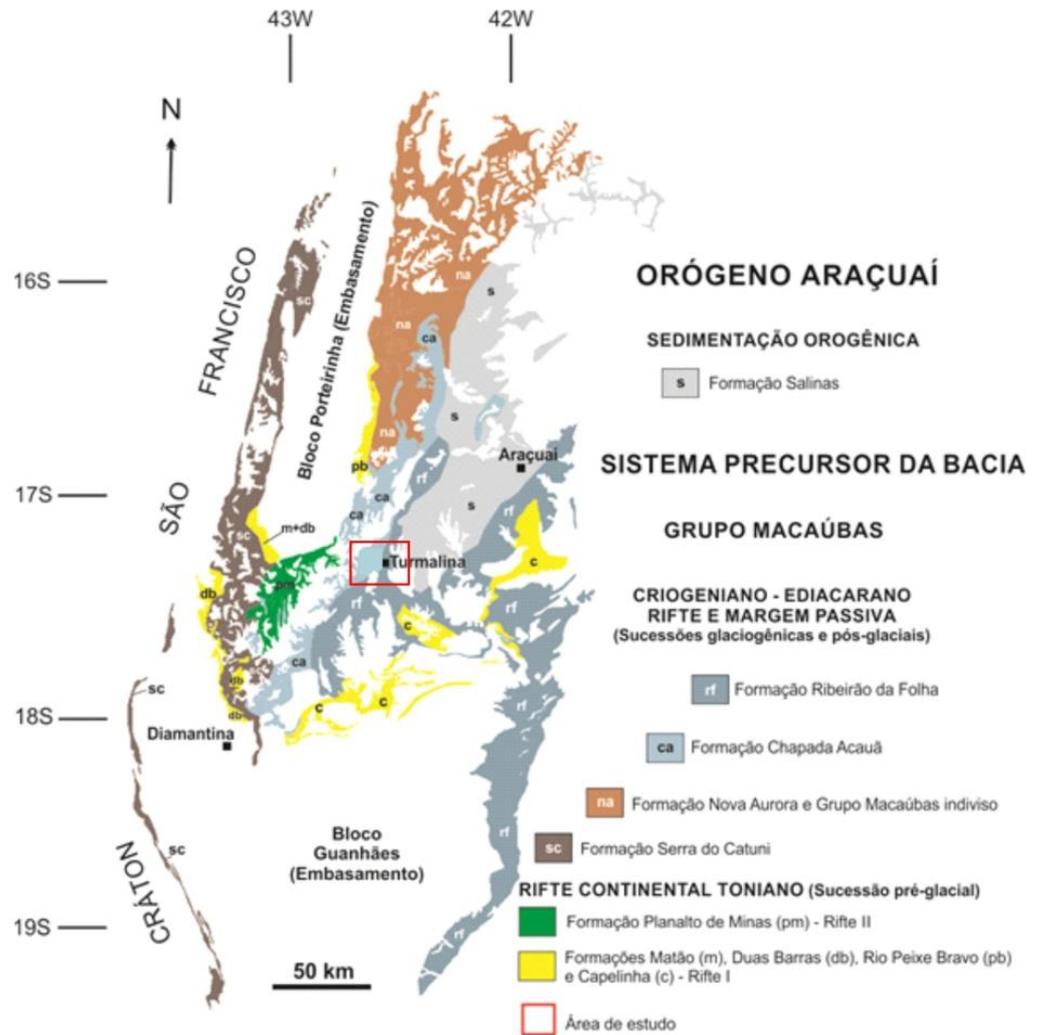
### 2.2.1 Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas representa uma espessa e extensa pilha vulcanossedimentar que preencheu uma bacia neoproterozoica, evoluída a partir de um rifte continental seguido por margem passiva sob pequena influência glacial (Karfunkel & Hope 1988; Noce *et al.* 1997; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2011; Martins-Neto & Hercos 2002; Babinski *et al.* 2012; Uhlein *et al.* 1998, 2007; Castro 2014). Souza (2016) sugere a atual configuração do Grupo Macaúbas em sete formações, da base para o topo: Matão, Duas Barras, Rio Peixe Bravo, Capelinha, Planalto de Minas, Serra do Catuni, Nova Aurora, Chapada Acauã e Ribeirão da Folha, dentre as quais a Formação Chapada Acauã – que é o alvo do trabalho (Figura 2.2). O Grupo Macaúbas divide-se em uma sequência proximal, constituída por depósitos pré-glaciais, glaciogênicos e transicionais, e por uma distal, formada por turbiditos de margens passivas, além de remanescências ofiolíticas (Pedrosa-Soares *et al.* 2001; Queiroga *et al.* 2007).

A Formação Chapada Acauã inferior é caracterizada por uma unidade basal contendo diamictitos e uma unidade superior com ausência de diamictitos. A porção inferior consiste em diamictitos estratificados, gradando para arenitos, pelitos e rochas vulcânicas máficas, dominando lentes carbonáticas esparsas no topo (Grossi-Sad *et al.* 1997; Pedrosa-Soares & Oliveira 1997). As rochas vulcânicas máficas metamorfizadas contém estruturas do tipo *pillow*, características de fluxos subaquáticos. Protólitos basálticos toleíticos encontrados nessas rochas possuem cristais de zircões com idades que variam do Arqueano ao Mesoproterozoico (Babinski *et al.* 2005).

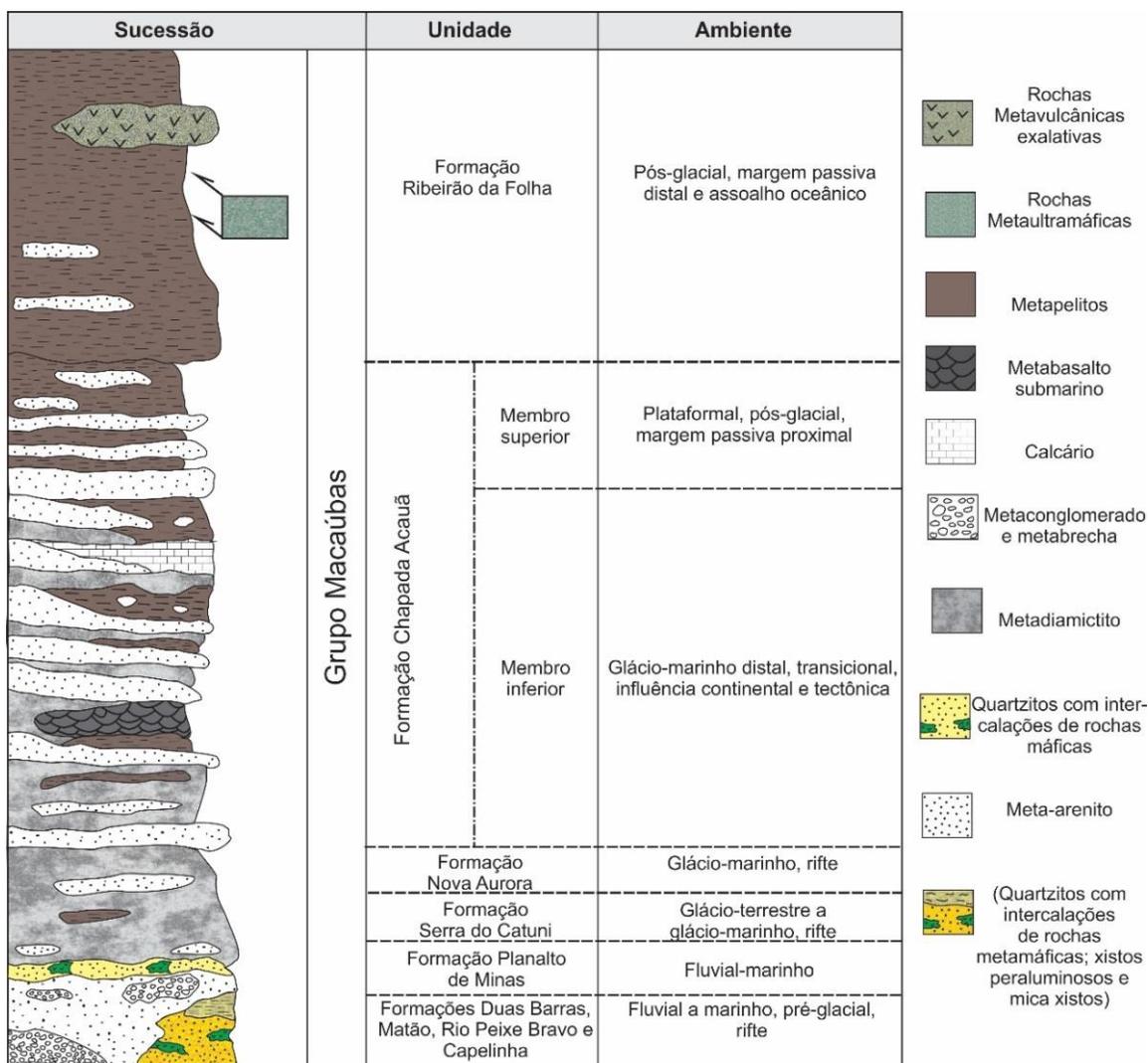
A Formação Chapada Acauã inferior passa gradualmente para a porção superior através de uma sucessão granodécrescente ascendente arenítica-pelítica. Sendo interpretado como uma fase pós-glacial depositada em ambiente de plataforma durante o estágio de margem passiva da bacia Macaúbas (Grossi-Sad *et al.* 1997; Martins-Neto *et al.* 2001 e Noce *et al.* 1997; Pedrosa-Soares & Oliveira 1997).

Noce *et al.* (1997) descrevem o aspecto geral das rochas da Formação Chapada Acauã como a de um ritmito com alternância de quartzitos e filitos, podendo ocorrer metadiamictitos isolados com matriz micácea, aspecto xistoso e seixos estirados de pequenas dimensões, compostos por quartzo, quartzito e carbonato.



**Figura 2.1** – Distribuição das formações do Grupo Macaúbas e a localização da área de estudo delimitada pelo retângulo vermelho (modificada de Pedrosa *et al.* 2008, 2011 e Castro 2014).

A Formação Ribeirão da Folha é dividida em porção ocidental e oriental. A porção ocidental, a qual regionalmente aflora na área em estudo, é caracterizada por turbiditos arenopelíticos (quartzo-mica xistos bandados e mica xistos péaluminosos) com intercalações de grafita xistos e rochas calcissilicáticas (Pedrosa-Soares *et al.* 2007). Em sua porção oriental, a Formação Ribeirão da Folha abrange uma sequência metavulcanosedimentar ofiolítica que, da base para o topo contém rochas metaultramáficas, rochas metamáficas com vênulas de plagiogranito oceânico e rochas metassedimentares sulfetadas (Queiroga *et al.* 2007).



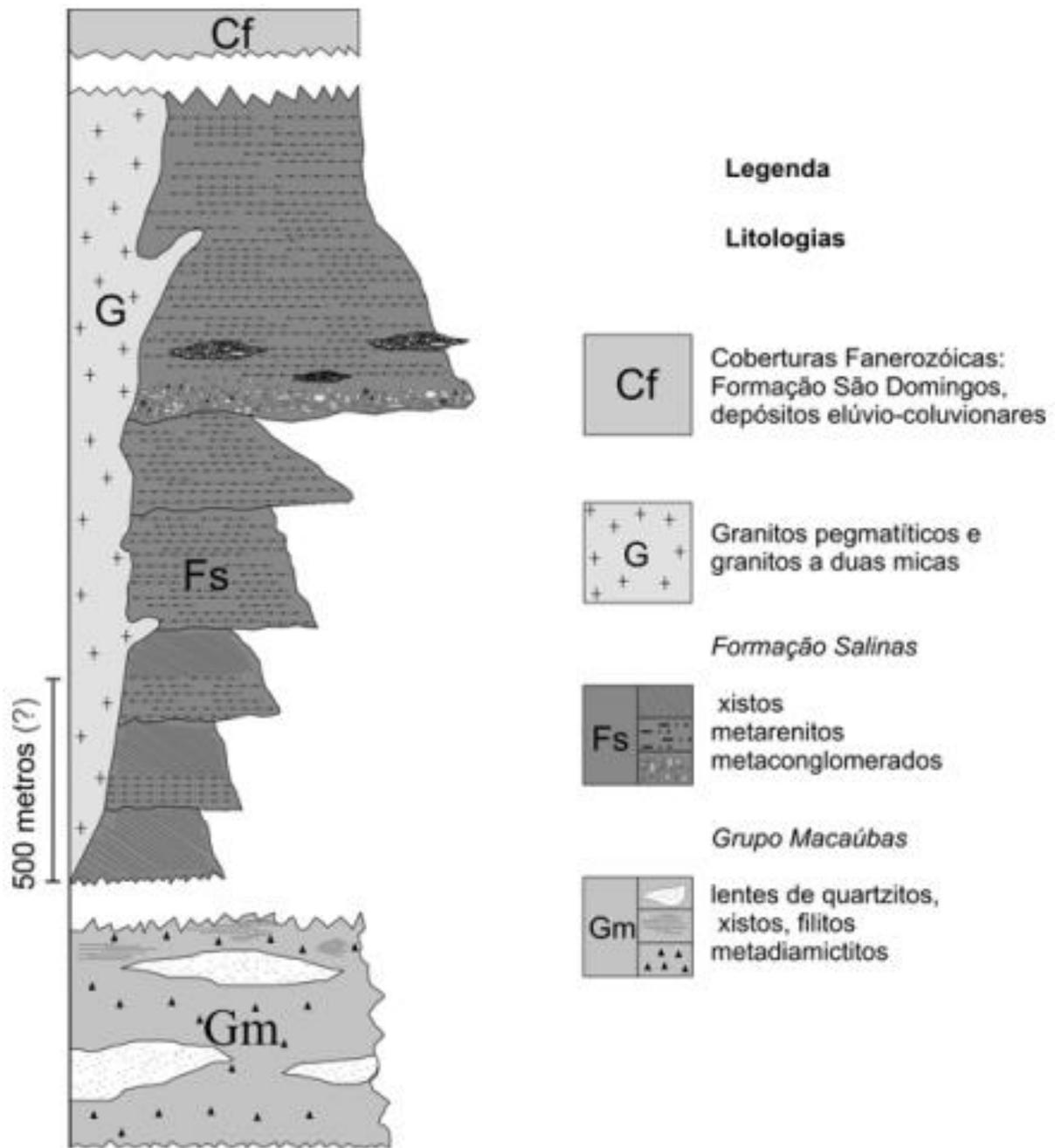
**Figura 2.2** – Coluna estratigráfica do Grupo Macaúbas (compilada a partir de Castro 2014 e Souza 2016).

### 2.2.2 Formação Salinas

Lima *et al.* (2002) definiram a Formação Salinas como o estágio mais recente do orógeno Araçuaí, tendo a acumulação dos sedimentos ocorrida no intervalo imediatamente antes e durante a fase orogênica principal.

De acordo com Pedrosa-Soares *et al.* (2008), a Formação Salinas é constituída por turbiditos depositados entre 588 $\pm$ 24 Ma e 500 Ma e localiza-se junto ao núcleo granítico-anatético na zona central do orógeno.

Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) subdividem a Formação Salinas em unidades proximal e distal. Lima *et al.* (2002) caracterizam nove fácies sedimentares para esta unidade compostas por grauvacas, arenitos grauvaquianos, pelitos grauvaquianos e conglomerados clasto-suportados metamorfisados na fácies xisto-verde. Os sedimentos que deram origem à Formação Salinas foram depositados em plataforma estreita, associada a talude e bacia profunda, onde a deposição dos sedimentos se daria por fluxos gravitacionais e correntes de turbidez. A Formação Salinas é inserida, portanto, em um contexto tectônico de ante fossa, situada entre uma frente de empurrões e uma margem passiva, conseqüentemente, sendo definida como assembleia sedimentar sin-orogênica ou *flysch* do orógeno Araçuaí (Santos *et al.* 2009). A figura 2.3 representa a coluna estratigráfica da Formação Salinas.

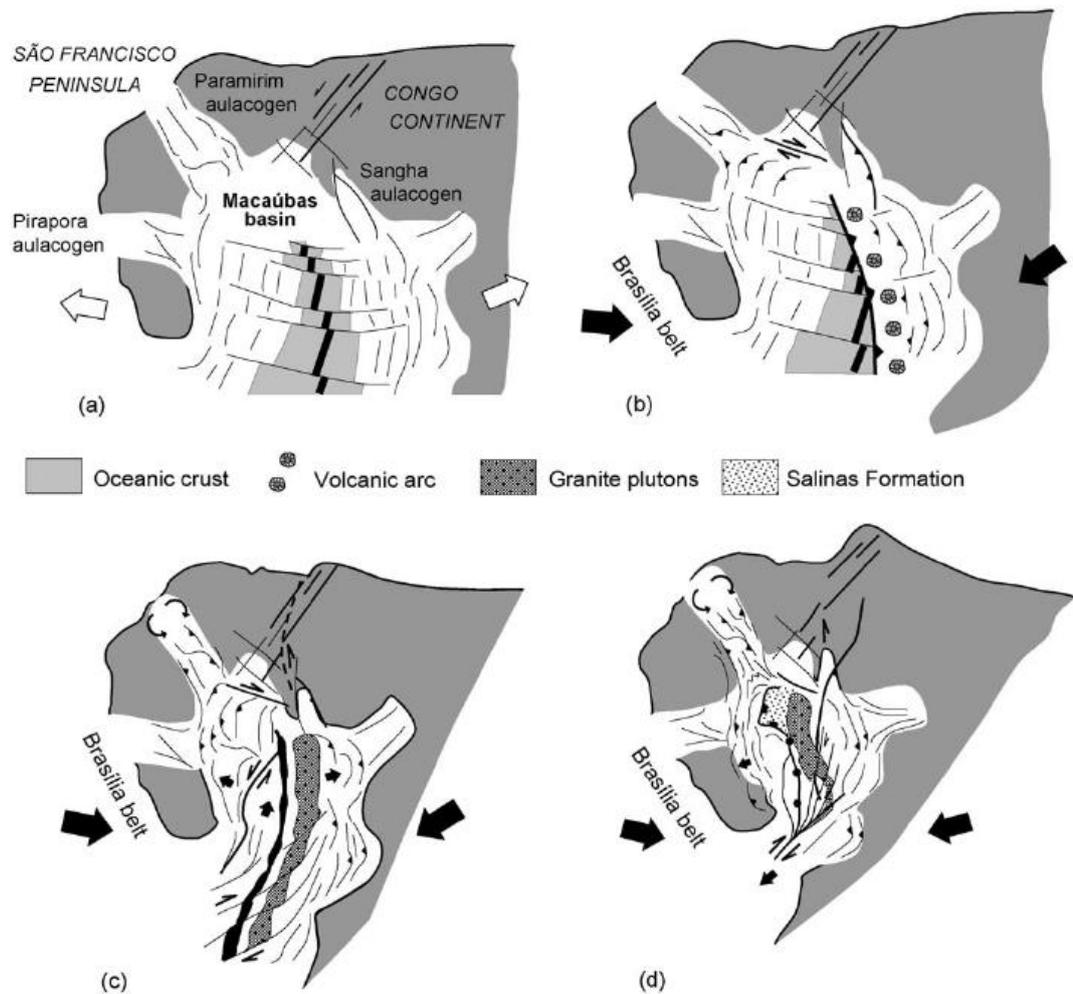


**Figura 2.3** – Coluna estratigráfica esquemática da Formação Salinas (extraída de Santos *et al.* 2009).

## 2.3 CONTEXTO TECTÔNICO

### 2.3.1 Evolução tectônica do orógeno Araçuai

De acordo com Alkmim *et al.* (2006), a evolução tectônica do orógeno Araçuai pode ser dividida em cinco estágios: bacia precursora Macaúbas, convergência incipiente, fase colisional, escape lateral da porção sul e colapso gravitacional (Figura 2.4).



**Figura 2.4** - Ilustração do modelo tectônico “Quebra Nozes” para a evolução do orógeno Araçuai-Oeste Congo. (a) Bacia Macaúbas, precursora do orógeno Araçuai-Oeste Congo, 800 Ma; (b) fechamento inicial da Bacia Macaúbas, 600 Ma, como consequência da interação dos crátons São Francisco-Congo, Paranapanema e Kalahari; (c) desenvolvimento completo do orógeno, 570 Ma; (d) escape da porção sul com direção para sul do orógeno Araçuai-Oeste Congo e colapso extensional por volta de 500 Ma (extraída de Alkmim *et al.* 2006).

A bacia precursora Macaúbas é originada com o rifteamento no paleocontinente São Francisco, em torno de 880 Ma, com abertura de um grande golfo entre os crátons do Congo e São Francisco, denominado Golfo Macaúbas. Essa fase é reconhecida pela existência de ofiolitos da Formação Ribeirão da Folha e são registrados dois estágios de formação de margem passiva conectadas pela ponte tectônica Bahia-Gabão (Alkmim *et al.* 2006).

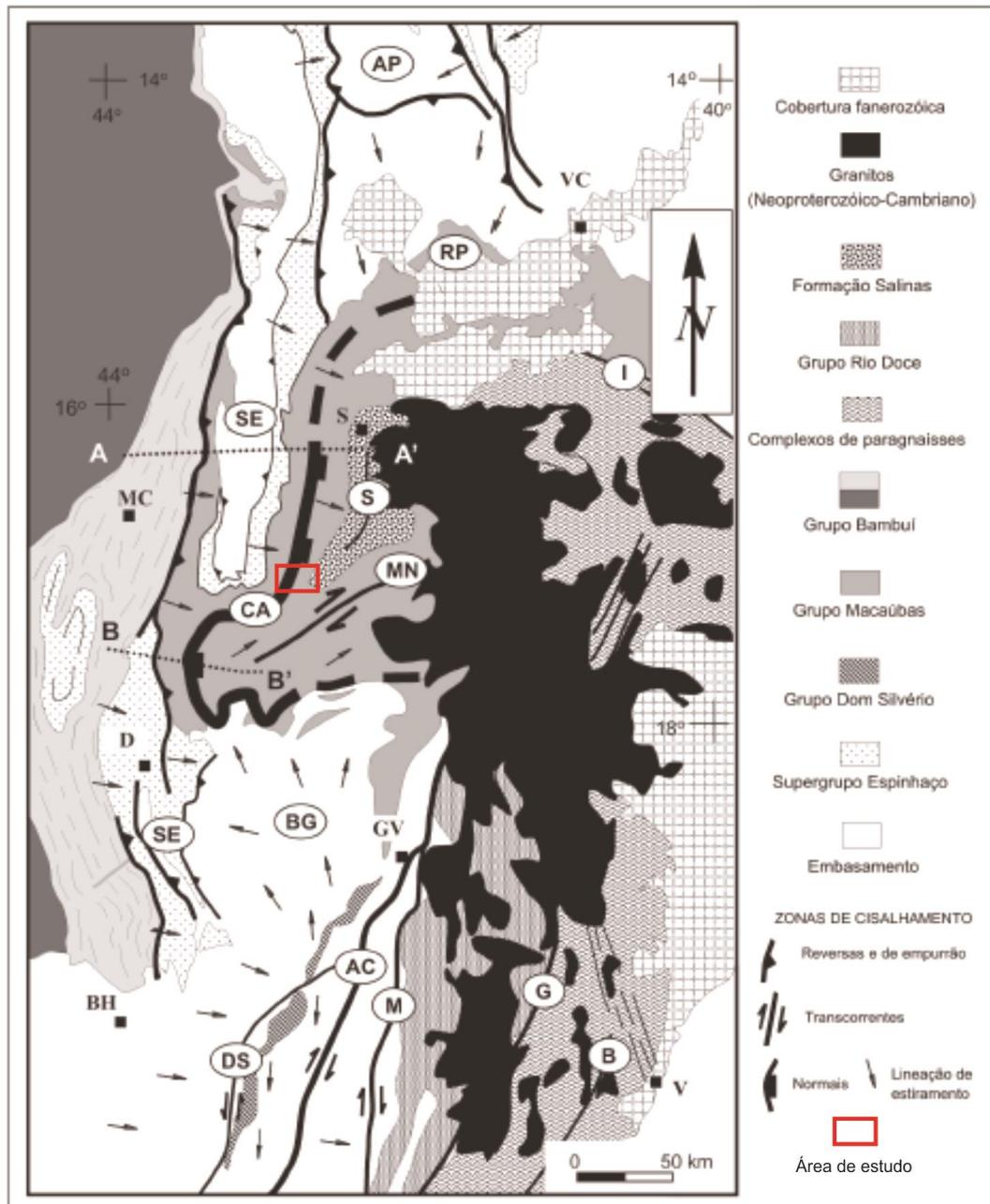
A convergência incipiente, aproximadamente em 660 Ma, inicia-se com o fechamento da bacia Macaúbas e subducção de crosta oceânica. O fechamento da bacia não é relacionado a essa subducção e sim a uma colisão entre a paleopenínsula São Francisco com o cráton Paranapanema. Inicia-se a convergência das margens da bacia Macaúbas, em uma operação que lembra o funcionamento de um “quebra-nozes”, como descrito por Alkmim *et al.* (2006).

Alkmim *et al.* 2006 sugere que o escape lateral da porção sul é representado por zonas de cisalhamento encontradas a sul da paleopenínsula, foram formadas nessa fase e a movimentação dextral ao longo dessas zonas, implica em escape de material em direção a sul, o que pode ter sua origem na aproximação entre o sul da paleopenínsula do São Francisco e a margem oposta do cráton do Congo. Essa fase é associada ao colapso do orógeno Araçuaí devido ao grande empilhamento crustal resultante das elevações de cadeias de montanhas. Esse evento ocorreu entre 520 e 490 Ma e foi responsável pela formação da zona de cisalhamento Chapada Acauã, além da formação dos granitos pós- e tardi- tectônicos das suítes G4 e G5.

A fase colisional relaciona-se com uma colisão de norte para sul, em um intervalo de tempo que vai desde 580 a 560 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2007), promovendo frentes de empurrão voltadas para zonas cratônicas, além de soergimento de cadeias montanhosas. Nessa fase foram gerados granitos do tipo S como fusão parcial de protólitos sedimentares aluminosos.

### **2.3.2 Estruturas regionais**

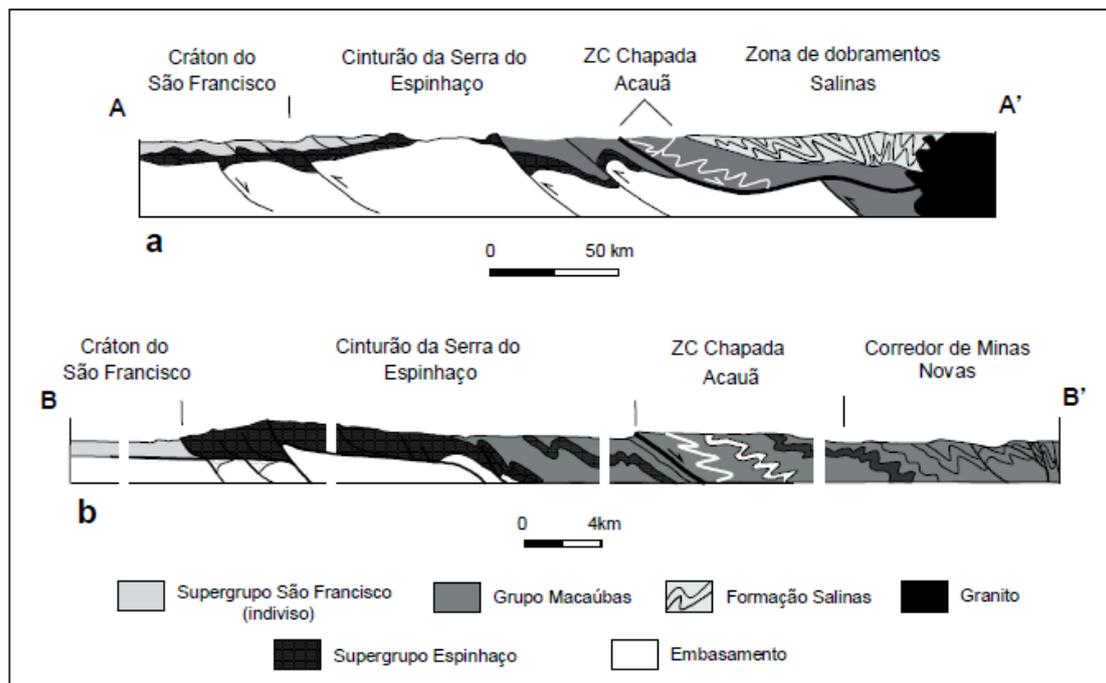
De acordo com a literatura (Pedrosa-Soares 1995, Marshak *et al.* 2006; Alkmim *et al.* 2007; Castro 2014) as estruturas (Figura 2.5) que controlam a deformação regional são denominadas corredor transpressivo de Minas Novas (MN) e zona de cisalhamento Chapada Acauã (CA).



**Figura 2.5** - Mapa tectônico esquemático do orógeno Araçuai enfatizando seus compartimentos e grandes zonas de cisalhamento. SE: cinturão de cavalgamentos da serra do Espinhaço meridional; CA: zona de cisalhamento da Chapada Acauã; S: zona de dobramentos de Salinas; MN: corredor transpressivo de Minas Novas; RP: saliência do Rio Pardo e zona de interação com o aulacógeno do Paramirim; BG: bloco Guanhanês; DS: zona de cisalhamento de Dom Silvério; I: zona de cisalhamento de Itapebi; AC: zona de cisalhamento de Abre Campo; M: zona de cisalhamento de Manhuaçu; G: zona de cisalhamento de Guacuí; B: zona de cisalhamento de Batatal (modificada de Alkmim *et al.* 2007).

Pedrosa-Soares (1995) assume o corredor transpressivo de Minas Novas (MN) como uma zona de formação transcorrente dextral de orientação NE-SW arquitetada sobre as rochas do Grupo Macaúbas e Formação Salinas. O corredor é caracterizado por alternância no mergulho das foliações, isto é, *trends* na porção NW e SE com foliação mergulhando ora para SE e ora para NW, respectivamente, representando assim uma geomorfologia *pop up*. Adicionalmente, Alkmim *et al.* (2007) entendem as lineações minerais do corredor transpressivo MN como desenvolvidas por um estiramento que reflete não continuidade em suas direções, porém com um caimento de 30° para NE.

A zona de cisalhamento da Chapada Acauã (CA) é representada por estruturas secundárias que sobrepõem às estruturas do transporte tectônico, as quais são vistas em campo como clivagem de crenulação com vergência para leste e orientação, em trama, predominante 290/50 (Castro 2014). Essa vergência, oposta ao orógeno Araçuaí, é interpretada por Marshak *et al.* (2006) como um movimento distensional pós-alívio de compressão, caracterizando um colapso do orógeno Araçuaí (Figura 2.6).



**Figura 2.6** - Seções geológicas esquemáticas da porção oeste do orógeno Araçuaí, cuja localização é indicada no mapa da Figura 2.5 (extraída de Alkmim *et al.* 2007).

## **2.4 LITOLOGIAS LOCAIS**

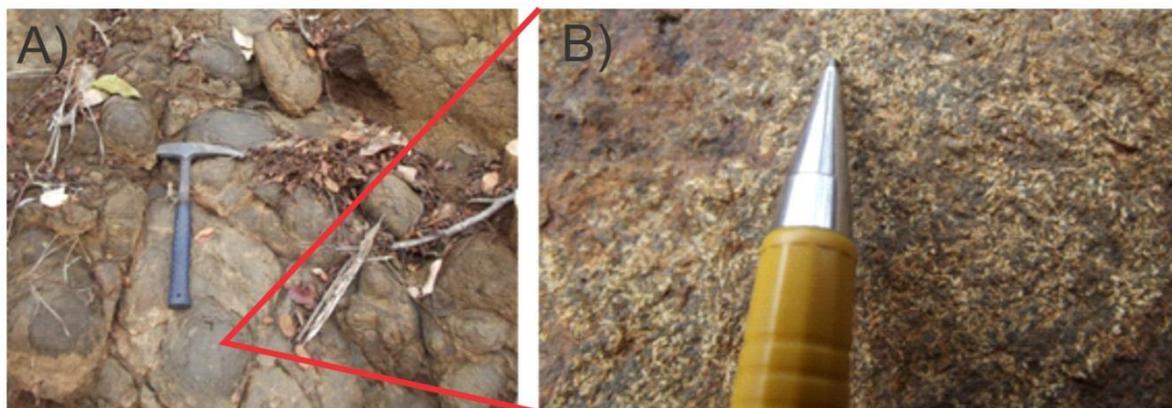
A região de Turmalina é delimitada, majoritariamente, pela Formação Chapada Acauã e complementada por algumas ocorrências de coberturas detrítico-lateríticas e intrusões máficas (Hochleitner *et al.* 2016).

### **2.4.1 Formação Chapada Acauã**

A Formação Chapada Acauã ocupa cerca de 95% da área de estudo, representa duas associações de litofácies sedimentares: associação de fácies de base, granulometria grosseiras a médias, e associação de fácies de topo, granulometria fina. As fácies foram separadas de acordo com critérios texturais (composicionais, granulométricos, esfericidade, grau de seleção, arredondamento, tipos de matriz e clastos), variação vertical e lateral, espessuras máximas e mínimas, natureza dos contatos de base e topo, e estruturas sedimentares (Hochleitner *et al.* 2016).

### **2.4.2 Intrusões máficas**

Rochas gabróicas (Figura 2.7) foram reconhecidas na porção nordeste e sudeste da área, abrangendo cerca de 1% da área total do estudo. As rochas gabróicas intrudem as encaixantes (Formação Chapada Acauã) em forma de um dique e determina o contorno de uma drenagem com orientação N-S que desemboca no Rio Araçuaí. A unidade é representada por apenas um domínio intrusivo máfico (Hochleitner *et al.* 2016).

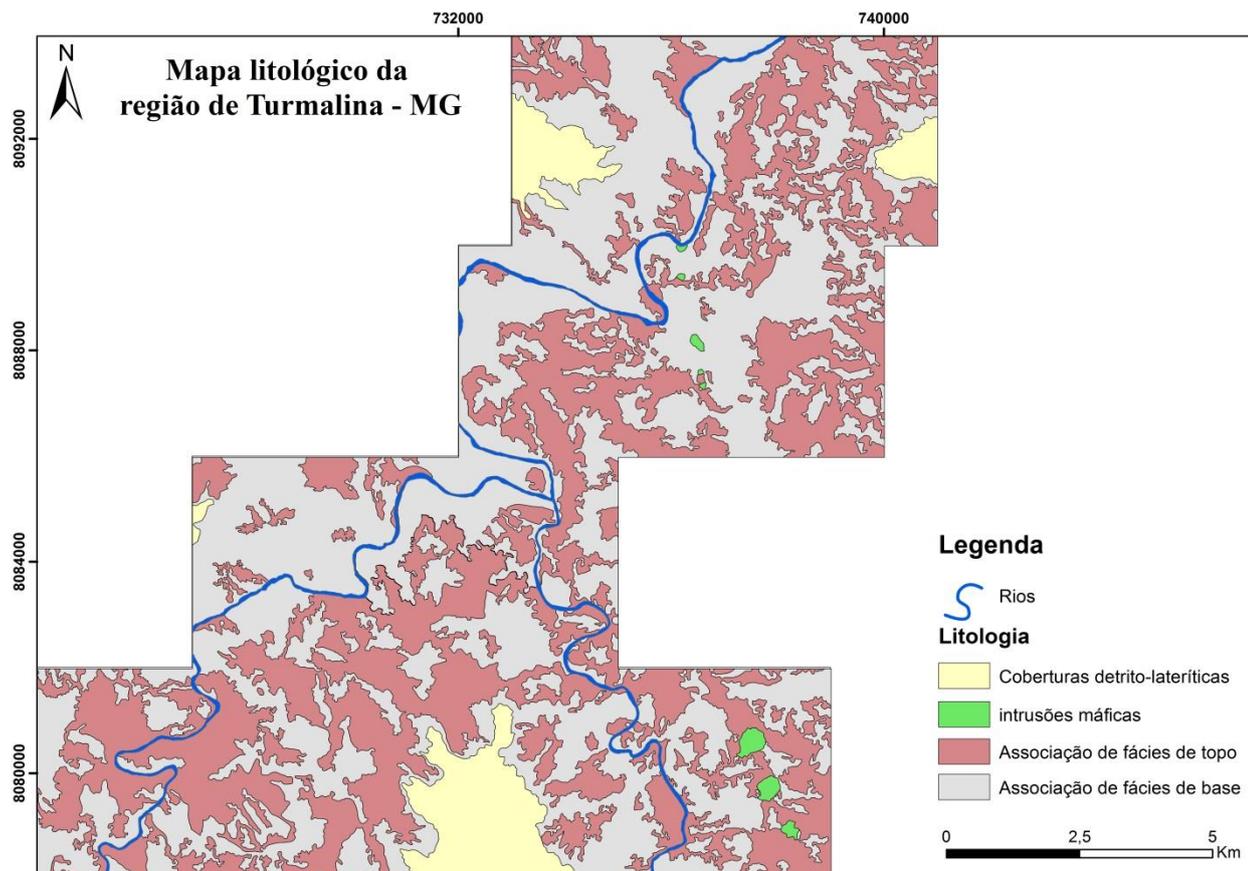


**Figura 2.7** – A) Fotografia que mostra disjunções esferoidais em rochas gabróicas; B) fotografia que mostra textura fanerítica composta de plagioclásios e anfibólios.

A unidade máfica é constituída por uma rocha de coloração verde escura com cristais visíveis macroscopicamente e não orientados de plagioclásio, quartzo e, esporadicamente, tremolita. É possível observar disjunções esferoidais nas porções mais alteradas que revelam a presença de minerais ferro-magnesianos com baixo magnetismo. Por se tratar de um corpo tabular intrusivo, é difícil determinar suas dimensões. Contudo, nos afloramentos observados, obteve-se uma largura em planta de até 20 m e um comprimento de até 100 m.

### 2.4.3 Coberturas detrito-lateríticas

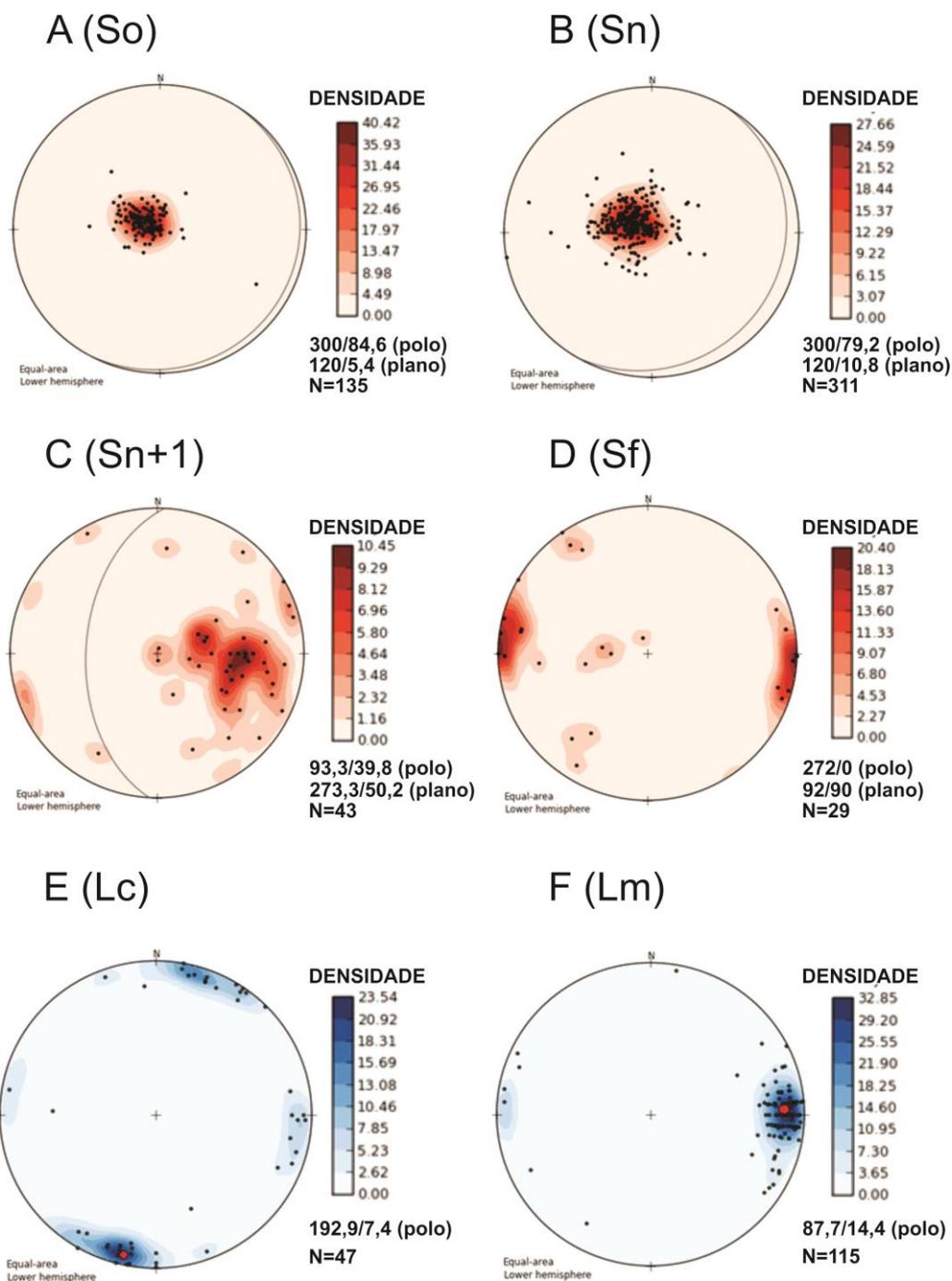
Nas chapadas, perfazendo aproximadamente 4% da área total, afloram coberturas detrito-lateríticas de idade fanerozóica. O pacote é caracterizado por solos finos de coloração bege cobertos por cangas lateríticas e cascalhos de quartzo. Tais coberturas são resultantes da lixiviação, sendo ricas em minerais ferro-aluminosos. A alta efetividade do intemperismo gerou pacotes espessos de solos propícios ao cultivo, sendo estes terrenos então ocupados por extensas plantações de monocultura de eucalipto (Hochleitner *et al.* 2016).



**Figura 2.8** – Mapa litológico da região de Turmalina (Compilado a partir de Hochleitner et al. 2016 & Dias-Oliveira *et al.* 2016).

## 2.5 GEOLOGIA ESTRUTURAL LOCAL E SUAS CORRELAÇÕES COM O ARCABOUÇO TECTÔNICO REGIONAL

Os dados estruturais levantados em campo foram sintetizados nos estereogramas da Figura 2.9. Os planos de acamamento sedimentar (So), foliação (Sn), crenulação (Sn+1) e falha (Sf) estão dispostos em forma de densidade de polos, enquanto que as lineações estão distribuídas na forma de *plunges*.



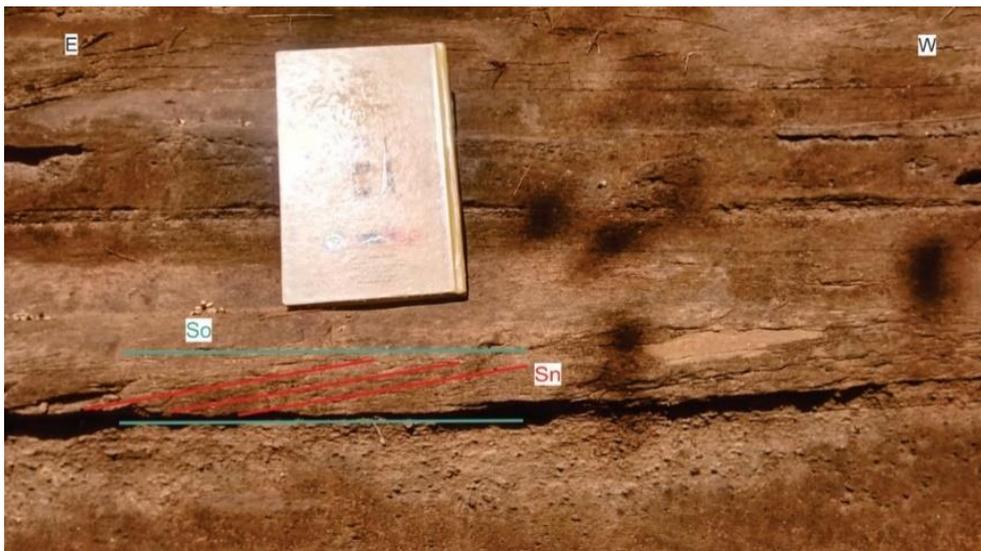
**Figura 2.9** - O estereograma “A” representa o acamamento (So), cuja densidade das atitudes predomina em 120/6, com oscilações para NE e possui um ângulo de mergulho entre 10° e 20°; “B” caracteriza a foliação (Sn), contém mergulho para E e ângulo em torno de 15° e 35°, com variações para NE e SE, e densidade de atitudes tendendo para 120/11; “C” retrata o plano de crenulação (Sn+1), o qual corresponde a um plano contrário ao da foliação, direção W, e densidade das atitudes dirigindo para 273/50; “D” reflete duas famílias de planos de falhas (Sf), WNW-ESE e ENE-WSW, com mergulhos subverticais, correlacionadas com falhas normais; “E” constitui a lineação de crenulação (lc), cuja densidade das atitudes conduz para NNE e SSW, por volta de 192/8 e baixo ângulo, entorno de 6° a 10°. Em algumas áreas a W ocorrem uma segunda lineação de crenulação (lc+1) com atitude 280/5; “F” corresponde a lineação mineral, com orientação E-W e ângulo de caimento baixo, 0 a 15°, com densidade de caimento para 87/14.

O acamamento sedimentar ( $S_0$ ) foi identificado em campo como variações composicionais, granulométricas e em muitos casos por contatos erosivos entre litofácies (Figura 2.10).



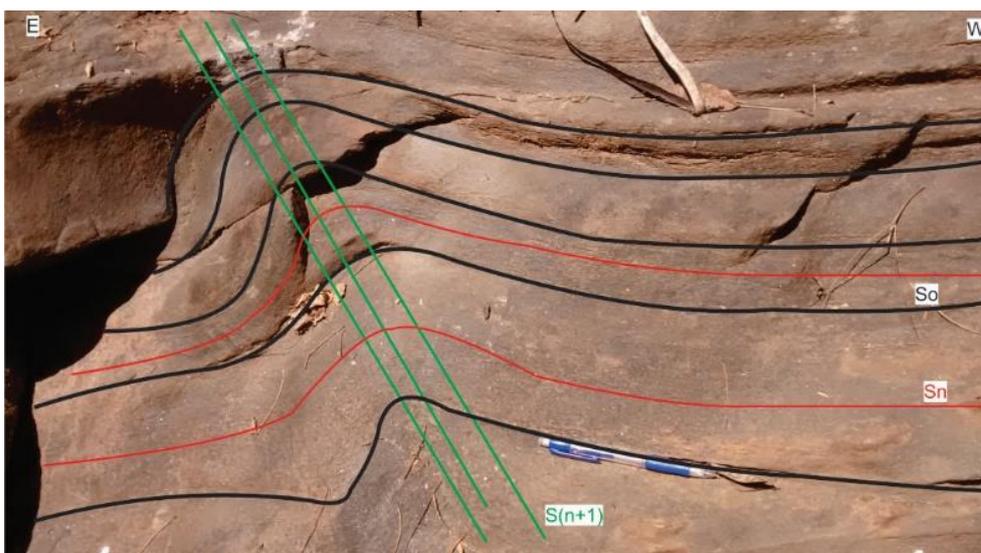
**Figura 2.10** – Acamamento sedimentar ( $S_0$ ) que exibe contato erosivo entre litofácies de diferentes granulometria.

A foliação ( $S_n$ ) é a estrutura mais expressiva nas rochas da área, sendo observada em planos com micas (biotita e muscovita) orientadas (Figura 2.11).



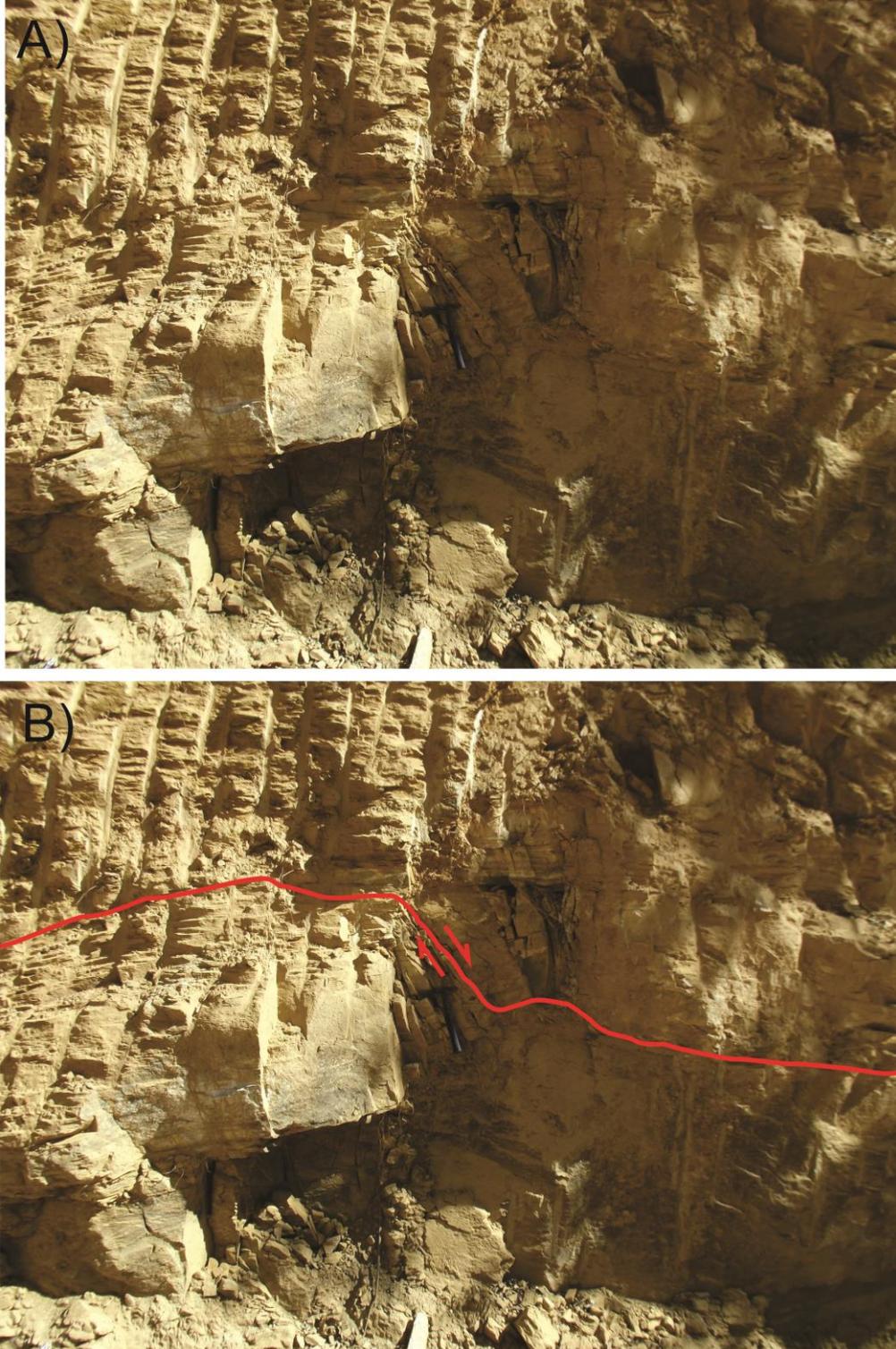
**Figura 2.11** – Relação acamamento sedimentar (So) com foliação (Sn).

O plano de crenulação ( $S_{n+1}$ ) é dado por uma descontinuidade bem visível na foliação, aparentando ondulações em planos micáceos, lineação de crenulação ( $lc1$ ), e fraturas espaçadas em dobras abertas (Figura 2.12). Como proposto por Marshak *et al.* (2006) e Castro (2014), a zona de cisalhamento Chapada Acauã é caracterizada por essa clivagem de crenulação com vergência para leste e interpretada como um movimento distensional pós-alívio da compressão pelo orógeno Araçuaí.

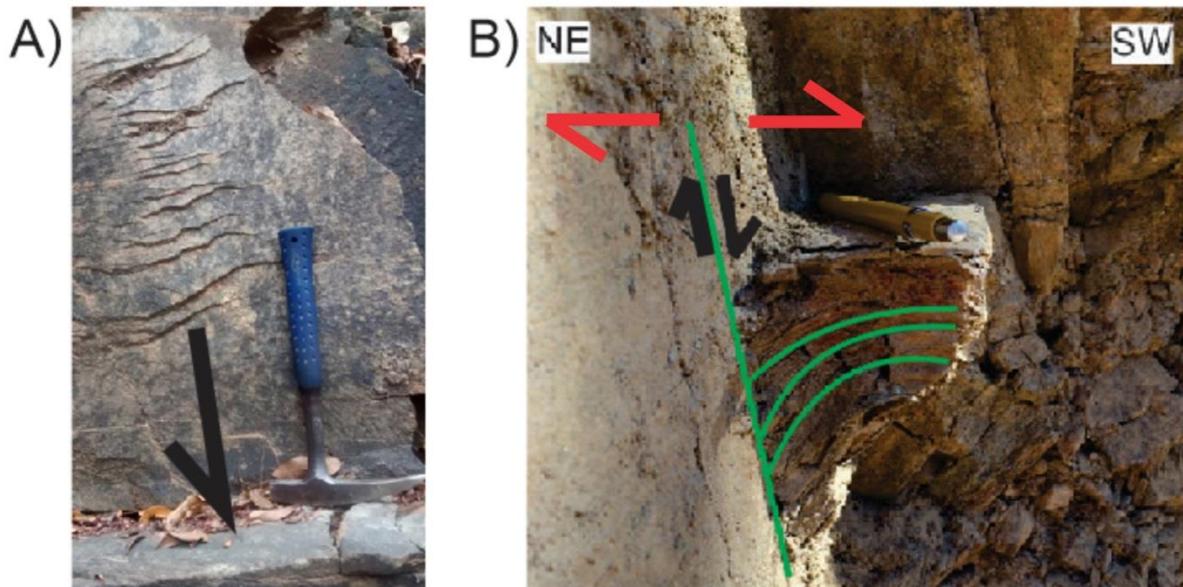


**Figura 2.12** – Relação de corte entre acamamento sedimentar (So), foliação (Sn) e plano de crenulação ( $S_{n+1}$ ).

Os planos de falhas (Sf) medidos foram correlacionados com falhas normais, devido à deslocamento de camadas (Figura 2.13) e presença de estruturas como *steps* de falha e anticlinal em *rollover* (Figura 2.14).



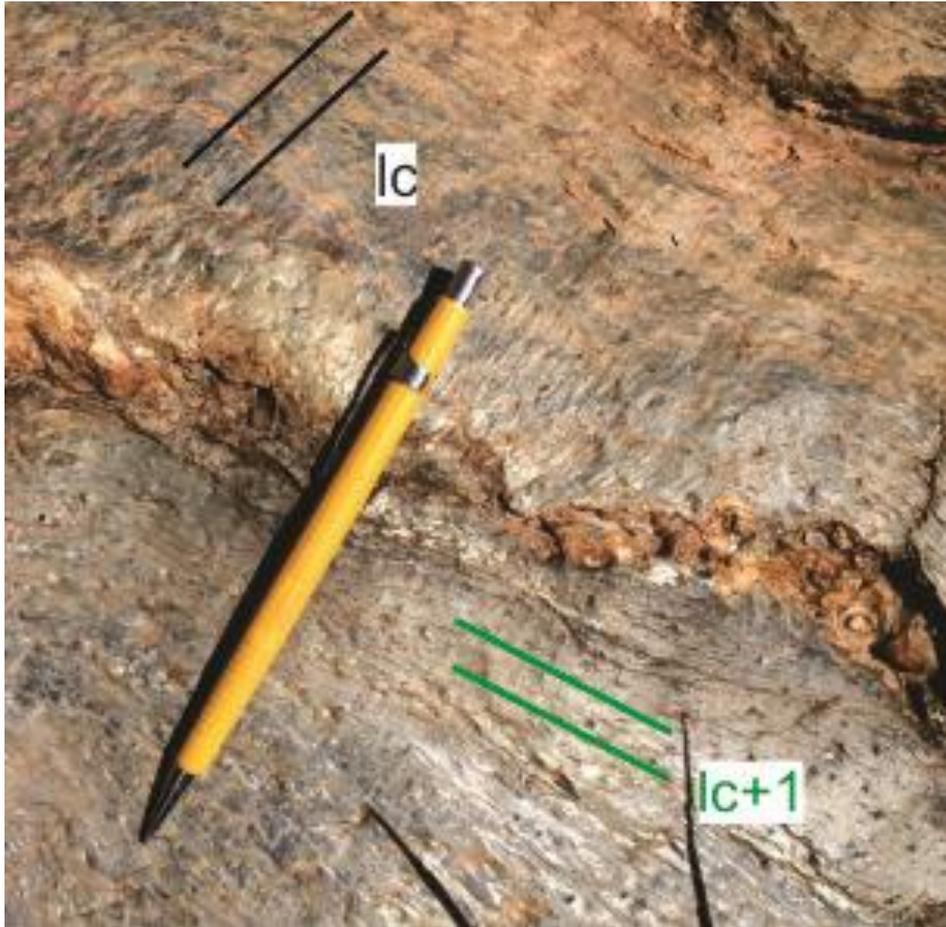
**Figura 2.13** – A) Afloramento com deslocamento de camadas; B) interpretação de uma falha normal em forma de rampa-patamar-rampa, caracterizada por deslocamento de camadas.



**Figura 2.14** – A) Fotografia que representa *steps* de falhas e mostra a direção de deslocamento da falha normal; B) fotografia que representa anticlinal de *rollover* e mostra um movimento distensional.

Adicionalmente, o contexto tectônico é marcado primeiramente por rifteamento e suas estruturas como falhas normais e posteriormente inversão da bacia Macaúbas pela orogênese Araçuaí.

Em algumas porções a W encontra-se um segundo plano de crenulação ( $S_{n+2}$ ), onde é visto como  $lc+1$ , interceptando obliquamente  $lc$  (Figura 2.14).



**Figura 2.15** – Lineação de crenulação secundária (Lc+1) interceptando a lineação de crenulação primária (lc), isto é, plano de crenulação secundária (Sn+2) interceptando plano de lineação primário (Sn+1).

Correlacionada com a tectônica regional, essa lineação de crenulação secundária (lc+1) pode ser resultado da interferência entre as duas grandes estruturas, zona de cisalhamento Chapada Acauã (CA) e corredor transpressivo Minas Novas (MN). Adicionalmente, a foliação (Sn+1) tem uma variação a NW da área com um mergulho predominando para S, onde se encontra uma grande estrutura *strike-slip* dextral, representada pela lineação mineral (lm) que muda de *down-dip* para *strike-slip*, e mudança na orientação do Rio Araçuaí de N-S para E-W. A sugestão para essa variação abrupta na foliação é a influência do corredor transpressivo Minas Novas (MN), o qual é representado por uma transcorrência dextral na região.



#### 3.1 INTRODUÇÃO

A constituição da litosfera terrestre permite ser diferenciada verticalmente e lateralmente por propriedades físicas singulares, as quais podem ser investigadas por diferentes métodos geofísicos tanto mais superficiais quanto em profundidades consideráveis. Para este capítulo, os fundamentos da magnetometria e radiometria serão descritos.

#### 3.2 MAGNETOMETRIA

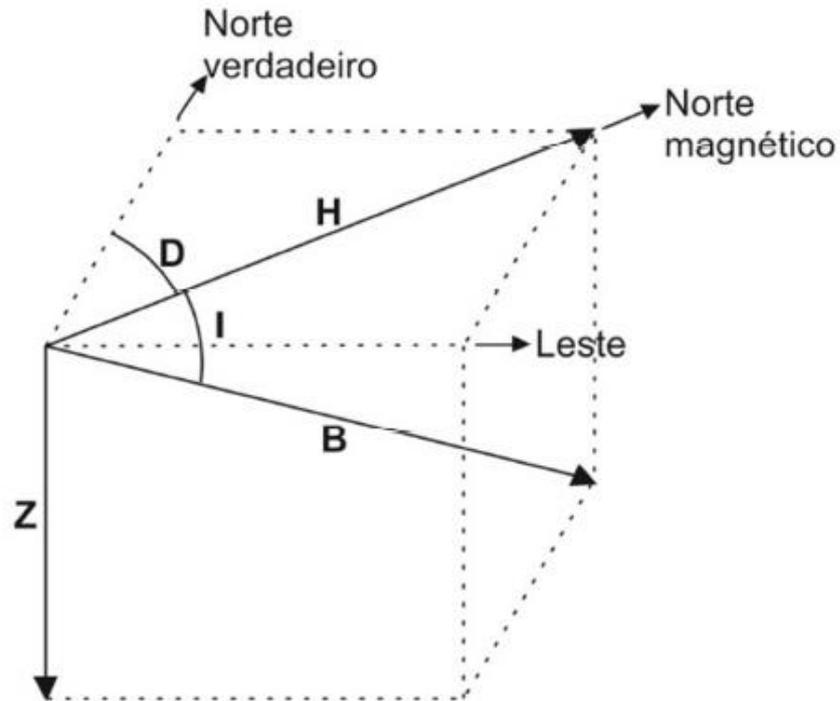
##### 3.2.1 Introdução

A magnetometria é classificada como um método potencial, fazendo uso das oscilações no campo magnético terrestre visando observar contrastes de susceptibilidade magnética, os quais podem estar associados com rochas e estruturas subsuperficiais.

##### 3.2.2 O campo magnético terrestre

Como descrito por Kearey *et al.* (2009), as anomalias magnéticas dos corpos geológicos são efeitos localizados os quais se superpõem ao campo magnético normal da Terra (campo geomagnético). Portanto, o entendimento do campo geomagnético é imprescindível tanto para a redução de dados magnéticos para um *datum* comum, quanto para a interpretação das anomalias resultantes.

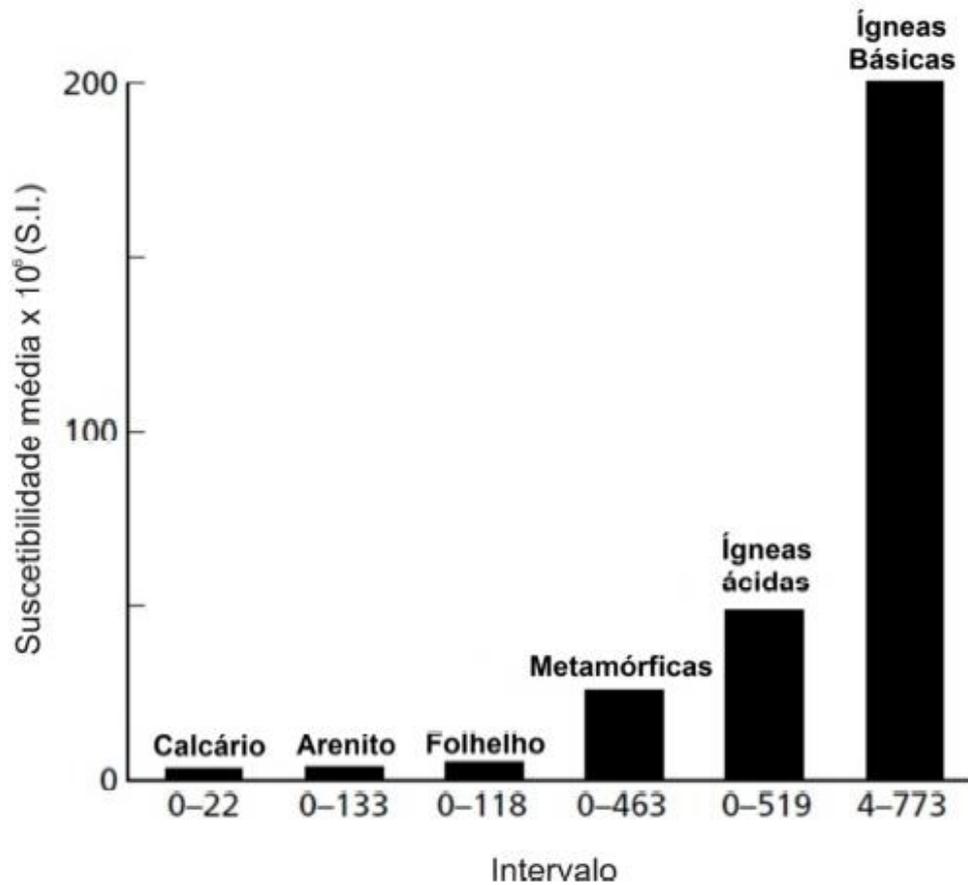
A direção do campo geomagnético pode ser registrada utilizando uma agulha magnética livremente suspensa a qual irá se orientar segundo essa direção. A Figura 3.1 representa o vetor campo total ( $B$ ) na direção do norte magnético, resultante da componente horizontal ( $H$ ) e da componente vertical ( $Z$ ). O ângulo horizontal entre o norte magnético e geográfico é a declinação ( $D$ ) e o mergulho de  $B$  é a inclinação ( $I$ ). O campo magnético modifica de acordo com a intensidade, variando entre 30000 nas regiões equatoriais e 60000 nT nos polos.



**Figura 3.1** – Componentes do campo geomagnético (modificado de Kearey *et al.* 2009)

### 3.2.3 Magnetismo das rochas e minerais

As rochas que compõem a litosfera da Terra são geralmente magnéticas devido a magnetização remanescente, isto é, criada a partir da sua Formação e orientação dos *spins* de elétrons com o campo magnético terrestre, ao serem magnetizadas a partir de uma indução magnética. Essa indução e/ou estimulação é controlada pela susceptibilidade magnética que varia para cada tipo de material litosférico. Os minerais magnéticos mais comuns são da série de uma solução sólida de óxidos de titânio e ferro, isto é, magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) a ulvoespínélio ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ), além da pirrotita, liga de Fe-Ni-Co e ferro nativo (Kearey *et al.* 2009). As anomalias magnéticas positivas ou negativas refletem basicamente a susceptibilidade magnética e/ou a magnetização remanescente da rocha, que se dispõe de maneira decrescente, das rochas ígneas básicas seguidas por ácidas, metamórficas, folhelho, arenito e calcário, como mostra a Figura 3.2 (Kearey *et al.* 2009).



**Figura 3.2** - Histograma com valores médios e intervalos de susceptibilidade dos tipos de rocha mais comuns (modificado de *Kearey et al.* 2009).

### 3.2.4 Tratamento e filtragem dos dados

A necessidade das reduções nos dados magnetométricos levantados são requisitadas por motivos de variações magnéticas que interferem na interpretação de rochas e estruturas de subsuperfície.

As devidas correções magnéticas são classificadas em: correção da variação diurna, correção geomagnética (IGRF - *International Geomagnetic Reference Field*) e correção topográfica. A correção diurna resulta do campo magnético induzido pelo fluxo de partículas carregadas dentro da ionosfera em direção aos polos magnéticos, já que ambos os padrões de circulação e as variações diurnas se modificam em sintonia com os efeitos de maré do Sol e da Lua. A correção do IGRF propicia identificar as de anomalias mais locais ocasionadas por corpos magnéticos (Telford *et al.* 1990). A topografia pode alterar o dado magnetométrico levantado, pois os levantamentos aéreos são feitos a uma altura de voo constante em relação ao nível do mar, quando o avião sobrevoa uma região de cota alta, uma serra, por exemplo, o alvo fica mais próximo do aparelho medidor, aumentando a intensidade do alvo, criando assim, uma falsa anomalia. Adicionalmente, os dados magnetométricos podem ser processados e filtrados de acordo com a necessidade de ressaltar, remover ou suavizar diferentes anomalias geofísicas com o intuito de integrar com os dados geológicos e buscar uma interpretação coerente (Dentith & Mudge 2014). Os filtros denominados Filtros de Fourier ou Transformadas de Fourier possibilitam selecionar intervalos de frequência do sinal analítico a fim de visualizar profundidades desejadas, sendo que quanto menor a frequência, maior a profundidade do alvo que a gerou (Telford *et al.* 1990). A Tabela 3.1 apresenta os principais Filtros de Fourier e suas respectivas finalidades.

**Tabela 3.1** - Filtros de Fourier e suas finalidades geofísicas (Modificada de Silva & Barbosa 2011).

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

### 3.2.5 Deconvolução de Euler

O método da Deconvolução de Euler foi criado para estimar a profundidade de fontes de campos potenciais (magnético e gravimétrico). Reid *et al.*, (1990), seguindo a técnica desenvolvida por Thompson (1982), aplicou a equação de Euler (Eq.1) correlacionando a distribuição da heterogeneidade e/ou densidade da susceptibilidade magnética das fontes causadoras com sua profundidade e geometria do corpo.

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N (B - T) \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde  $(x_0, y_0, z_0)$  é a posição da fonte magnética,  $(x, y, z)$  é a coordenada da estação, B é o campo regional, T é anomalia do campo total e N é o índice estrutural que mede a taxa de decaimento do campo com a distância, a qual está relacionado com a fonte que gerou a anomalia (Thompson (1982); Reid *et al.* 1990) (Tabela 3.2).

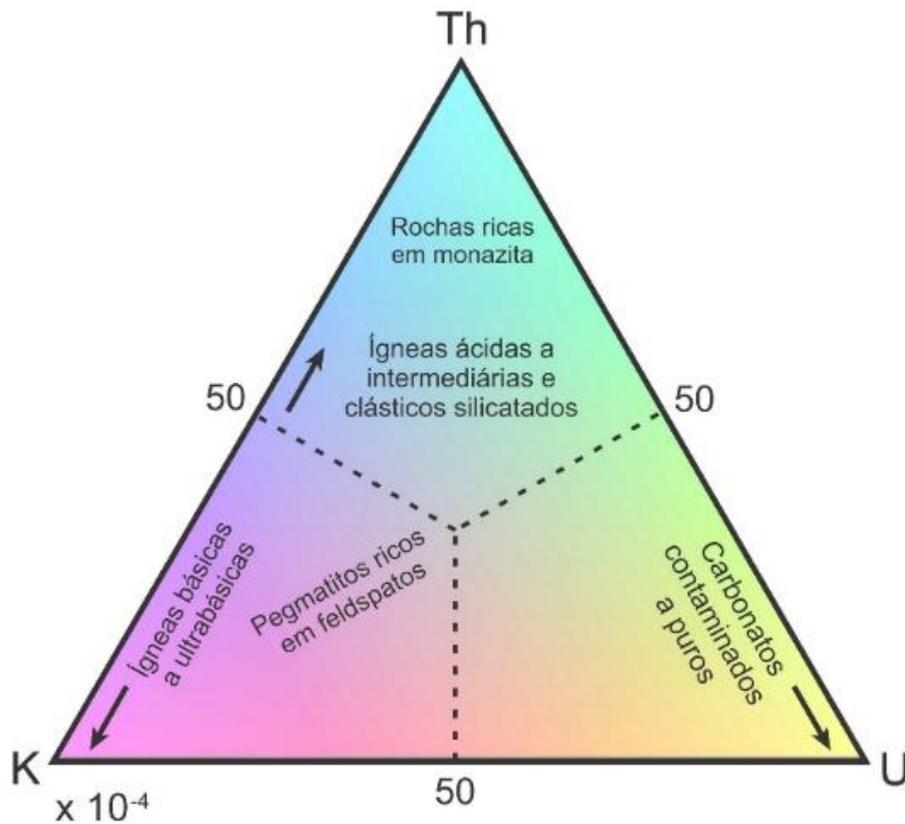
**Tabela 3.2** - Relação do índice estrutural com os modelos físico e geológico (Reid *et al.* 1990).

Índice Estrutural	Modelo Físico	Modelo Geológico
1,0	Monopolo	Contato
1,5	Dipolo	Dique Fino
2,0	Prisma	Dique
2,5	Cilindro	<i>Pipe</i>
3,0	Esfera	Diápiro

## 3.3 RADIOMETRIA

### 3.3.1 Introdução

Os levantamentos radiométricos são extremamente proficientes para mapeamentos geológicos superficiais, prospecções de áreas hidrotermalizadas e depósitos associados a elementos radioativos, uma vez que retratam assinaturas radioativas de urânio ( $^{238}\text{U}$ ), tório ( $^{232}\text{Th}$ ) e potássio ( $^{40}\text{K}$ ), contudo o levantamento tem baixa penetrabilidade (Kearey *et al.*, 1990). A figura 3.3 exibe a abundância relativa de elementos radiativos em diferentes tipos de rochas.



**Figura 3.3** - Abundâncias relativas de elementos radioativos em diferentes tipos de rochas (modificado de Kearey *et al.* 2009).

### 3.3.2 Radioatividade natural

A radioatividade existente na natureza é representada por materiais que contém isótopos instáveis, isto é, elementos com diferentes números de nêutrons, mas com o mesmo número atômico e que podem se transformar em outros elementos através da emissão de partículas radioativas, alfa ( $\alpha$ ), beta ( $\beta$ ) e gamma ( $\gamma$ ).

Kearey *et al.* (2009) descreve as partículas alfa ( $\alpha$ ) como núcleos de hélio  ${}^4_2\text{He}$  que são emitidos do núcleo durante certas desintegrações ( ${}^w_n\text{A} \rightarrow {}^{w-4}_{n-2}\text{B} + {}^4_2\text{He}$ ). As partículas beta ( $\beta$ ) são elétrons que podem ser emitidos quando um nêutron se divide em um próton e um elétron durante certas desintegrações. O próton permanece dentro do núcleo de modo que o peso atômico permanece o mesmo, mas o número atômico aumenta de um para formar um novo elemento ( ${}^w_n\text{A} \rightarrow {}^w_{n+1}\text{B} + e^-$ ). Os raios gama ( $\gamma$ ) são pura radiação eletromagnética liberada de núcleos excitados durante desintegrações. Eles são caracterizados por frequências mais altas que  $10^{16}$  Hz, aproximadamente, e diferem dos raios-X somente por serem de energia mais alta.

Essas emissões radioativas contém características pervasivas muito distintas, sendo que as partículas ( $\alpha$ ) são indetectáveis durante o levantamento radiométrico, enquanto que as partículas ( $\beta$ ) são somente detectadas em levantamento de solo. Em contrapartida, os raios gama ( $\gamma$ ) são reconhecidos por altas frequências e penetrabilidade, sendo, portanto, o mais aplicado no levantamento radiométrico aerotransportado.

### 3.3.3 Radioatividade das rochas e minerais

A presença dos radio-elementos urânio ( ${}^{238}\text{U}$ ), tório ( ${}^{232}\text{Th}$ ) e potássio ( ${}^{40}\text{K}$ ) varia de acordo com o tipo de rocha, sendo elas ígneas, metamórficas e sedimentares.

Dentith & Mudge (2014) sugere que nas rochas ígneas, os radio-elementos têm uma relação direta com a presença da sílica, isto é, rochas ultramáficas e máficas têm um conteúdo muito baixo, aumentando suscetivelmente para as intermediárias e valores altos nas félsicas. O aumento se dá devido a grande abundância de feldspatos e micas. Em rochas félsicas, minerais acessórios como zircão são mais comuns, o qual aumenta significativamente a abundância dos radio-elementos. Adicionalmente, pegmatitos, carbonatitos, kimberlitos e outras rochas altamente alcalinas são formados em estágios finais de diferenciação, contendo alto U e Th comparado com K, devido à concentração de elementos incompatíveis no estágio final do *melt*.

O efeito do metamorfismo na distribuição do K, U e Th é de certa forma incerteza. Geralmente altos valores de K, U e Th estão nas rochas supracrustais comparados com as rochas da crosta inferior, tais como granulitos, podendo indicar processos metamórficos, mudança da temperatura e pressão, que transportam esses elementos para profundidades mais rasas na forma soluções ou *melts*. O dado disponível atual mostra que, em geral, metamorfismo não afeta significativamente o conteúdo dos radio-elementos, sendo, portanto, a concentração dos mesmos refletir o protólito (Dentith & Mudge 2014).

De acordo com Dentith & Mudge (2014), a distribuição de K, U e Th nas rochas sedimentares são complexos, sendo influenciada pelo protólito, assim como as rochas metamórficas, além dos processos do ciclo sedimentar e das diferentes propriedades geoquímicas de cada elemento. A resposta radiométrica é determinada predominantemente por feldspato, mica e argilominerais, suplementados por minerais pesados contendo Th e U. Minerais pesados, tais como monazita, titanita e zircão são resistentes a intemperismo mecânico, e são importantes para observar radio-elementos.

As principais rochas hospedeiras de potássio são granitos e pegmatitos (ígneas ácidas), os quais possuem minerais tais como microclina ou ortoclásio e muscovita. Adicionalmente, rochas sedimentares evaporíticas contém minerais com alto teor de potássio como silvita e carnalita. Outra forma de ter ocorrência de potássio seria por alteração hidrotermal (Telford *et al.* 1990). A tabela 3.3 representa os minerais e ocorrências de potássio.

**Tabela 3.3** - Minerais e ocorrências de potássio (modificado de Telford *et al.* 1990).

Potássio	
Minerais	(i) Ortoclásio e microclina [KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> ]
	(ii) Moscovita [H <sub>2</sub> KAl(SiO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> ]
	(iii) Alunita [K <sub>2</sub> Al <sub>6</sub> (OH)12Si <sub>4</sub> ]
	(iv) Silvita, carnalita [KCl, MgC <sub>12</sub> .6H <sub>2</sub> O]
Ocorrências	(i) Principais constituintes em rochas ígneas ácidas e pegmatitos
	(ii) Principais constituintes em rochas ígneas ácidas e pegmatitos
	(iii) Alteração em vulcânicas ácidas
	(iv) Depósitos de salinas em sedimentos

O urânio primário pode ser encontrado em óxidos e silicatos, enquanto que urânio secundário, isto é, originado por processos intempéricos, aglomeram-se em argilominerais e óxidos de ferro autigênicos. Os minerais caracterizadores de alto teor de urânio são: uraninita, detectada em pegmatitos, veios hidrotermais e granitos, sendo a gummita seu produto de alteração; carnotita, encontradas em arenitos; rochas sedimentares evaporíticas e folhelhos negros carbonosos (Telford *et al.* 1990). A tabela 3.4 apresenta os minerais e ocorrências de urânio.

**Tabela 3.4** - Minerais e ocorrências de urânio (modificado de Telford *et al.* 1990).

Urânio	
Minerais	(i) Uraninita [óxido de U, Pb, Ra + Th, terras raras]
	(ii) Carnotita [K <sub>2</sub> O.UO <sub>3</sub> .V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .2H <sub>2</sub> O]
	(iii) Gummita [alteração da uraninita]
Ocorrências	(i) Granitos, pegmatitos e/com depósitos em veios de Ag, Pb, Cu..
	(ii) Arenitos
	(iii) Associado à uraninita

Os minerais que melhor representam valores de tório são: zircão e monazita, os quais são presentes em gnaisses, granitos e pegmatitos; uranotorita, torita e torianita, encontrados em pláceres, gnaisses e em granitos. O tório é lixiviado durante o processo intempérico, podendo concentrar em argilominerais e em minerais oxidados ou hidratados, à base dos elementos químicos titânio ou ferro (Telford *et al.* 1990). A tabela 3.5 exemplifica os minerais e ocorrência de tório.

**Tabela 3.5** - Minerais e ocorrências de tório (modificado de Telford *et al.* 1990).

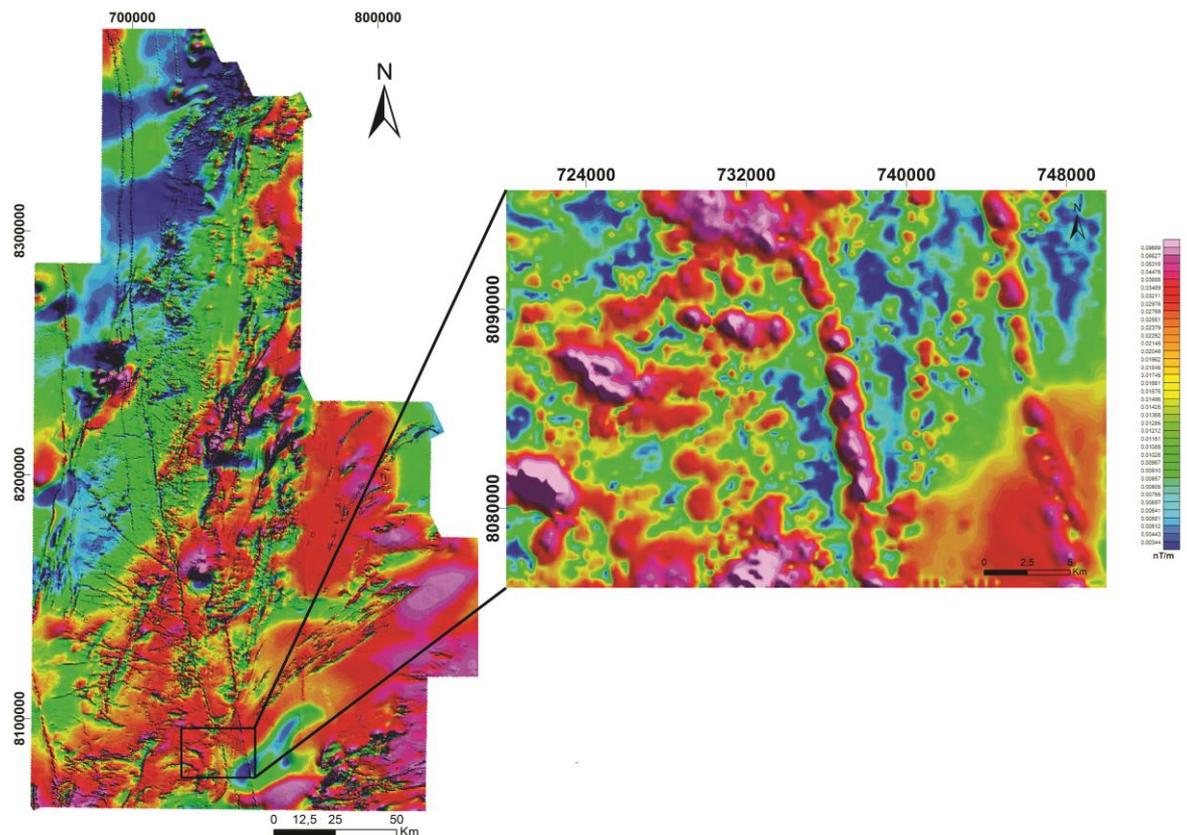
Tório	
Minerais	(i) Monazita [ThO <sub>2</sub> + raro fosfato terrígeno]
	(ii) Torianita [(Th,U)O <sub>2</sub> ]
	(iii) Torita, Uranotorita [ThSiO <sub>4</sub> + U]
Ocorrências	(i) Granitos, pegmatitos, Gnaisses
	(ii) Granitos, pegmatitos, pláceres
	(iii) Granitos, pegmatitos, pláceres



#### 4.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo será apresentada a análise geofísica qualitativa da área estudada, que se baseia na confecção e interpretação dos mapas temáticos magnetométricos e radiométricos. Estes mapas foram elaborados por meio do *software* Geosoft Oasis Montaj (versão 7.0.1) e posteriormente integrados e interpretados com os dados geológicos no *software* ArcGIS 10.3.

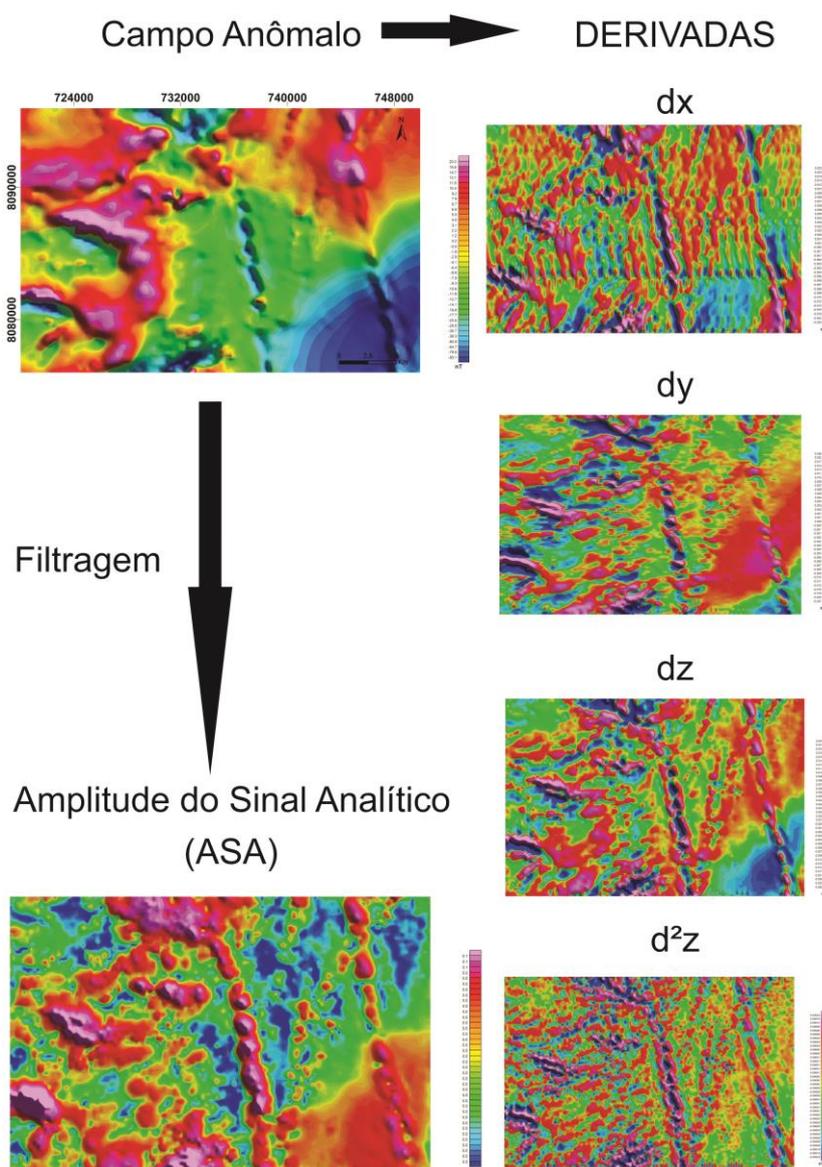
A área deste trabalho está posicionada na porção extremo sul da Área 8 do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, denominada como: Minas Novas - Riacho dos Machados - Espinosa (Figura 4.1).



**Figura 4.1** - A) Localização da Área 8 do Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, denominada: Minas Novas - Riacho dos Machados – Espinosa; B) posicionamento da área de estudo em relação à Área 8.

## 4.2 ANÁLISE MAGNETOMÉTRICA

A magnetometria auxilia na identificação de lineamentos estruturais em superfície e interpretação geomorfológica em profundidade. Para tal interpretação faz-se necessário a elaboração dos mapas temáticos através de uma sequência produtiva de derivações e filtragens (Figura 4.2). Através do mapa magnético corrigido do *Internacional Geomagnetic Reference Field* (IGRF) emprega-se uma sequência de filtros para a geração dos mapas de derivadas e do mapa de amplitude do sinal analítico (ASA), através da rotina *MAGMAP*.



**Figura 4.2** - Fluxograma representativo da confecção dos mapas temáticos, sendo gerado primeiro o campo anômalo, seguido da filtragem, amplitude do sinal analítico, e derivadas,  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$ ,  $d^2z$ , através dos dados aeromagnetométricos levantados na área de estudo no *software* Geosoft Oasis Montaj 7.0.1.

Os filtros de Fourier têm como principal objetivo salientar as anomalias mais superficiais, pois estas possuem quantidades de minerais magnetizados suficientes para interferir no campo magnético total, caracterizando-se assim uma interface embasamento-supracrustais. Adicionalmente, foram feitas derivações com a finalidade de ressaltar estruturas essenciais. Assim, foram confeccionados os mapas de gradiente vertical de primeira e segunda ordem em Z e gradiente horizontal de primeira ordem em X e Y, como demonstrado na Figura 4.2.

A interpretação magnetométrica qualitativa da área fundamentou-se, principalmente, na análise do mapa de Amplitude do Sinal Analítico, pois este apresenta uma característica monopolar. Dentith & Mudge (2014) assume que o sinal analítico é efetivo por delinear limites geológicos e corpos indivisos, como diques máficos. A explicação é que o sinal analítico magnético depende essencialmente da força do sinal magnético e não do vetor direcional do corpo magnético, sendo bastante usado em regiões equatoriais, onde o campo magnético total induzido fornece uma resolução espacial limitada, e quando a fonte magnética carrega uma forte magnetização remanescente. Dessa forma, a anomalia simétrica do sinal analítico situa-se acima de um corpo magnético vertical e quando a anomalia é assimétrica, o comprimento de onda maior da anomalia é na direção do mergulho do corpo magnético. O estudo das anomalias magnéticas da área foi realizado a partir de fácies magnéticas com características semelhantes. A partir disso, ramificou-se quatro magnetofácies distintas, fundamentadas nos valores de amplitude e comprimento de onda das anomalias (4.3).

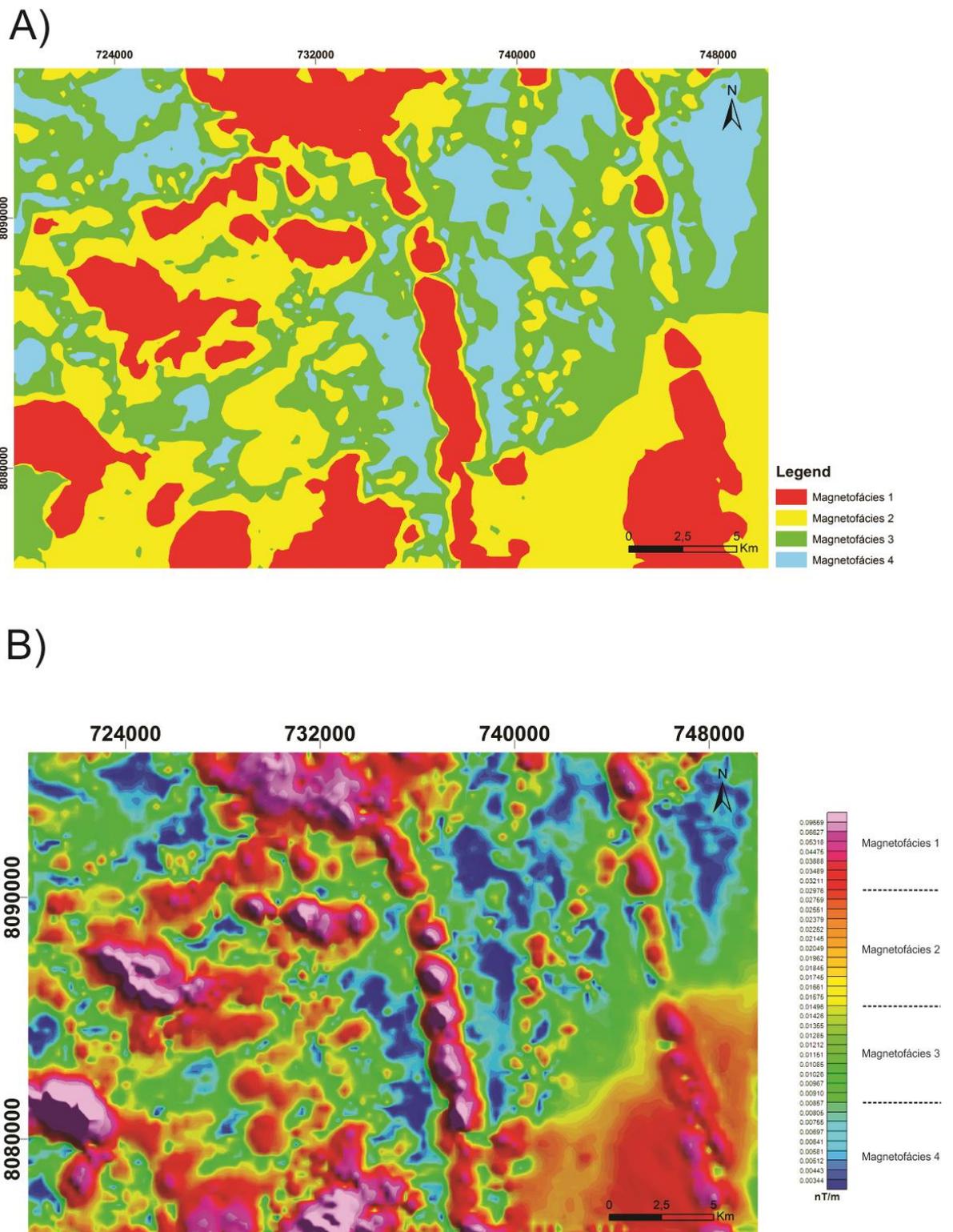
A magnetofácies 1 é representada pelos maiores valores de magnetização, entre 0.02976 e 0.09559 nT/m, os quais caracterizam altas amplitudes e baixo comprimentos de onda, isto é, alta susceptibilidade magnética das litologias e estruturas geológicas rasas. Esta magnetofácies apresenta-se por cores avermelhada, rosa e magenta, sendo distribuída, predominantemente, na parte centro-oeste da área e alguns lineamentos na parte leste. O lineamento mais ressaltado possui a direção NNW, e os outros NNE e NE, manifestando possíveis intrusões. Na parte oeste da área, destaca-se um lineamento E-W, podendo ser associado a alguma grande estrutura geológica.

A magnetofácies 2 apresenta uma magnetização intermediária, entre 0,01496 e 0,02976 nT/m. Essa magnetofácies é distribuída, particularmente, em torno da magnetofácies 1 e em outras porções individualizadas, possuindo cores amareladas a laranja forte. Os lineamentos na parte leste que refletem a magnetofácies 1 também são acompanhados pela coloração da magnetofácies 2.

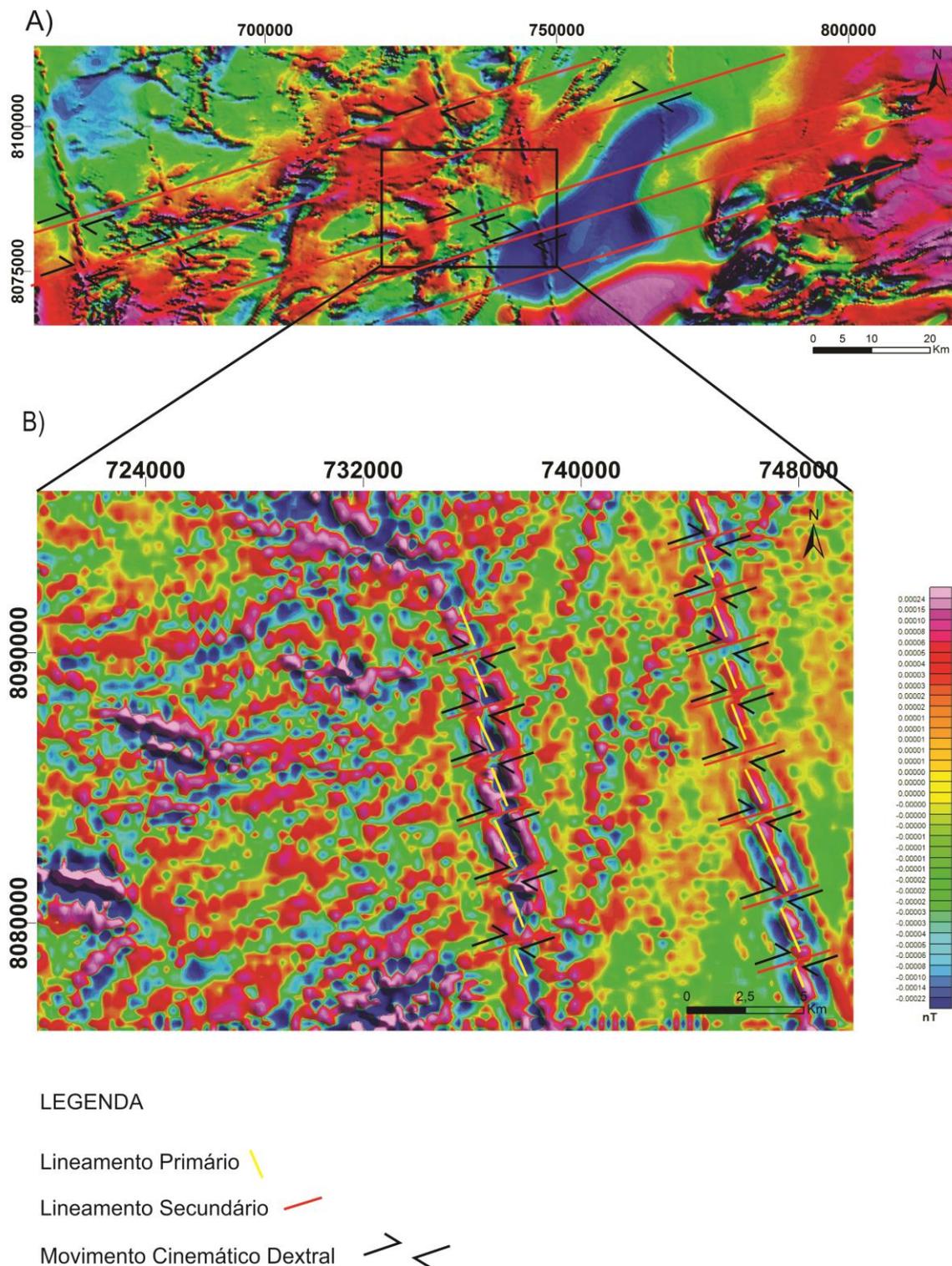
A magnetofácies 3, aparenta coloração entre amarelo e verde claro, com valores 0,00857 a 0,01496 nT/m. Esta magnetofácies dispõe-se de maneira homogênea sobre a área em estudo. A última magnetofácies, 4, retrata os menores valores de magnetização, entre 0,00344 e 0,00857 nT/m. Os tons de cores são azul escuro a claro. A sua disposição está no centro-leste da área, assim como na porção noroeste da área. Esta quarta magnetofácies é caracterizada por conter baixas amplitude e alto comprimento de onda, e, portanto, baixa susceptibilidade magnética das rochas e estruturas geológicas, além de alcançar maiores profundidades.

Dessa forma, é possível distinguir dois domínios majoritários: o oeste, com os maiores valores de magnetização, predominando as magnetofácies 1 e 2, e o Leste, com os menores valores de susceptibilidade magnética, correspondendo as magnetofácies 3 e 4, com exceção dos grandes lineamentos NNW que cortam esse domínio.

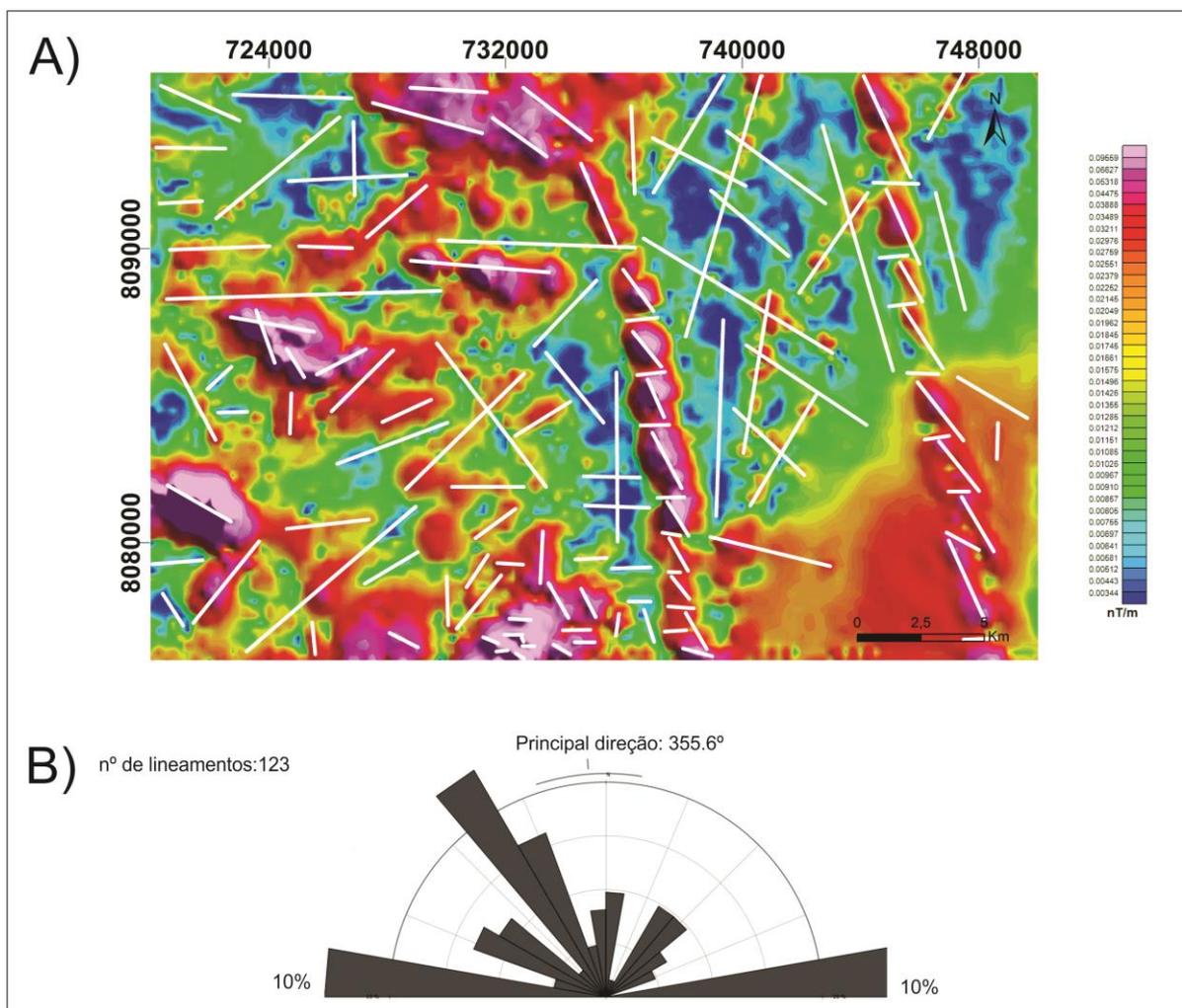
Os lineamentos relatados nas magnetofácies foram marcados no mapa de amplitude do sinal analítico (ASA) e dispostos em uma roseta de direções azimutais (Figura 4.5) que foram gerados no *software* OpenStereo 0.1.2. A direção principal dos 123 lineamentos designados na roseta foi 355,6°, isto é, uma direção NNW variando 13,6°. Os lineamentos de maior comprimento foram dispostos em uma direção preferencial NW, enquanto os lineamentos de menor comprimento em um *trend* EW. Os mapas campo anômalo da parte sul da área 8 e D<sup>2</sup>Z (Figura 4.4) diagnosticou o lineamento NW como *primário* e o EW como *secundário*, devido ao fato de o EW deslocar o NW na forma de um movimento cinemático dextral, isto é, intrusões na parte centro e leste do mapa D<sup>2</sup>Z sendo deslocados lateralmente. Esse lineamento EW pode ser correlacionado com o corredor transpressivo Minas Novas (MN) e o NW com a Formação zona de cisalhamento Chapada Acauã (CA).



**Figura 4.3** – A) Mapa de magnetofácies; B) mapa de amplitude do sinal analítico (ASA), com as magnetofácies interpretadas.



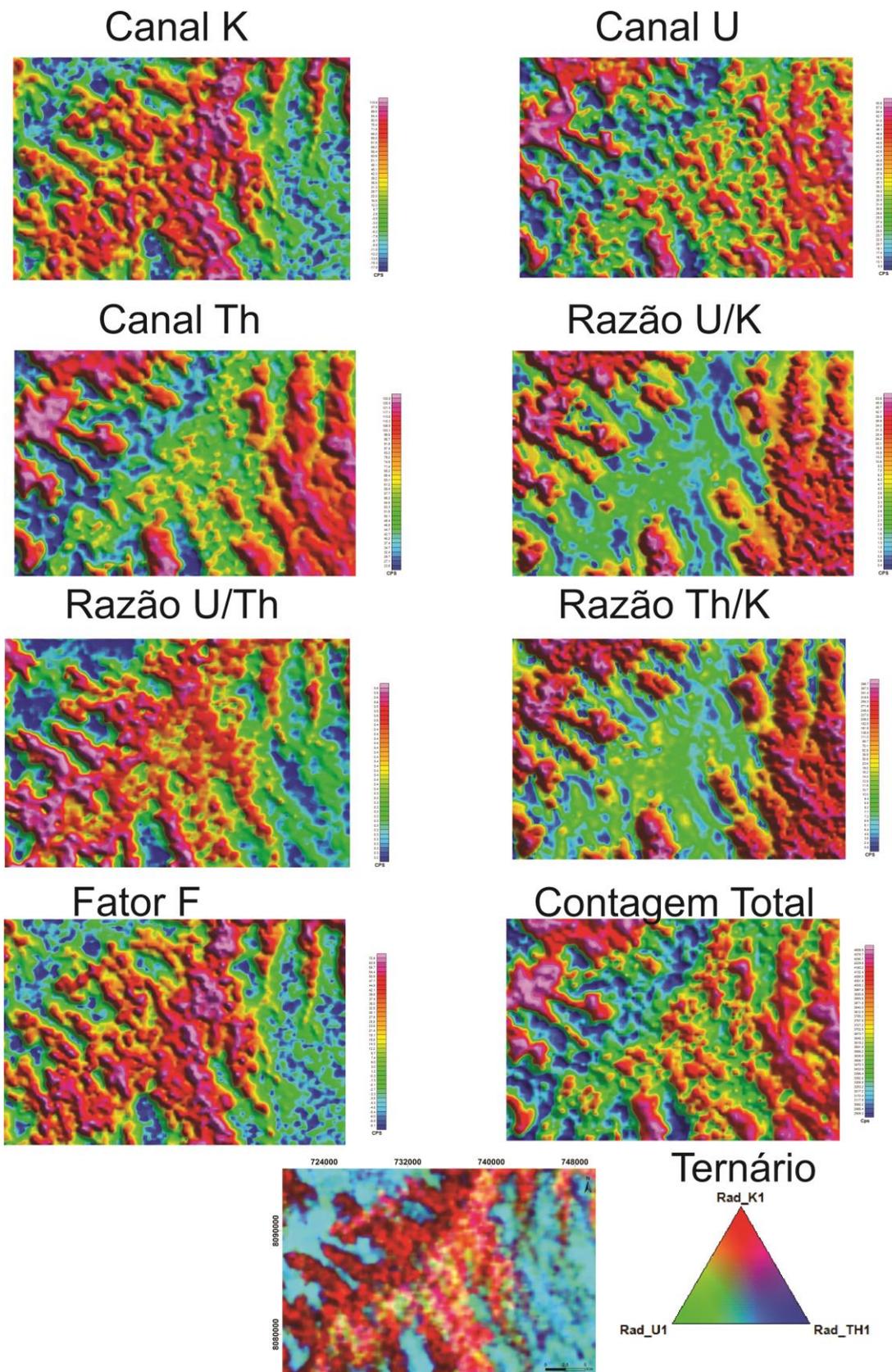
**Figura 4.4** - A) Mapa campo anômalo do sul da Área 8 que mostra o lineamento secundário regional e movimentos cinemáticos dextrais; B) mapa  $D^2Z$  com alguns lineamentos primários e secundários ressaltados que evidenciam um movimento de cinemática dextral nas intrusões da área em estudo.



**Figura 4.5** - A) Mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA) com lineamentos destacados em branco; B) roseta que foi gerada a partir das direções azimutais dos lineamentos em “A”.

### 4.3 ANÁLISE RADIOMÉTRICA

A radiometria correlaciona-se com assinaturas de diferentes níveis de urânio ( $^{238}\text{U}$ ), tório ( $^{232}\text{Th}$ ) e potássio ( $^{40}\text{K}$ ), os quais refletem em superfície rasa as rochas em subsuperfície, devido ao seu baixo poder de penetrabilidade. Assim, os mapas gerados foram usados com intuito de auxiliar o mapeamento da área em estudo. Para a geração dos mesmos, foi realizado o método da mínima curvatura para os canais de U, Th e K, confeccionando os mapas de Contagem Total, Imagem Ternária, Parâmetro F e razões U/Th, U/K e Th/K (Figura 4.6).



**Figura 4.6** - Mapas temáticos radiométricos gerados através do *software* Geosoft (Oasis Montaj 7.0.1).

A interpretação qualitativa dos dados radiométricos foi feita através, principalmente, da imagem ternária RGB (*red-green-blue* = K-U-Th), na qual foi definida três radiofácies (Figura 4.7).

As três radiofácies identificadas foram classificadas de acordo com o teor relativo de potássio (K), urânio (U) e tório (Th), os quais são representados pela legenda colorida triangular da Figura 4.7. Assim, a tonalidade da cor do mapa ternário identifica quais respectivos radio-elementos são mais ou menos abundantes em cada parte do mapa. A radiofácies 1 é caracterizada por um teor alto de K, baixo U e Th, cuja interpretação é conduzida pela intensa coloração avermelhada centro-oeste do mapa ternário. A radiofácies 2 é representada por uma mistura de cores vermelha e verde, resultando em uma coloração amarelada e rosada, possuindo assim, teor médio de K, médio de U, e baixo Th. A radiofácies 3 é identificada por uma coloração azul clara e um pouco escuro, que corresponde a uma interação entre médio Th, médio U e baixo K.

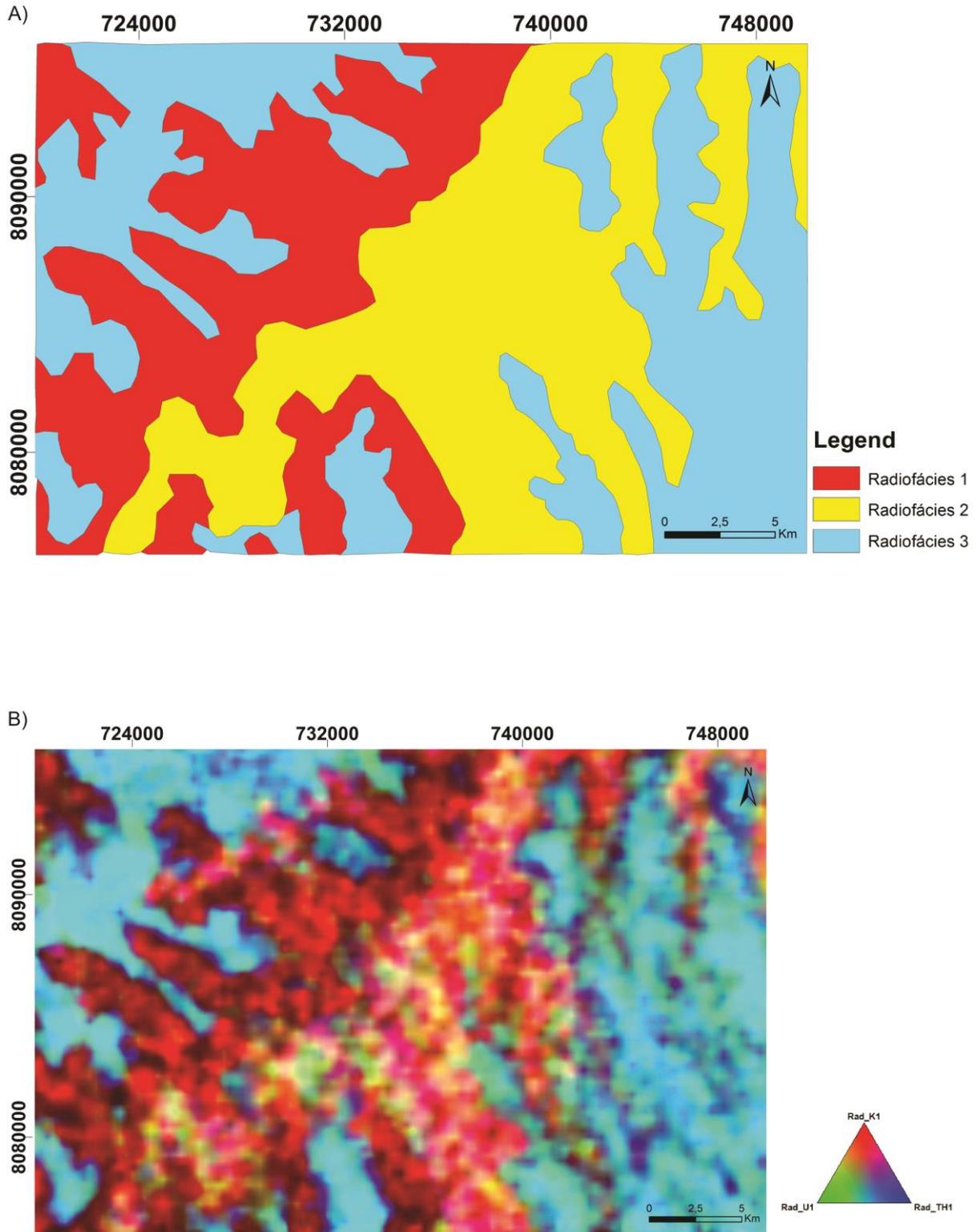
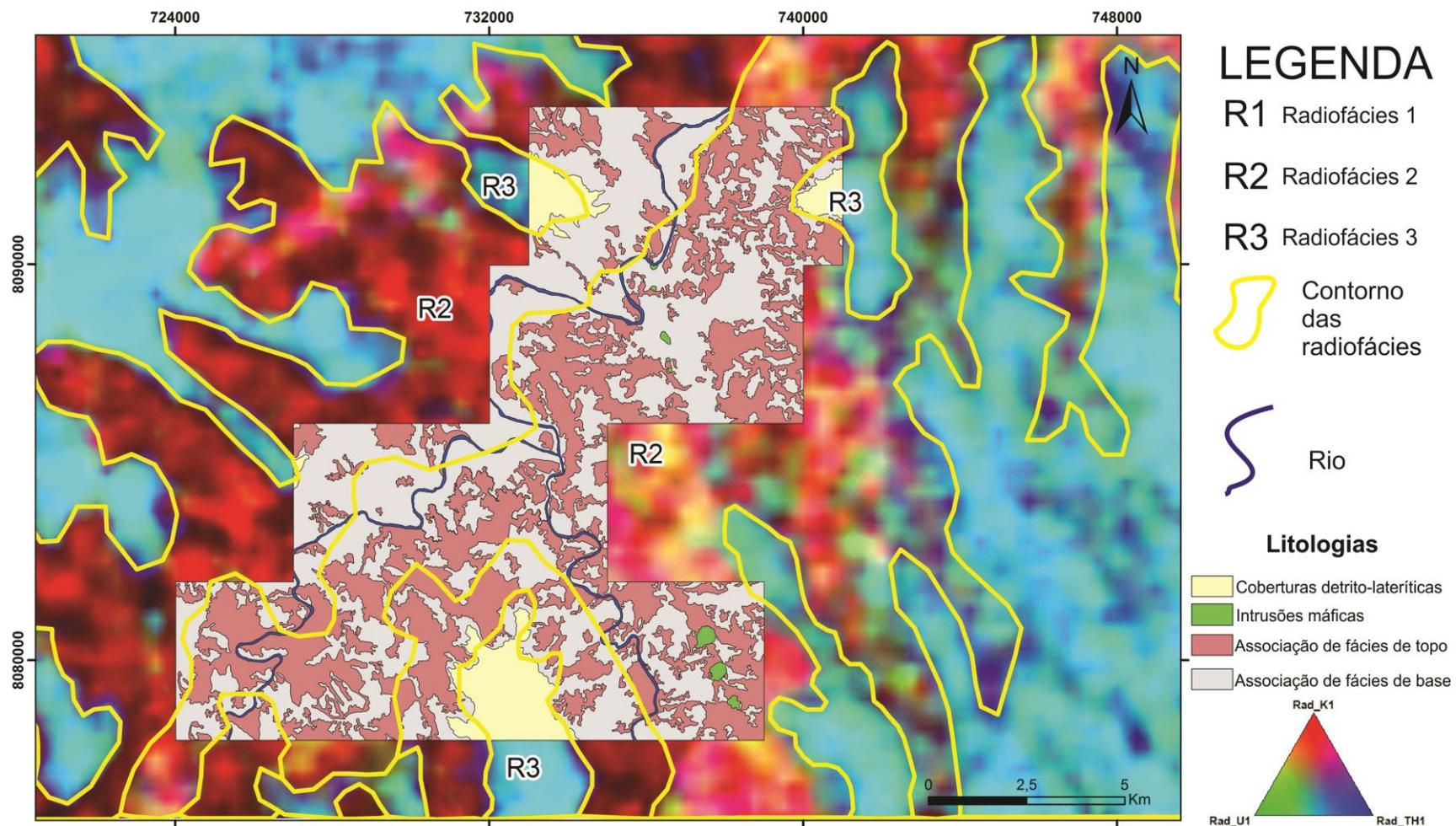


Figura 4.7 - A) Mapa de radiofácies; B) mapa radiométrico de imagem ternária original.

#### **4.4 INTEGRAÇÃO ANÁLISE RADIOMÉTRICA E MAPA LITOLÓGICO**

O mapa litológico foi comparado com o mapa ternário e o contorno das radiofácies, (Figura 4.8). Assim pode-se observar que as similaridades são grandes, como a associação de fácies de base com a radiofácies 1, vermelha, a associação de fácies de topo e intrusões máficas com a radiofácies 2, amarela, e as coberturas detrítico-lateríticas com a radiofácies 3, azul. A associação de fácies de base é caracterizada por diamictitos com matriz micácea (muscovita e biotita) e mica-quartzo-xisto, podendo ser correlacionado o alto K do mapa ternário com essas micas. A radiofácies 2 é uma mistura de associação de fácies de base com a associação de fácies de topo, isto é, cores rosas são correlacionadas com as micas potássicas da associação de fácies de base e as intrusões máficas, enquanto que as cores amarelas com influência de minerais com U, como zircão, das rochas quartzo-mica-xisto. As coberturas detrítico-lateríticas são marcadas perfeitamente pela coloração azul claro que é caracterizada pelo decaimento do U para Th e podendo ser relacionada com um material resistente, quartzoso, e possível presença de zircão. Adicionalmente, o Rio Araçuaí marca, grosseiramente, o contato entre a radiofácies 1 (vermelha) e 2 (amarela), levando em conta que o mapa litológico tem um detalhe maior, escala 1:25000, do que o aerolevanteamento radiométrico que é regional.



**Figura 4.8** - Mapa litológico sobreposto ao mapa de imagem ternária e com contornos das radiofácies.

#### 5.1 INTRODUÇÃO

A análise quantitativa tem como foco calcular e estimar a profundidade e a localização das fontes geradoras das anomalias magnéticas, suas geometrias e suas feições estruturais. Para tal finalidade, utilizou-se a metodologia da Deconvolução de Euler bidimensional (2D) e, em sequência, a interpolação dos perfis de deconvolução a fim de gerar o modelo de inversão tridimensional (3D) através da ferramenta *Krigagem* do *software* ArcScene.

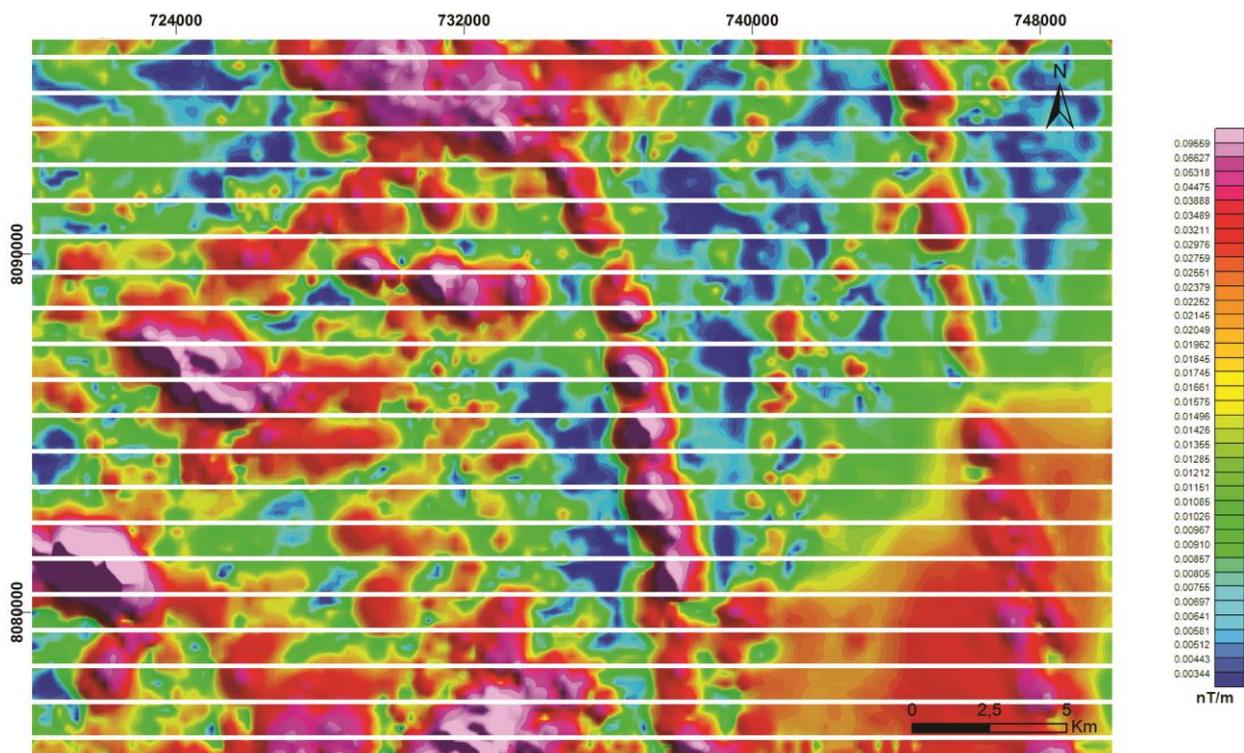
#### 5.2 DECONVOLUÇÃO DE EULER

A Deconvolução de Euler 2D foi realizada a partir do *software* livre *Euler Deconvolution* 1.00 da *School of Geosciences – University of Witwatersrand* (Durrheim & Cooper 1998), afim de estimar as profundidades médias do topo da fonte que gerou a anomalia magnética.

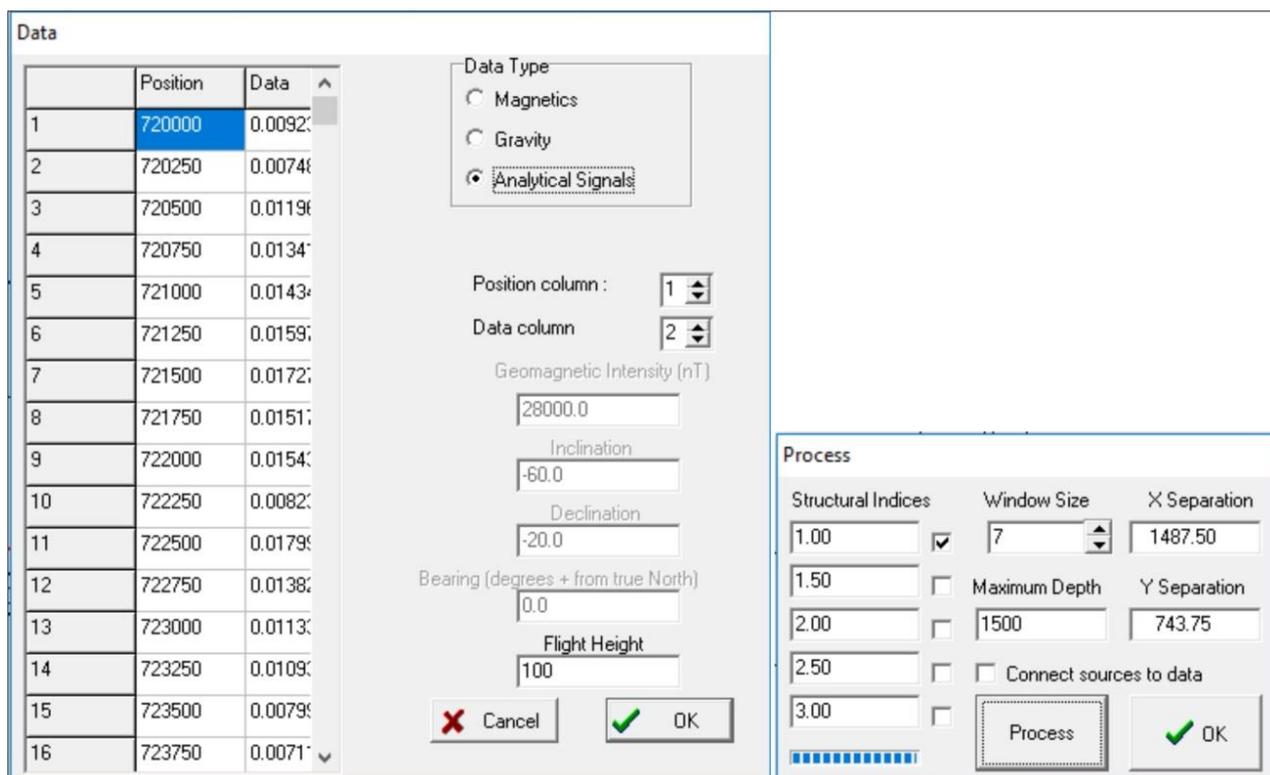
Foram gerados 20 perfis magnetométricos na área de estudo, 30 por 20 quilômetros (km), com direção E-W a fim de conhecer melhor as estruturas regionais que apresentam maiores contrastes de susceptibilidade magnética (Figura 5.1), e através da mudança nos parâmetros de janela estrutural e profundidade máxima, auxiliou a produzir um melhor modelo de inversão 3D correspondente à geologia da área.

Os perfis foram traçados, inicialmente, sobre o mapa amplitude do sinal analítico no *software* ArcMap 10.3 com equidistância de 1 km e, posteriormente, exportados para o *software* Geosoft (Oasis Montaj 7.0.1) com intuito de obter as coordenadas X, Y e o valor da susceptibilidade magnética ao longo do perfil. As informações foram extraídas de oeste para leste no formato .csv, sendo convertidas para .dta, uma vez que esta extensão corresponde com a interface requerida no *software* livre *Euler Deconvolution* 1.00.

Dessa forma, esses dados foram importados no *software* livre *Euler Deconvolution* 1.00 para a confecção dos perfis 2D. Este *software* livre utiliza diversos parâmetros para determinar a localização e a profundidade média estimada da fonte da anomalia magnética, que são: altura do levantamento, profundidade máxima especulada, índice estrutural e tamanho da janela estrutural. A altura do aerolevanteamento realizado foi 100 metros (m) e o índice estrutural escolhido é 1 o qual representa contato geológico e estruturas planares, sendo que o tamanho da janela estrutural e a profundidade máxima estimada variou de acordo com a resposta condizente com o arcabouço tectônico da região (Figura 5.2).



**Figura 5.1** - Mapa de amplitude do sinal analítico, com os 20 perfis de orientação E-W.



**Figura 5.2** - Janelas da interface do freeware *Euler Deconvolution* 1.00 que exibem os dados inseridos (Altura de voo – *Flight Height*; Índice Estrutural – *Structural Index*; Tamanho da Janela – *Window Size*; Profundidade Máxima Estimada – *Maximum Depth*).

### 5.3 APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

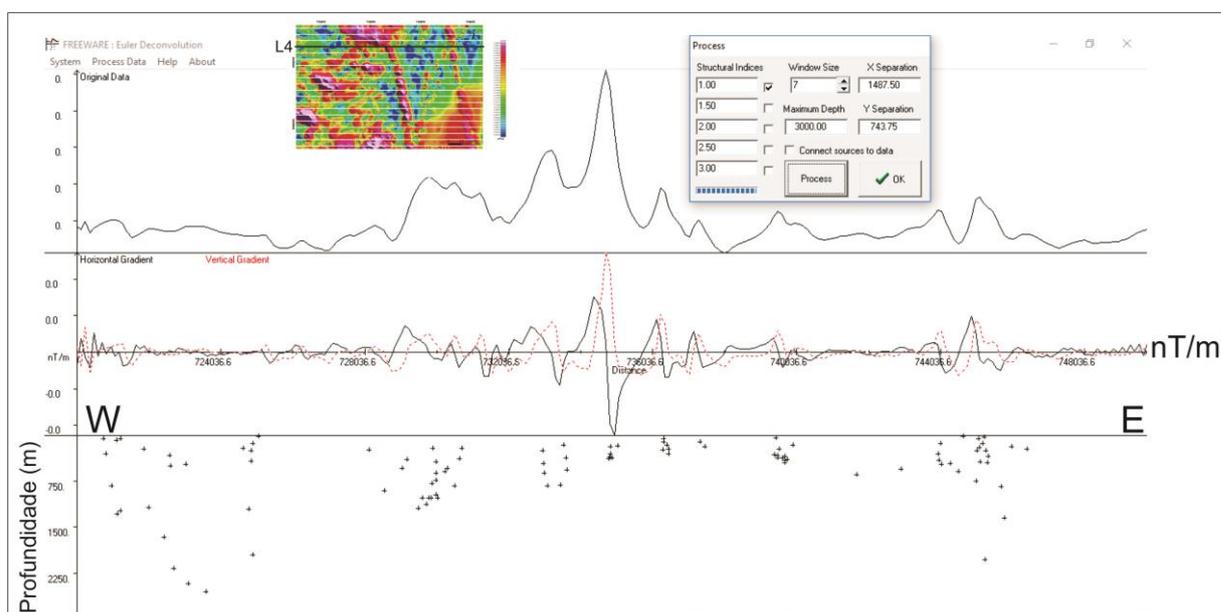
Os vinte perfis gerados foram interpretados e constataram-se resultados magnéticos com geometrias e profundidades significativas ao longo da extensão da área em estudo. Como são muitos perfis e alguns expressam melhores resultados estruturais na área, foram selecionados quatro perfis mais representativos. Assim, os perfis 4, 6, 9 e 18 foram selecionados, pois estes favorecem a demonstração de uma geometria geológica em profundidade mais clara e localizam-se em contrastes de susceptibilidade magnética.

O perfil 4 localiza-se na porção norte da área e permite visualizar diferentes tipos de feições estruturais (Figura 5.3). O topo médio das anomalias magnéticas atingem profundidades maiores que 2250 m. Na parte oeste do perfil, interpretam-se três tipos de falhas, de W para E: A primeira é uma estrutura significativa, a qual se divide em rampa, patamar e rampa, com os mergulhos das rampas acentuados para E (60-70°), atingindo profundidade superior a 2250 m; a segunda, uma falha quase vertical, com profundidade de 2000 m, aproximadamente; a terceira, uma falha com mergulho em torno de 45° mergulhando para W, alcançando uma profundidade de quase 1500 m. Essas falhas apresentam baixa susceptibilidade. Na porção central do perfil, observa-se um corpo com formato circular, o qual é interpretado como uma das grandes intrusões da área, com profundidade em torno de 1000 m, e alta susceptibilidade magnética. Na parte leste do perfil, interpreta-se duas feições estruturais: Uma falha lítrica com mergulho para E, contendo uma inflexão com mergulho para W, atingindo 2000 m de profundidade, e baixa susceptibilidade magnética; Observa-se também, outro corpo circular que é correlacionado com outra importante intrusão na área, com profundidade rasa de 500 m, e alta susceptibilidade magnética.

O perfil 6, pode ser segmentado na parte oeste e leste (Figura 5.4). Na parte oeste, interpreta-se, de W para E, uma falha quase verticalizada, atingindo topo médio da anomalia magnética em 1800 m, aproximadamente, e baixa susceptibilidade; em seguida um *graben* (sinforme), um *horst* (antiforme) e um *graben* (sinforme), com 2250 m de profundidade, e alta susceptibilidade; uma falha segmentada em rampa, patamar e rampa, com mergulho de 45°, com 1800 m de profundidade, e baixa susceptibilidade. Na parte leste, observa-se três estruturas circulares correlacionadas com intrusões, sendo o primeiro e o terceiro com alta susceptibilidade magnética e 500 m de profundidade, enquanto que a do meio com baixa susceptibilidade e 800 m de profundidade.

O perfil 9, pode ser fragmentado em três partes, oeste, central e leste (Figura 5.5). Analisando a porção oeste, de W para E, interpreta-se uma falha rampa, patamar e rampa, com 60° de mergulho para E, com alta susceptibilidade magnética, e atingindo o topo médio da anomalia em 1500 m de profundidade, aproximadamente. A porção central assemelha-se com um *graben*, contendo uma intrusão na parte direita e outra na parte externa, alcançando 1500 m de profundidade, 800 m e 500 m, e possuindo baixa, alta e baixa susceptibilidade magnética, respectivamente. Na parte oeste, observa-se uma falha quase vertical com variações de mergulho, atingindo mais que 2250 m, e baixa susceptibilidade, e duas intrusões à direita e esquerda da falha com alta susceptibilidade com 500 m de profundidade, aproximadamente.

Por último, o perfil 18, apresenta duas feições tectônicas significativas (Figura 5.6). Além das falhas e intrusões de baixa profundidade, ocorre dois grandes *grabens*, o primeiro atingindo o topo médio da anomalia em 2500 m e o segundo 4000 m com a borda direita representado por um *horst*, e com alta susceptibilidade magnética.



**Figura 5.3** – Resultado da Deconvolução de Euler no perfil 4.

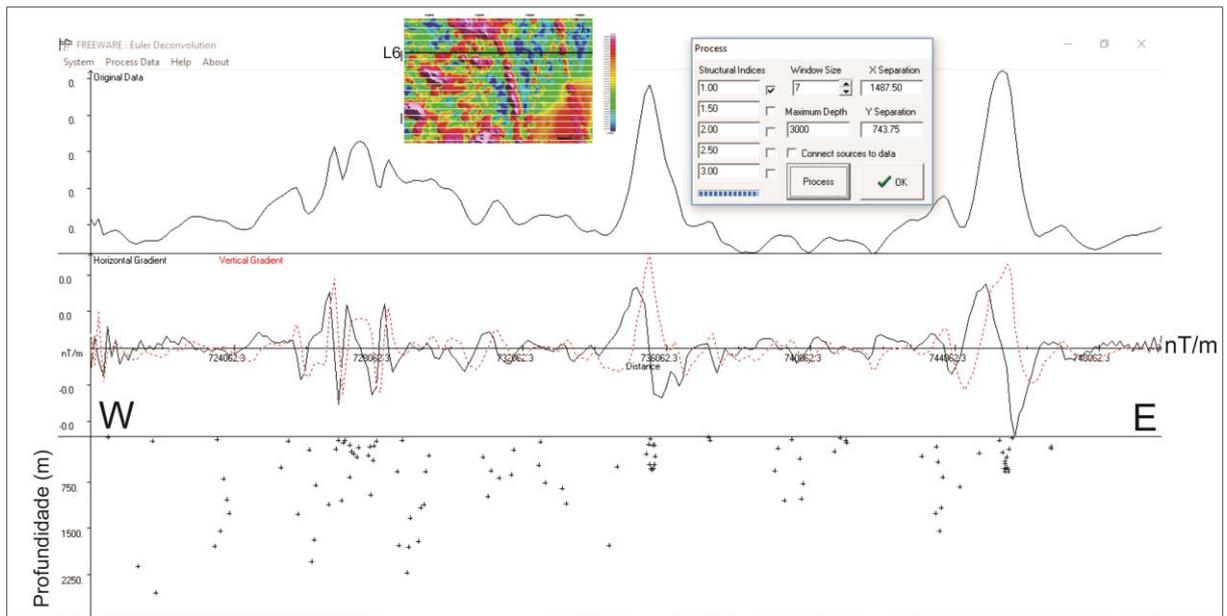


Figura 5.4 – Resultado da Deconvolução de Euler no perfil 6.

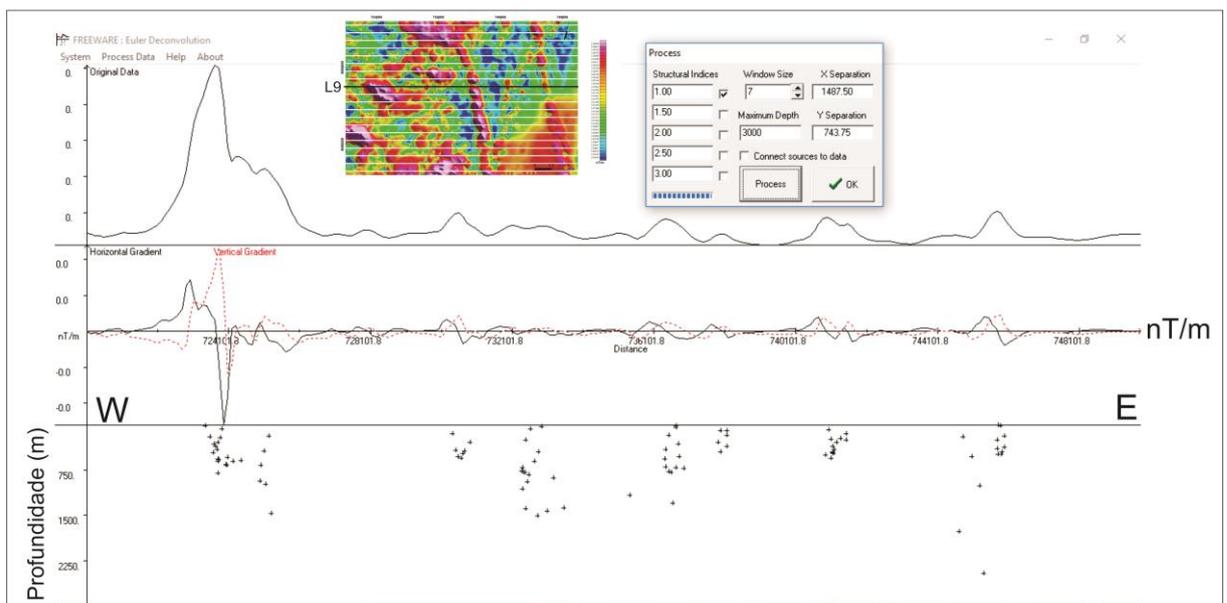


Figura 5.5 – Resultado da Deconvolução de Euler no perfil 9.

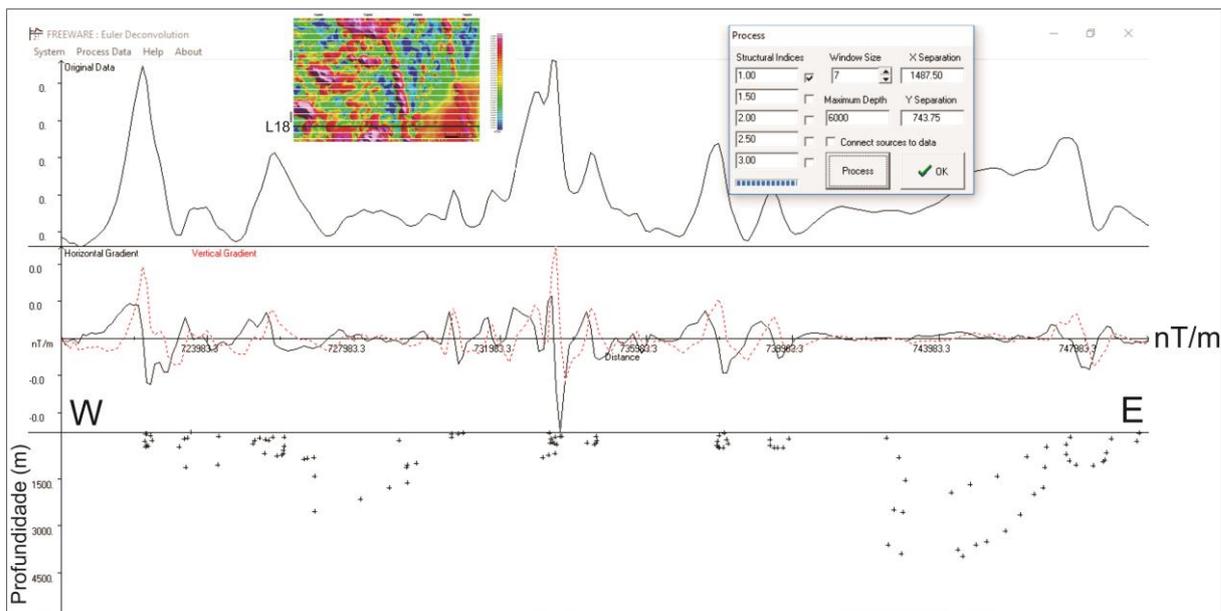
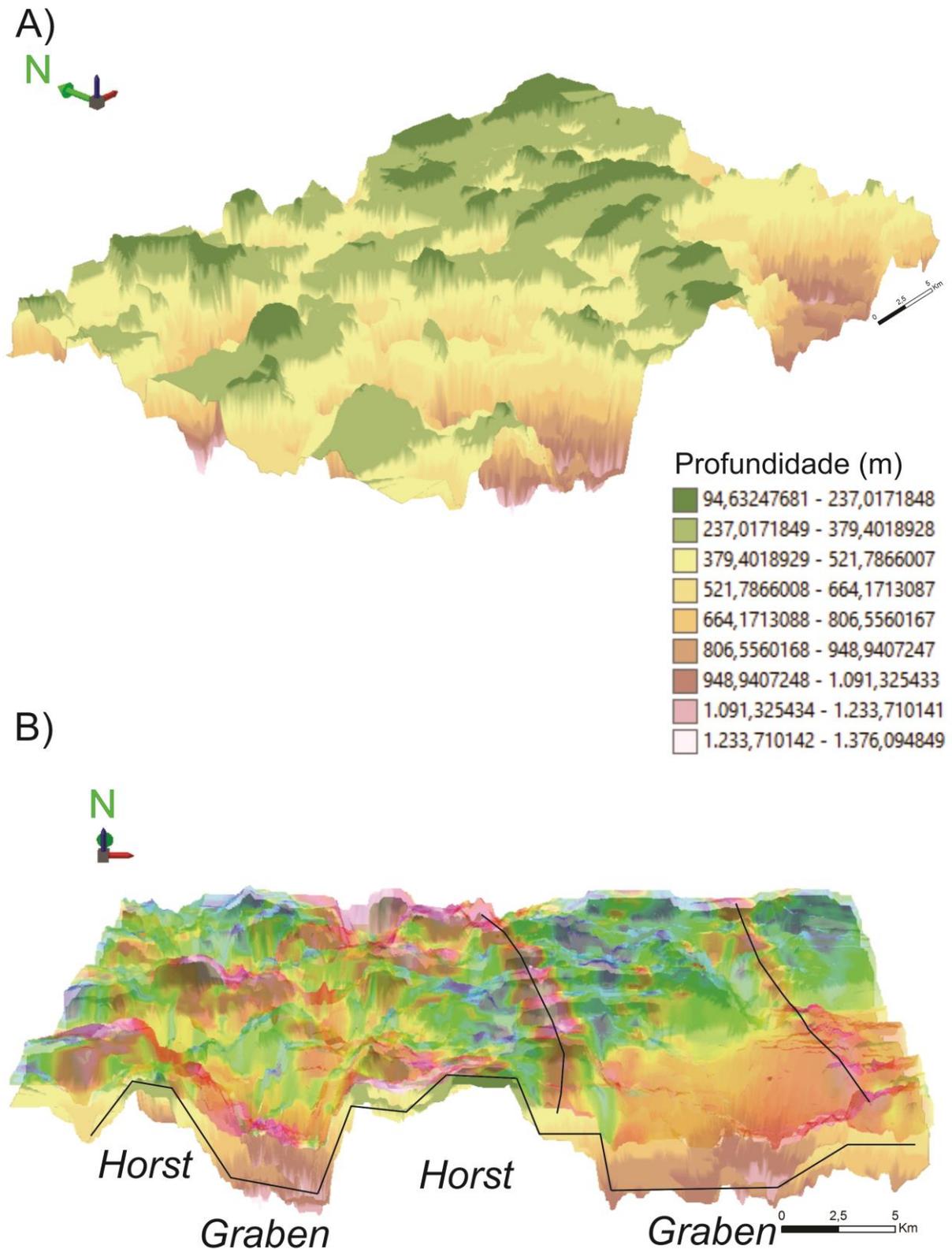


Figura 5.6 – Resultado da Deconvolução de Euler no perfil 18.

#### 5.4 VISUALIZAÇÃO EM 3D

Os dados processados foram importados no *software* ArcMap 10.3, com o intuito de unificar os perfis por meio da ferramenta *Merge*, a qual transforma várias *shapes* em uma única *shapefile*. A partir dessa, que representa todos os perfis, realizou-se uma interpolação dos 20 perfis (2D), através da ferramenta *krigagem* do *software* ArcScene, elaborando assim, o modelo de inversão (3D) na área em estudo (Figura 5.7). Este modelo de inversão (3D) permitiu a visualização das estruturas planares em subsuperfície sob os lineamentos e anomalias dispostas no plano bidimensional. Dessa forma, o modelo exibe uma topografia média do topo das rochas que possuem susceptibilidade magnética.

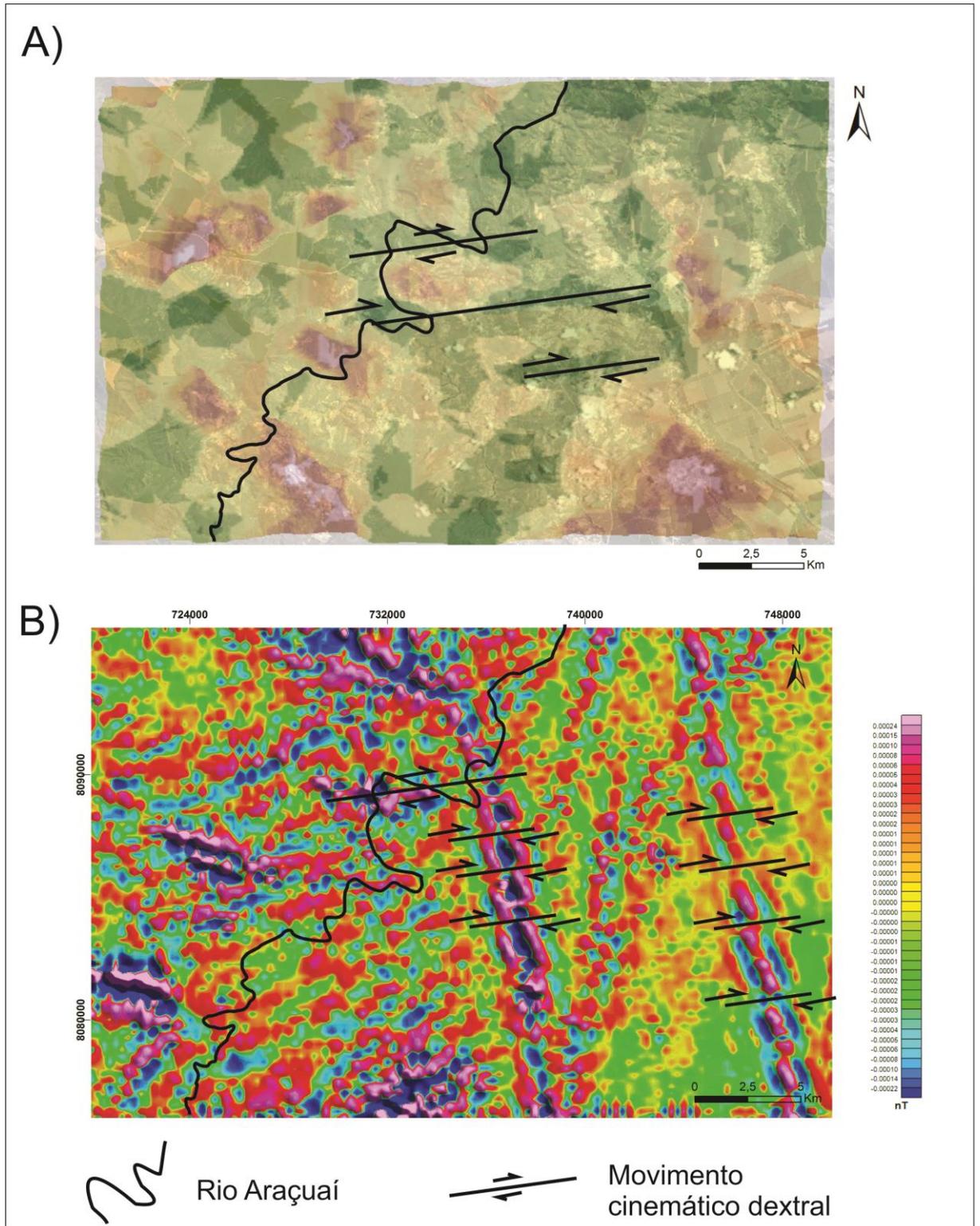


**Figura 5.7** – A) Modelo de inversão (3D) da área em estudo que foi gerado pela ferramenta *Krigagem* no *software* Arcscene (versão 10.3); B) modelo de inversão (3D) com o mapa ASA sobrepondo-o.

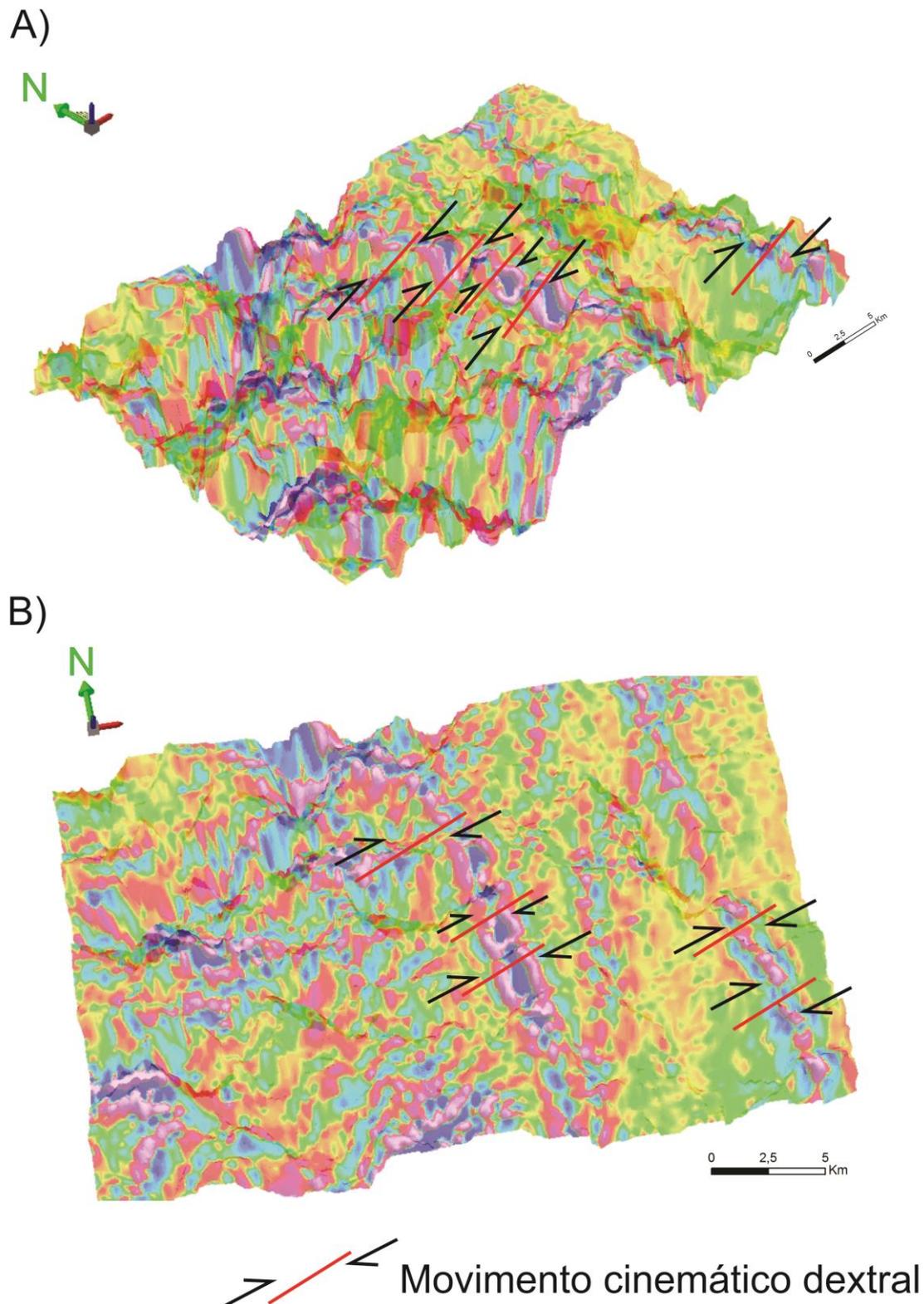
A interpretação desse modelo de inversão 3D com o mapa de amplitude do sinal analítico se dá por duas áreas distintas, a parte oeste e leste, com variações de profundidade de 94 a 1400 m, aproximadamente. Na parte oeste, as maiorias das anomalias de alta susceptibilidade magnética coincidem com uma profundidade baixa, enquanto que as anomalias de baixa amplitude correspondem a uma profundidade mais alta, com exceção da parte sudeste e noroeste, com alta amplitude e alta profundidade. Essa exceção pode ser interpretada como um corpo rochoso magnético profundo, pois mesmo com uma profundidade alta, consegue ter um sinal magnético alto captado pelo aerolevanteamento. Entretanto, na parte leste, tanto as anomalias de alta susceptibilidade quanto as de baixa amplitude correspondem a uma profundidade baixa, com exceção da parte sudeste da área, sendo alta susceptibilidade com alta profundidade. Essa exceção pode ser ter a mesma explicação dada anteriormente, ou pode ter alguma interferência de anomalia de borda. Por outro lado, essa ambiguidade de alta e baixa susceptibilidade ter uma profundidade baixa na parte leste, pode ser explicada por estruturas magnéticas e geológicas rasas que refletem alta susceptibilidade somente em casos de intrusões.

Dessa forma, com a interpretação dos perfis de deconvolução 2D e a interpolação dos perfis gerando o modelo de inversão 3D, pode-se visualizar e sugerir que há a ocorrência de várias feições estruturais como falhas rampa-patamar-rampa, falhas verticalizadas, intrusões gabróicas e por fim as feições tectônicas que unem essas estruturas na geometria de *grabens* e *horsts*, mostrando estruturas primárias da abertura da bacia. A Figura 5.7 “B” exibe a geomorfologia, em perfil, de *grabens* e *horsts* com uma intrusão encaixada no patamar da falha rampa-patamar-rampa.

Integrando o modelo de inversão 3D, dados geológicos regionais e locais coletados em campo, pode-se observar que o Rio Araçuaí, localizado na parte norte da área (Figura 5.8), é controlado pelo arcabouço tectônico da região, onde ele está na parte mais rasa do modelo de inversão 3D, interpretado como um *horst*, contendo dois *grabens* ao redor, um ao norte e outro ao sul do rio. Nesse local o Rio Araçuaí muda a direção NE preferencial para WNW. Adicionalmente, no mesmo local, foi observada uma cinemática dextral a partir da mudança da lineação mineral de *down-dip* para *strike-slip*. O mapa D<sup>2</sup>Z contém um forte lineamento ENE com alta susceptibilidade magnética, o qual representa um movimento cinemático dextral sobre lineamento NNW, marcado por um forte lineamento, caracterizado por duas intrusões que cortam toda área. A Figura 5.9 exibe o mapa D<sup>2</sup>Z sobrepondo o modelo de inversão 3D. Assim, pode-se observar que os deslocamentos das intrusões gabróicas ocorrem nas sinuosidades do relevo. Outra interpretação para esses deslocamentos seriam falhas normais, entretanto os diques são deslocados tanto na borda dos *grabens*, orientados EW, como em suas partes basais, implicando que o rejeito em planta do deslocamento deveria ser maior quando as intrusões fossem deslocadas na parte basal dos *grabens*, mas o deslocamento em planta é praticamente o mesmo, de forma escalonada. Comparando com a geologia regional, sugere-se que esse deslocamento pode ser correlacionado com o corredor transpressivo Minas Novas (MN) que possui o mesmo deslocamento dextral.



**Figura 5.8** – A) Vista em planta do modelo de inversão 3D e imagem de satélite com transparência de 60%, contendo o Rio Araçuaí e a localização onde ocorre a transcorrência dextral; B) vista em planta do mapa  $D^2Z$ , contendo o Rio Araçuaí e a localização onde ocorre a transcorrência dextral.



**Figura 5.9** – A) Mapa D<sup>2</sup>Z com forma da inversão 3D, exibindo as intrusões sendo deslocadas nas bordas e bases dos *grabens* de orientação EW; B) mapa D<sup>2</sup>Z com forma da inversão 3D, com outro posicionamento de visualização que mostra os deslocamentos de cinemática dextral.

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSÕES

---

O mapa litológico confeccionado na escala 1:25000 propõe que a Formação Chapada Acauã predomina nessa região. A associação de fácies de base e a de fácies de topo do mapa podem ser correlacionadas com o membro inferior e membro superior da Formação Chapada Acauã, respectivamente.

O mapa ternário, confeccionado pós-campo, revelou-se bastante condizente com o mapeamento local, indicando a utilização do mesmo como mais uma ferramenta para auxiliar no mapeamento.

O modelo de inversão 3D gerados a partir dos perfis de Deconvolução de Euler retrataram estruturas como *horsts*, *grabens*, falha rampa-patamar-rampa e intrusões, demonstrando que são importantes para o entendimento de estruturas subsuperficiais as quais podem ou não aflorar na superfície.

Na análise qualitativa, os mapas de campo anômalo do sul da área 8 e D<sup>2</sup>Z mostraram deslocamentos de orientação cinemática dextral sobre intrusões máficas de orientação NNW tanto local como regionalmente. Adicionalmente, na análise quantitativa, a sobreposição do mapa D<sup>2</sup>Z com o modelo de inversão 3D mostraram que há um forte lineamento magnético paralelo às estruturas que deslocam as intrusões máficas, e que é coincidente com um alto estrutural em que o Rio Araçuaí muda sua direção preferencial NE para WNW. No mapeamento dessa região, pode-se observar que nessa mudança de orientação do Rio Araçuaí, houve uma mudança na orientação da lineação mineral que passou de *down-dip* para *strike-slip*. Assim, sugere-se que esses deslocamentos ENE podem ter influência do corredor transpressivo Minas Novas, pois esta é uma das estruturas controladoras da deformação na região e a que mais se assemelha com esses *trends* de escapes laterais.

Portanto, as ferramentas de análise magnetométrica e radiométrica foram extremamente úteis para entender melhor a geologia da região de Turmalina, MG. Estruturas profundas da bacia e variações de fácies sedimentares são difíceis de serem identificadas somente em campo, devido a espessos perfis de solo, vegetação densa na região, poucos afloramentos rochosos e a complexidade geológica.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Alkmim, F. F., Brito Neves, B. B., Alves, J. A. C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton São Francisco – uma revisão. In: Dominguez, J. M., Misi, A., (Eds), O Cráton do São Francisco. *Reunião preparatória do II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*. Salvador: SBG/NBA-SE, p.45-62.
- Alkmim, F. F., Marshak, S., Pedrosa-Soares, A. C., Peres G. G., Cruz S. C. P., Whittington, A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí- West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, **149**:43-64.
- Alkmim, F. F., Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Cruz, S. C. P. 2007. Sobre a Evolução Tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. *Geonomos*, **15**:25-43.
- Babinski M., Gradim R. J., Pedrosa-Soares A. C., Alkmim F. F., Noce C. M., Liu D. 2005. Geocronologia U-Pb (SHRIMP) e Sm-Nd de xistos verdes basálticos do orógeno Araçuaí: implicações para a idade do Grupo Macaúbas. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(4):77-81.
- Babinski M., Pedrosa-Soares, A. C., Trindade, R. I. F., Martins M., Noce C. M., Liu, D. 2012. Neoproterozoic glacial deposits from the Araçuaí orogen, Brazil: age, provenance and correlations with the São Francisco craton and West Congo belt. *Gondwana Research*, **21**(2-3):451-465.
- Castro M. P. 2014. *Caracterização Geológica da Formação Capelinha Como Uma Unidade Basal Do Grupo Macaúbas Em Sua Área Tipo, Minas Gerais*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 116p.
- Danderfer A., Waele B. D., Pedreira A. J., Nalini H. A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within São Francisco Craton – Brazil. *Precambrian Research*, **170**:116-128.
- Dentith M. & Mudge S. T. 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. New York, Cambridge University Press. 438 p.
- Dias-Oliveira L., Pedrosa-Júnior A. C., Nardy B., Schuch C. S., Soares C. C., Pereira D. L., Coelho D. M., Crepaldi D. G. M., Delveaux-Oliveira J. P., Sant’Ana L. P., Barbosa L. H. C., Oliveira L. A. S., Pimenta M. G. B., Bovolenta R. G., Patrício V. H. B. 2016. Relatório de Mapeamento Geológico em Escala 1:25000 na Região Sudoeste da Cidade de Turmalina –MG. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 98p.
- Durrheim R. J. & Cooper G. R. J. 1998. EULDEP: a program for the Euler Deconvolution of magnetic and gravity data. *Elsevier – Computer & Geosciences*, **24**(6):545-550.
- Grossi-Sad J. H., Lobato L. M., Pedrosa-Soares A. C., Soares-Filho B. S. 1997. Projeto Espinhaço em CD-ROM. CODEMIG, Belo Horizonte, 2693 p. e 23 mapas.
- Hochleitner A. L., Carvalho A., Junqueira A., Barbosa B. C., Cannato B. F., Guedes F., Tonholo I., Oliveira L., Neves M., Dias N., Vieira N., Oliveira R. 2016. Relatório de Estágio de Mapeamento Geológico em Escala 1:25000, Turmalina, MG. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 83p.
- Karfunkel J. & Hoppe A. 1988. Late Precambrian glaciation in central eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **65**:1-21.
- Kearey P., Brooks M. & Hill I. 2009. *Geofísica de Exploração*. São Paulo, Oficina de textos, Tradução de Coelho M. C. M.. 262p.

Hochleitner, A. L. 2017, Integração Geológica-Geofísica da Porção Centro-Norte do orógeno Araçuaí

- Lima S. A. A., Martins-Neto M. A., Pedrosa-Soares A. C., Cordani U. G., Nutman A. 2002. A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas e de idades U-Pb SHRIMP. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4):491-500.
- Marshak S., Alkmim F. F., Whittington A., Pedrosa-Soares A. C. 2006. Extensional collapse in the Neoproterozoic Araçuaí orogen, eastern Brazil: A setting for reactivation of asymmetric crenulation cleavage. *Journal of Structural Geology*, **28**:129-147.
- Martins-Neto M. A., Pedrosa-Soares A. C., Lima S. A. A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from Late Paleoproterozoic to Late Neoproterozoic in the São Francisco craton and Araçuaí fold belt, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **141/142**:343-370.
- Martins-Neto M. A. & Hercos C. M. 2002. Sedimentation and tectonic setting of Early Neoproterozoic glacial deposits in southeastern Brazil. In: Altermann, W & Corcoran, P. L. (eds) Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems. *International Association of Sedimentologists, Special Publications*, **33**:383-403.
- Noce C. M., Pedrosa-Soares A. C., Grossi-Sad J. H., Baars F. J., Guimarães M. V., Mourão M. A. A., Oliveira M. J. R. & Roque N. C. 1997. Nova Subdivisão Estratigráfica Regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: O Registro de uma Bacia Neoproterozóica. Núcleo Minas Gerais-Sociedade Brasileira de Geologia, *Boletim* **14**:29-31 p.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Vidal P., Monteiro R., Leonardos O. H. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **6**:33-47.
- Pedrosa-Soares A. C. 1995. *Potencial Aurífero do Vale Araçuaí, Minas Gerais: história da exploração, geologia e controle tectono-metamórfico*. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 177p.
- Pedrosa-Soares, A. C. & Oliveira, M. J. R. 1997. Geologia da Folha Salinas. In: Grossi-Sad, J. H. M., Lobato, L. M., Pedrosa-Soares, A. C. & Soares-Filho, B. S. (eds), Projeto Espinhaço. CODEMIG, Belo Horizonte, 925-1053.
- Pedrosa-Soares A. C & Wiedemann-Leonardos C. M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: Cordani, U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (eds) Tectonic Evolution of South America. *Rio de Janeiro*, pp.: 265-285.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Wiedemann C. M., Pinto C. P. 2001. The Araçuaí-West-Congo orogen in Brazil: overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, **110**:307-323.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Alkmim F. F., Silva L. C., Babinski M., Cordani U., Castañeda C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15**(1):1-16.
- Pedrosa-Soares A. C., Alkmim F. F., Tack L., Noce C. M., Babinski M., Silva L. C., Martins-Neto M. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuaí-West Congo orogen. *Geological Society of London, Special Publications*, **294**:153-172.
- Pedrosa-Soares A. C., Babinski M., Noce C. M., Maximiliano M., Queiroga G., Vilela F. 2011. The Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, SE Brazil. *Geological Society, London, Memoirs*, **36**:523-534.
- Pedrosa-Soares A.C. & Alkmim F.F. 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogeny? *Geonomos*, **19**(2):244-251.

- Queiroga G. N., Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Alkmim F. F., Pimentel M. M., Dantas E., Martins M., Castañeda C., Suita M. T. F., Prichard H. 2007. Age of the Ribeirão da Folha ophiolite, Araçuaí Orogen: the U-Pb zircon (LA-ICPMS) dating of a plagiogranite. *Geonomos*, **15**(1):61-65.
- Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millet A. J., Somerton I. W. 1990. Magnetic interpretation in three dimension using Euler deconvolution. *Geophysics*, **55**(1):80-91.
- Santos R. F., Alkmim F. F., Pedrosa-Soares A. C. 2009. A Formação Salinas, Orógeno Araçuaí (MG): história deformacional e significado tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(1):81-100.
- Silva G. M. & Barbosa M. S. C. 2011. Análise e Modelagem Geofísica de Kimberlitos na parte alta do diamantífero Vale do Rio Abaeté – MG. *Revista Brasileira de Geofísica* (no prelo).
- Souza M. E. S. 2016. *Caracterização Litoestrutural e Geocronológica dos Xistos Verdes e Metagabros do Grupo Macaúbas na Faixa Terra Branca - Planalto de Minas, Minas Gerais*. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 245p.
- Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. 1990. *Applied Geophysics*. New York, Cambridge University Press. 2nd ed. 770p.
- Thompson D. T. 1982. EULDPH. A new technique for make computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, **47**(1):31-37.
- Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:191–203.
- Uhlein A., Trompette R. R., Egydio-Silva M., Vauchez A. 2007. A glaciação sturtiana (~750 Ma), a estrutura do rifte Macaúbas-Santo Onofre e a estratigrafia do Grupo Macaúbas, Faixa Araçuaí. *Geonomos*, **15**(1):45-60.