



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia

Dissertação de Mestrado nº 470

**Análise Geológico-Geofísica do sistema hidrotermal
pórfiro do Arco Magmático Arenópolis**

Débora Mendes Coelho

Brasília – DF
2021



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia

**Análise Geológico-Geofísica do sistema hidrotermal pórfiro do Arco
Magmático Arenópolis**

Débora Mendes Coelho

Dissertação de Mestrado nº 470

Área de concentração: Prospecção e Geologia Econômica

Orientador (a): Profa. Dra. Roberta M. Vidotti

Banca examinadora:

Profa. Dra. Alanna Costa Dutra – UFBA (Titular externa),
Profa. Dra. Maria Emília Schutesky Della Giustina (Titular Interno),
Prof. Dr. Valmir Silva Souza (Suplente Interno)

Brasília – DF
2021

Ficha catalográfica elaborada automaticamente,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

CC672a Coelho, Debora Mendes
Análise Geológico-Geofísica do sistema hidrotermal pórfiro
do Arco Magmático Arenópolis / Debora Mendes Coelho;
orientador Roberta Mary Vidotti. -- Brasília, 2021.
94 p.

Dissertação (Mestrado - Mestrado em Geologia) --
Universidade de Brasília, 2021.

1. Cu-Au Pórfiro. 2. Alteração Hidrotermal. 3. Inversão do
Vetor Magnético. 4. Gamaespectrometria. 5. Magnetometria.
I. Vidotti, Roberta Mary, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, a Deus, essência do meu viver, que me guiou com sua força e sabedoria. Aos meus pais por serem exemplo de força, amor, humildade e doação. Aos meus avós e padrinhos por todo o apoio de sempre. À minha irmã pelo apoio e cumplicidade. A toda a minha família pelo carinho e incentivo.

À professora Roberta Vidotti, pela orientação, pelos ensinamentos que vão muito além da geologia, pela paciência, dedicação, amizade e, principalmente, pela sua grandiosidade como ser humano e profissional. Me sinto honrada em poder trabalhar e crescer ao lado de uma mulher e profissional que me inspira tanto.

Aos amigos e parceiros de trabalho Vitor, Marcel, Carol, Nazaré, Elainy, Marcelo, Darby, Luana, Sput, Caio e Japa e todos os outros que fiz aqui, obrigada por todo auxílio e discussões geológica/geofísicas.

Ao professor Claudinei Oliveira pelo auxílio e suporte durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Instituto de Geociências - Programa de Pós-Graduação Geologia da Universidade de Brasília, pela oportunidade da realização do Doutorado.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

À CAPES/PROEX pela concessão da Bolsa de Mestrado e apoio financeiro para a realização dos trabalhos de campo.

“EIS O MEU SEGREDO. É MUITO SIMPLES: SÓ SE VÊ BEM COM O CORAÇÃO.
O ESSENCIAL É INVISÍVEL AOS OLHOS.”

Antoine de Saint-Exupéry

RESUMO

O estado de Goiás é reconhecido pelo seu potencial metalogenético, pois possui expressivo número de ocorrências minerais, garimpos desativados e minas de ouro. Mapeamento geológico de detalhe na região ao sul da cidade de Cezarina comprovou a potencialidade para depósitos de Cu-Au. Essas ocorrências têm sido interpretadas como litocapas metamorizadas que se associam aos depósitos de Cu-Au do tipo pórfiro da região. Recentemente, foram relatados pela Votorantim contexto geológico similar, sem descrição na literatura, na mesma região (Arco Magmático de Arenópolis), próximo as cidades Turvânia e Morrinhos. Desta forma, este trabalho tem como objetivo, usando como modelo o depósito de Cu-Au Chapada realizar a caracterização geofísica, por meio da análise qualitativa e quantitativa de dados aéreos de gamaespectrometria e magnetometria. A geofísica aplicada utiliza propriedades e parâmetros físicos dos materiais terrestres para a investigação de objetos geológicos em subsuperfície. Foram utilizados dados de aerolevantamentos regionais de magnetometria e gamaespectrometria, além de dados de petrofísica coletados em campo, visando identificar áreas hidrotermalmente alteradas e explorar suas relações com os processos de mineralização. As três ocorrências apresentaram uma alta resposta nos dados magnéticos. Os dados gamaespectrométricos também obtiveram correlação com o exposto, uma alta concentração de K, baixa a intermediária concentração da razão eTh/K , alta resposta do Fator F e alta concentração do potássio anômalo. A análise do espectro de potência gerou grids correspondentes às interfaces de profundidade das principais fontes anômalas dos dados magnéticos. Assim, foram obtidas as profundidades de 457, 1846 e 4068m, classificadas, respectivamente, como zonas rasa, intermediária e profunda. Foi possível observar que, assim como descrito na literatura, a direção principal das estruturas é NE-SW, classificados como dúcteis. Contendo ainda alguns lineamentos de direção NW-SE, classificados aqui como lineamentos rúpteis. Os dados de petrofísica foram coletados apenas na região de Cezarina, sendo possível destacar as zonas de alteração argílica e propilítica. Não foi possível caracterizar a zona de alteração potássica, pois, provavelmente, já foi erodida. Com o auxílio da inversão dos dados magnéticos foi possível modelar os corpos magnéticos associados espacialmente às ocorrências de cobre e ouro. Na região de estudo observamos que as direções dos lineamentos magnéticos relacionados às ocorrências minerais (NE-SW) geralmente são discordantes das direções das zonas de cisalhamento próximas (NW-SE). Outra questão analisada são as direções de magnetização que poderiam fornecer assinaturas geofísicas das mineralizações.

Palavras Chave: Cu-Au Pórfiro; Alteração Hidrotermal; mineralização; gamaespectrometria; magnetometria; petrofísica; inversão do vetor magnético

ABSTRACT

Detailed geological mapping in the south area of the city of Cezarina (southwest of Goiania) demonstrated the potential for Cu-Au deposits. We interpreted the mapped areas as metamorphic lithocapes associated with Cu-Au porphyry deposits. This project showed the region's potential for Cu-Au deposits. Recently, Votorantim reported a similar background in the same region (Arenópolis Magmatic Arc). Therefore, through qualitative and quantitative analysis of airborne gamma-ray spectrometry and magnetometry, this work aims to use the Chapada Cu-Au deposit model to perform geophysical characterization of the study region. Applied geophysics uses physical properties and parameters to analyze sub-surface geology. The three occurrences reported high magnetic response. Gamma-ray spectrometry data also correlated with the exposed data. High K concentration, low to moderate eTh/K ratio concentration, high Factor F response and high anomalous potassium concentration. The power spectrum analysis generated grids corresponding to the depth interfaces of the main anomalous sources of magnetic data. Thus, the depths obtained were 457, 1846 and 4068m, and we classified them, respectively, as shallow, intermediate and deep zones. We observed that the main strike of the structures is NE-SW, classified as ductile. This also includes some NW-SE lineaments, which we called as brittle ones. We collected petrophysics data only in the Cezarina area, making it possible to highlight the argillic and propylitic alteration zones. It was not possible to characterize the zone of potassium alteration. With the help of the inversion of the magnetic data, it was possible to model the magnetic bodies associated spatially to the Cu-Au occurrences. In the study area, we observed that the strike of the magnetic lineaments related to mineral occurrences (NE-SW) are discordant with the strike of nearby shear zones (NW-SE). Another issue analyzed is the magnetization directions that could provide geophysical signatures of mineralization.

Keywords: Cu-Au Porphyry, Hydrothermal Alteration, Mineralization, Gamaspectrometry, Magnetometry, Petrophysics

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1:	Mapa simplificado da Faixa Brasília com a compartimentação das principais unidades geológicas (Fuck et al. 1994).....	12
Figura 1.2:	Localização da área de estudos. (a) mapa com divisão das províncias tectônicas do Brasil, com destaque para a Província Tocantins (Bizzi et al. 2001); (b) detalhe da geologia (Fuck et al 1994) da área de estudos com a localização dos municípios onde estão as ocorrências abordadas neste trabalho.....	14
Figura 3:	Localização dos principais depósitos pórfiros no mundo (Fonte: Sinclair 2007).....	21
Figura 4:	Relação espacial entre os eventos magmáticos relacionados ao sistema pórfiro (Fonte: Sillitoe 2010).....	22
Figura 5:	Esquema generalizado de zoneamento de alteração-mineralização para depósitos de Cu-pórfiro (Fonte: Sillitoe 2010)...	23
Figura 6:	Gráficos de dispersão das variáveis independentes (eTh, eU e GHT) em função da variável dependente (K) da região de Turvânia	35
Figura 7:	Gráficos de dispersão das variáveis independentes (eTh, eU e GHT) em função da variável dependente (K) da região de Cezarina	35
Figura 8:	Gráficos de dispersão das variáveis independentes (eTh, eU e GHT) em função da variável dependente (K) da região de Morrinhos.....	35

ÍNDICE DE SIGLAS

AM: Anomalia Magnética

Au: Ouro

Cu: Cobre

CPRM: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

Di: Densidade do Líquido

DNPM: Departamento Nacional de Produção Mineral

Ds: Densidade de sólido

Dx: Derivada Horizontal em X

Dy: Derivada Horizontal em Y

Dz: Derivada Vertical

eTh: equivalente de Tório

eU: equivalente de Urânio

IG: Instituto de Geociências

IGRF: *International Geomagnetic Reference Field*

IS: Índice Estrutural

K: Porcentagem de Potássio

LGA: Laboratório de Geofísica Aplicada

Ma: Milhões de anos

MF: *Matched Filter*

Mo: Molibdênio

Msi: Massa do Sólido Molhado

Mss: Massa do Sólido Seco

MVI: Magnetic Vector Inversion

RTP: Redução ao polo

SA3D: Sinal Analítico 3D

TAHG: *Tilt Derivative* do Gradiente Horizontal Total

TDR: *Tilt Derivative*

THDR: Gradiente Horizontal Total

UNB: Universidade de Brasília

U-Pb: Urânio-Chumbo

SUMÁRIO

Capítulo I

1.	INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA.....	11
1.1.	OBJETIVOS.....	13
1.2.	LOCALIZAÇÃO.....	13
1.3.	MÉTODOS E BASE DE DADOS.....	14
1.4.	ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	15

Capítulo II

2.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	16
2.1.	PROVÍNCIA TOCANTINS.....	16
2.1.1.	Faixa Brasília.....	16
2.1.2.	Arco Magmático de Góias.....	17
2.1.3.	Arco Magmático de Mara Rosa.....	18
2.1.4.	Arco Magmático de Arenópolis.....	19

Capítulo III

3.	ESTADO DA ARTE.....	20
3.1.	GEOFÍSICA EM DEPÓSITOS DO TIPO PÓRFIRO.....	24

Capítulo IV

4.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	25
4.1.	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	26
4.1.1.	Magnetometria.....	26
4.1.2.	Gamaespectrometria.....	27
4.2.	INTERPOLAÇÃO DOS DADOS.....	28
4.3.	PROCESSAMENTO E TÉCNICAS DE REALCE.....	28
4.3.1.	Magnetometria.....	28
4.3.2.	Gamaespectrometria.....	32
4.3.3.	Propriedades Físicas das Rochas.....	37
4.4.3.1.	<i>Susceptibilidade Magnética.....</i>	<i>37</i>
4.4.3.2.	<i>Radiação Gama.....</i>	<i>38</i>
4.4.3.3.	<i>Densidade.....</i>	<i>39</i>

Capítulo V

5.	ARTIGO “ANÁLISE GEOLÓGICO-GEOFÍSICA DOS HALOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL ASSOCIADOS ÀS OCORRÊNCIAS DE CU-AU PÓRFIRO DO ARCO MAGMÁTICO ARENÓPOLIS”	41
-----------	---	-----------

Capítulo VI

6.	CONCLUSÕES.....	79
	BIBLIOGRAFIA.....	81

1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

O estado de Goiás é reconhecido pelo seu potencial metalogenético, pois possui expressivo número de ocorrências minerais, garimpos desativados e minas de ouro. Sendo que o Arco Magmático Mara Rosa hospeda os principais depósitos e ocorrências de Cu-Au do tipo pórfiro do Arco Magmático Goiás, com destaque para o depósito de Cu-Au Chapada (Oliveira et al. 2016). Entre as encaixantes do depósito de Cu-Au Chapada destacam-se associações de rochas ricas em cianita e pirita. As encaixantes ricas em cianita e pirita representam litocapa metamorfozada (halo argílico metamorfozado) do depósito. As hospedeiras desse depósito são representadas por rochas ricas em biotita (biotita xistos e anfibólio-biotita xistos) que ocorrem em contato transicional com a litocapa argílica metamorfozada. Litocapas argílicas que se associam aos depósitos de Cu-Au pórfiro nem sempre são anômalas nesses elementos, mas eventualmente podem hospedar importantes depósitos de Au epitermal (Oliveira et al. 2016).

Mais precisamente no Arco Magmático de Arenópolis (Figura 1.1) vislumbra-se grande potencial para metais bases e nobres, já que abriga importantes depósitos minerais como ouro em Fazenda Nova, cobre e níquel em Americano do Brasil, cobre em Bom Jardim, entre outros (Ramos 2010, Lacerda Filho et al. 2019).

O Projeto Edeia (Oliveira et al. 2017) mapeou contexto geológico, na região ao sul da cidade de Cezarina (sudoeste de Goiânia), que representa continuidade do Arco Magmático Goiás. Este projeto comprovou a potencialidade para depósitos de Cu-Au na região, fundamentada em importantes ocorrências de rochas ricas em cianita e pirita similares àquelas que ocorrem no contexto do Arco Magmático Mara Rosa, mais especificamente no depósito de Cu-Au Chapada. Essas ocorrências têm sido interpretadas como litocapas metamorfozadas (halos hidrotermais argílicos metamorfozados) que se associam aos depósitos de Cu-Au do tipo pórfiro da região.

Recentemente foram relatados pela Votorantim contexto geológico similar, sem descrição na literatura, na mesma região (Arco Magmático de Arenópolis), próximo as cidades Turvânia e Morrinhos.

Desta forma, este trabalho tem como objetivo, usando como modelo o depósito de Cu-Au de Chapada, realizar a caracterização geofísica, por meio da análise

Capítulo I

qualitativa e quantitativa de dados aéreos de gamaespectrometria e magnetometria, assim como a partir de dados de propriedades físicas coletados em campo e em laboratório, como susceptibilidade magnética, radiação gama e densidade.

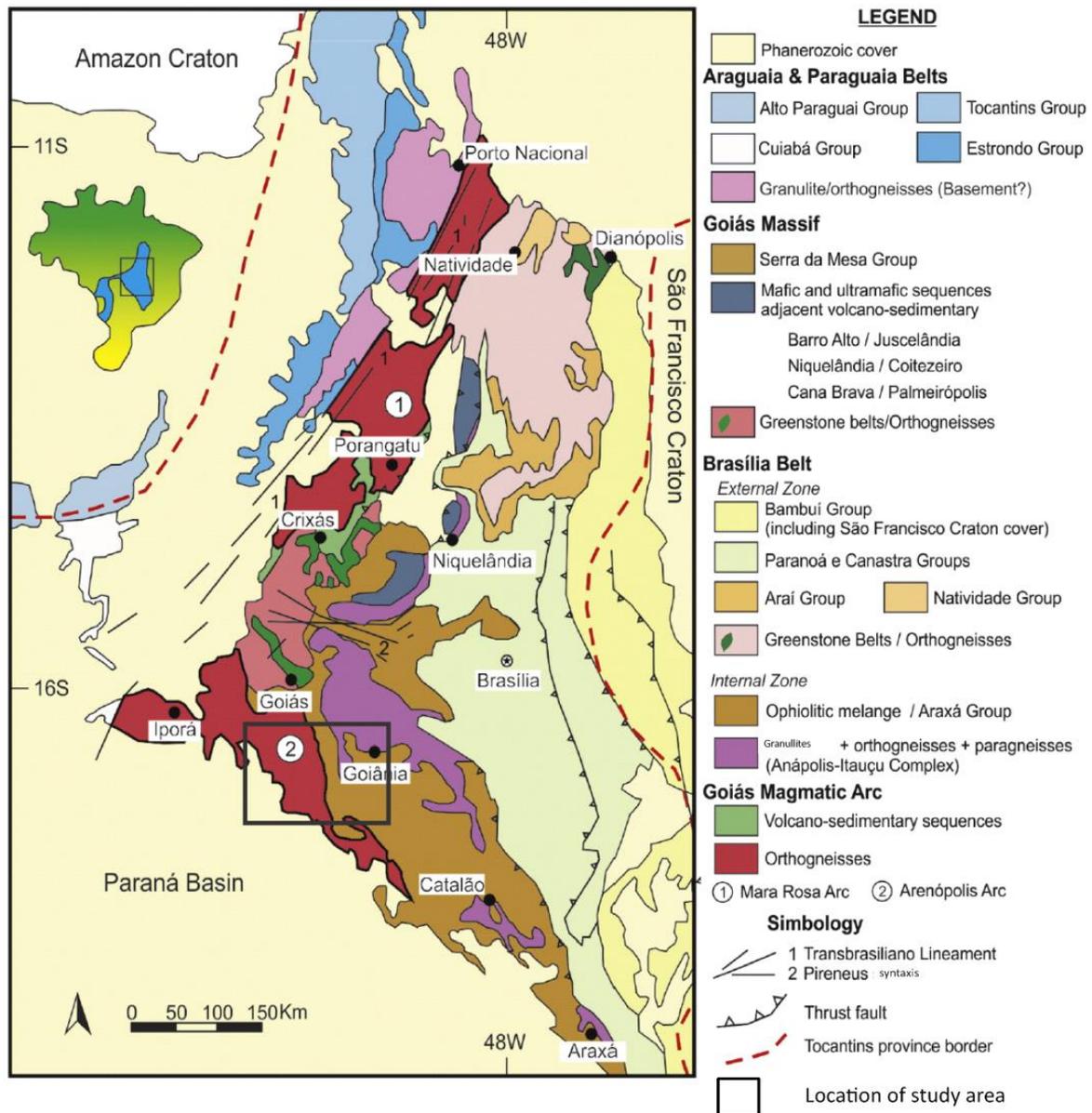


Figura 1.1: Mapa simplificado da Faixa Brasília com a compartimentação das principais unidades geológicas (Fuck et al. 1994).

1.1. OBJETIVOS

O objetivo geral desta dissertação é caracterizar assinatura geofísica e petrofísica de associações de rochas ricas em cianita e pirita na porção sudeste do Arco Magmático de Arenópolis, por analogia com corpos descritos no Arco de Mara Rosa (Oliveira et al. 2016). Além de verificar por meio de dados geofísicos e de campo, o controle estrutural relacionado a estes depósitos.

Para tanto, foram realizadas as seguintes etapas:

- I. Compilar e processar os dados geológicos e geofísicos (gamaespectrométricos e magnetométricos) públicos disponíveis na área de estudo;
- II. Identificar anomalias gamaespectrométricas que caracterizem as associações de rochas ricas em cianita e pirita, por meio de análise qualitativa e quantitativa;
- III. Identificar domínios e lineamentos magnéticos com o auxílio de transformações lineares e estimativa da profundidade das fontes e associa-los às associações de rochas ricas em cianita e pirita;
- IV. Trabalho de campo para checagem de anomalias selecionadas, aquisição de dados petrofísicos além de coleta de amostras para análise em laboratório;
- V. Elaboração de modelos geológicos com base na interpretação qualitativa e quantitativa dos dados geofísicos aéreos e dados petrofísicos adquiridos em campo e laboratório.

1.2. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está inserida na porção central da Província Tocantins, no Arco Magmático de Goiás (Pimentel e Fuck 1992), mais especificamente no Arco Magmático Arenópolis, estendendo-se da cidade de Turvânia à oeste até a cidade de Morrinhos a leste (Figuras 1.2, 1.3, 1.4, 1.5).

Capítulo I

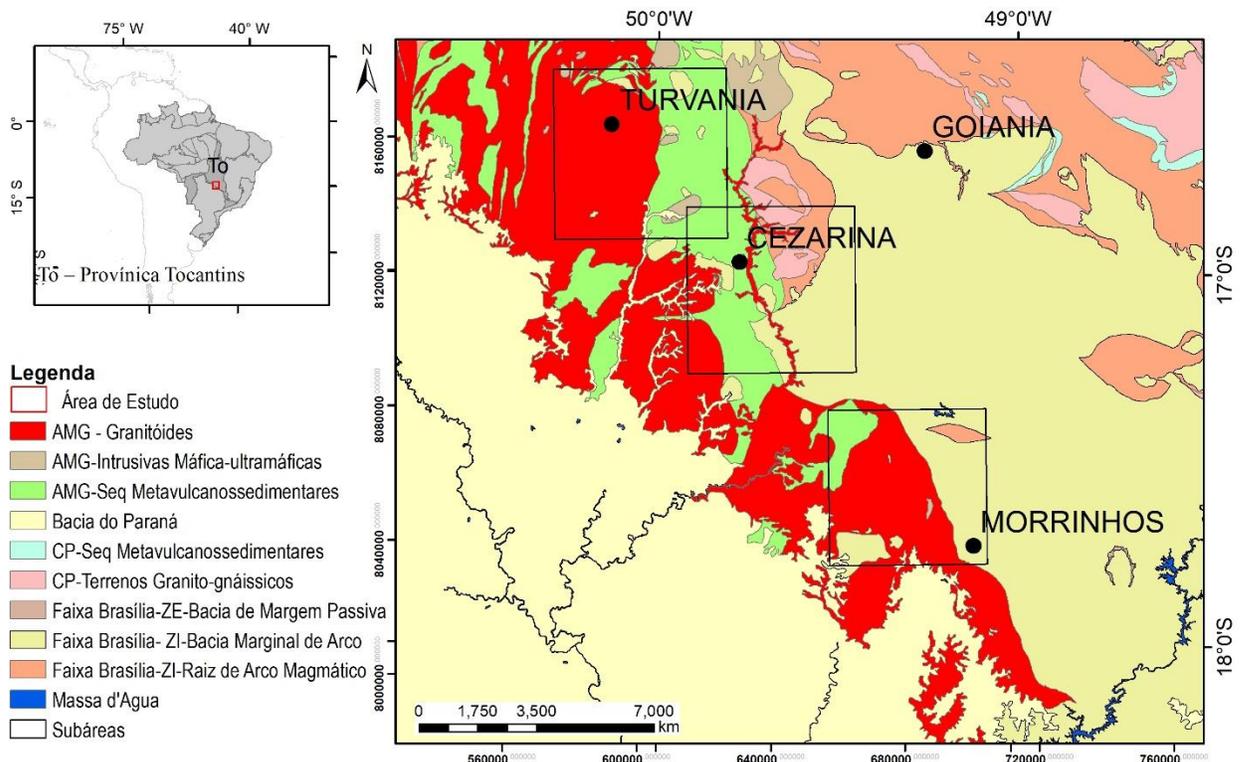


Figura 1.2: Localização da área de estudos. (a) mapa com divisão das províncias tectônicas do Brasil, com destaque para a Província Tocantins (Bizzi et al. 2001); (b) detalhe da geologia (Fuck et al 1994) da área de estudos com a localização dos municípios onde estão as ocorrências abordadas neste trabalho.

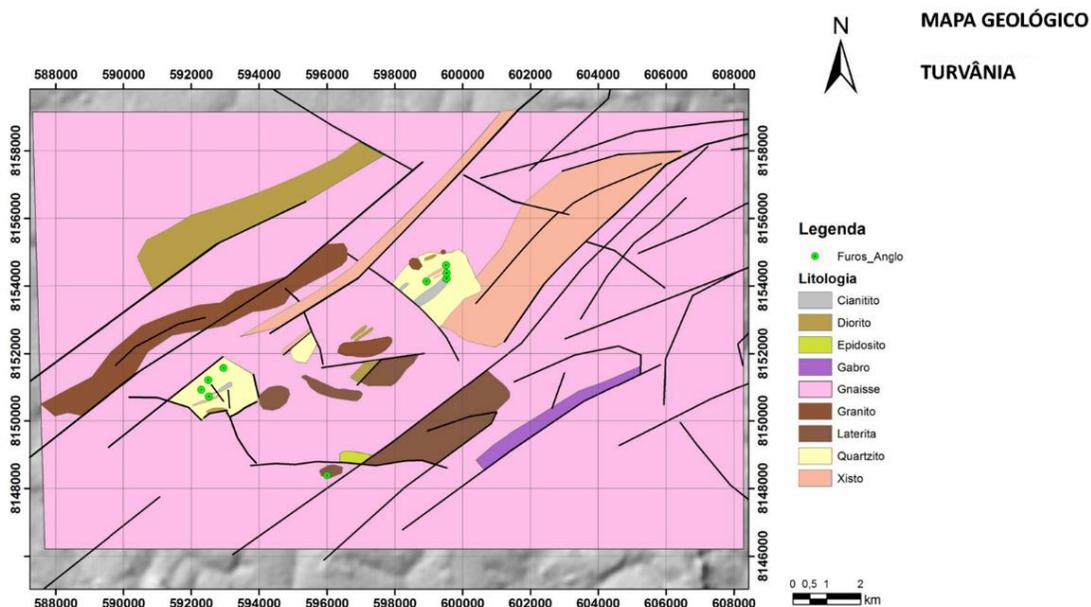


Figura 1.3: Mapa geológico da região de Turvânia (Fonte:Votorantim)

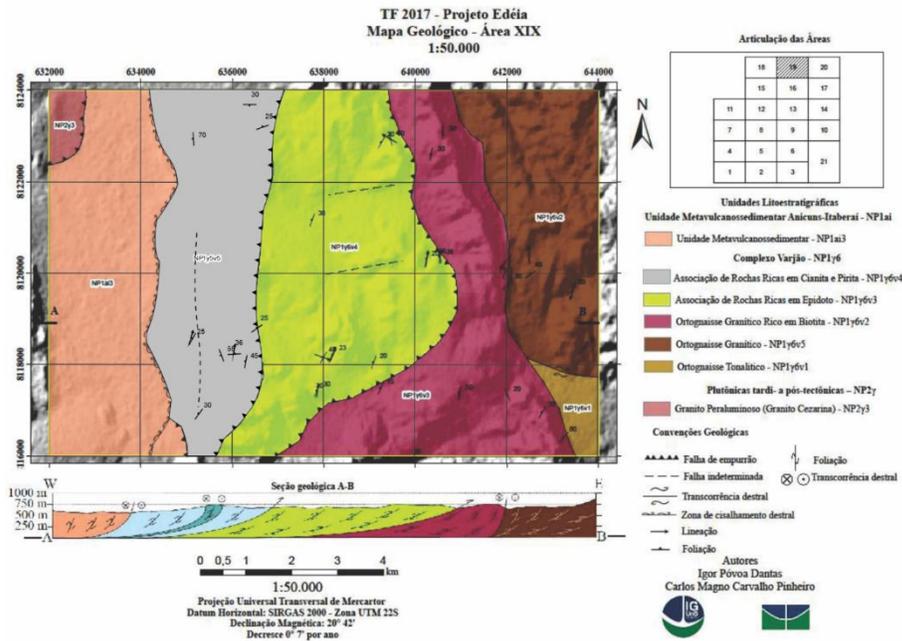


Figura 1.4: Mapa geológico da região de Cezarina (Fonte: Oliveira et al 2017)

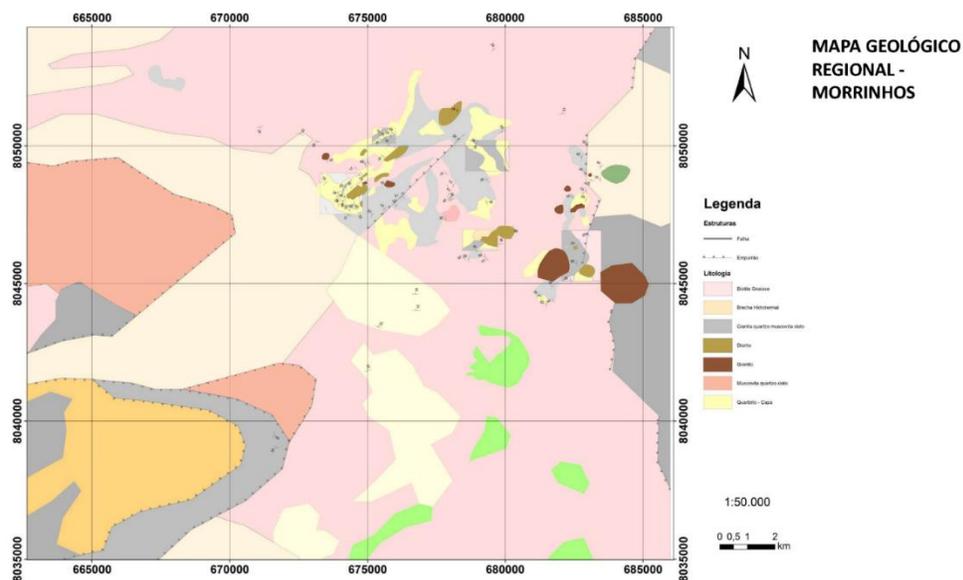


Figura 1.5: Mapa geológico da região de Morrinhos (Fonte: Votorantim)

1.3. MÉTODOS E BASE DE DADOS

A integração dos dados deu-se no software *ArcGis* 10.5 e o processamento dos dados geofísicos no programa *Oasis Montaj* da GEOSOFT, cuja licença educacional é disponibilizada Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB).

Foram utilizados dois projetos aerogeofísicos de alta resolução, o primeiro realizado de junho a novembro de 2004 (Lasa 2004), o segundo, de abril a junho de 2005 (Lasa 2005). As linhas de voo e controle de ambos os levantamentos são espaçadas de 0,5 km e 5,0 km, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W, altura de voo de 100 m e intervalo entre medições geofísicas consecutivas de 0,1s (magnetômetro) e 1,0s (gamaespectrômetro).

A base de dados vetorial para os mapas geológicos são dados públicos em SIG na escala 1:1.000.000 (Moreira et al. 2008), sendo que também foram utilizados os mapas geológicos de detalhe das áreas de Turvânia e Morrinhos disponibilizados pela Votorantim e o mapa de Cezarina confeccionado pelo projeto Edeia.

1.4. ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está dividida em três partes. A primeira (Capítulos I, II e III), é a apresentação do trabalho, destacando seus principais objetivos, a localização da área de estudo e os materiais e métodos utilizados para o seu desenvolvimento, além da contextualização geológica. A segunda parte (Capítulo IV) foi elaborada em forma de artigo científico intitulado “Análise Geológico-Geofísica dos halos de alteração hidrotermal associados aos depósitos Cu-Au pórfiro do Arco Magmático Arenópolis”. Nesta etapa são apresentados os principais resultados e discussões do estudo. A terceira parte da dissertação (Capítulo V) apresenta as discussões e as considerações finais.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Tocantins (Almeida et al. 1981) localiza-se na porção central do Brasil, definida como um sistema orogênico Neoproterozoico, caracterizado por cinturões de dobras e empurrões denominados Faixas Brasília, Paraguai e Araguaia (Fuck et al. 2014). Derivado da convergência de três blocos continentais: os Crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema, sendo o último encoberto por sedimentos da Bacia do Paraná.

2.1.1. Faixa Brasília

A Faixa Brasília compreende um cinturão orogênico constituído por um espesso conjunto de rochas sedimentares de margem passiva associadas a rochas vulcânicas, localizado na porção central da Província Tocantins. O grau metamórfico da Faixa Brasília aumenta para o oeste, passando de rochas não-metamórficas e metamórficas de baixo grau na fronteira do Cráton São Francisco a leste, a rochas de fácies anfíbolito de alta temperatura e granulitos de ultra alta temperatura no núcleo metamórfico, decrescendo novamente para fácies anfíbolito e xisto-verde nas rochas do Arco Magmático de Goiás (Fuck et al. 2017). A faixa possui dois segmentos, separados entre si pela Sintaxe dos Pirineus, o segmento a norte possui orientação NNE e o segmento a sul possui direção predominante NNW (Araújo Filho 2000). A faixa é subdividida em três compartimentos principais, as zonas cratônica, externa e interna (Fuck et al. 2017).

A Zona Cratônica é composta por sedimentos argilocarbonáticos dobrados a sub-horizontais e extensas coberturas fanerozoicas, englobando dois domínios tectônicos, vistos como setores da bacia do São Francisco: um domínio a leste, o embasamento, no qual as unidades não são deformadas, e um cinturão *foreland* de dobras e empurrão desenvolvido ao longo do limite do cráton. Esta falha de empurrão é ocasionalmente truncada por sistemas transcorrentes, sobrepondo as unidades da Zona Externa e o embasamento às coberturas cratônicas (Fuck 1994).

A Zona Externa é composta por metassedimentos de margem continental passiva metamorfizados em baixo grau (Grupos Araí, Natividade, Paranoá e Canastra) conforme Fuck (2017), Dardenne (2000), Guimarães (1997) e Faria (1995) estruturadas em um sistema de empurrões e dobramentos com vergência em direção ao Cráton São Francisco, assim como porções do seu embasamento siálico (Uhlein et al. 2012). Dividida em porções norte e sul, com estilos contrastantes de margens passivas continentais proximais. A norte, é constituída por um grande bloco crustal Paleoproterozoico, parcialmente coberto por uma sequência *rift* suavemente dobrada das rochas metassedimentares do Grupo Araí. Este bloco é limitado à leste por falhas de empurrão que o lança sobre rochas do grupo de Bambuí. A sul, o Grupo Araí é coberto discordantemente pelo Grupo Paranoá, que também é empurrado sobre o Grupo Bambuí para o leste (Valeriano et al. 2008).

A Zona Interna inclui os seguintes segmentos: (i) o núcleo metamórfico do orógeno, representado pelo Complexo Anápolis-Itaçu (Piuzana et al. 2003) e Complexo Uruaçu (Della Giustina et al. 2009), além de rochas metassedimentares do Grupo Araxá (Seer et al. 2001) e fragmentos de sequências ofiolíticas; (ii) o Maciço de Goiás, composto pelo Terreno Arqueano-Paleoproterozoico de Goiás (Jost et al. 2013), pela sequência metassedimentar Paleoproterozoica do Grupo Serra da Mesa e por complexos máfico-ultramáficos acamadados e sequências metavulcanossedimentares associadas (Ferreira Filho et al. 1992); e (iii) o Arco Magmático de Goiás, de idade Neoproterozoica, constituído por sequências metavulcanossedimentares e ortognaisses que representam uma vasta área de crosta continental juvenil gerada entre 900 e 630 Ma (Pimentel & Fuck 1992).

2.1.2. Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás compreende um sistema de arcos formados por associação de rochas metaígneas e metassedimentares. Sua evolução iniciou-se como arco de ilha intra-oceânico entre 890-860 Ma (Pimentel e Fuck 1992), com cristalização vulcânica toleítica muito primitiva a calci-alcalina e associações de tonalitos e granodioritos. Um segundo ciclo de atividade vulcânica e plutônica ocorreu entre 670 e 600 Ma, seguido por intrusões bimodais de gabro, diorito, tonalito a granito

e acompanhados por metamorfismo e deformação. Sendo sua atividade ígnea interpretada como uma margem continental ativa no final da orogenia brasileira.

O Arco Magmático de Goiás é uma das unidades tectônicas mais importantes da Faixa Brasília e está exposta em duas áreas principais, separadas pelo Maciço de Goiás. A porção norte conhecida como Arco de Mara Rosa, e a sul como Arco de Arenópolis, ambas unidades geotectônicas colocadas lado a lado por zonas de cisalhamento com *trend* preferencial NE relacionados ao Lineamento Transbrasiliano (Pimentel 2016).

2.1.3. Arco Magmático de Mara Rosa

O Arco de Mara Rosa compreende faixas estreitas e anastomosadas de rochas metavulcânicas, com direção principal NE e mergulhos moderados a fortes NW (Arantes et al. 1991, Pimentel et al. 1997). Sendo que duas sequências supracrustais são reconhecidas: (i) a Sequência Mara Rosa, composta de anfibolitos e xistos; (ii) a Sequência Santa Terezinha de Goiás, sequência vulcano-sedimentar que inclui xistos e quartzitos intercalados com rochas metavulcânicas (Fuck et al. 2017).

Fuck et al. (2017) apresentam os dados geocronológicos indicando duas fases magmáticas: (i) 915-800 Ma, rochas metavulcânicas e ortognaisses tonalíticos com assinatura geoquímica muito primitiva; (ii) representado pela Sequência Santa Terezinha de Goiás e rochas granitoides, cristalizadas entre 0.67 e 0.63 Ga.

Oliveira et al. (2016) relatam que o Arco Magmático Mara Rosa hospeda os principais depósitos e ocorrências de Cu-Au do tipo pórfiro do Arco Magmático Goiás, com destaque para o depósito de Cu-Au Chapada. Entre as encaixantes do depósito de Cu-Au Chapada destacam-se associações de rochas ricas em cianita e pirita. As encaixantes ricas em cianita e pirita representam litocapa metamorfizada (halo argílico metamorfizado) do depósito de Cu e Au. As hospedeiras desse depósito são representadas por rochas ricas em biotita (biotita xistos e anfibólio-biotita xistos) que ocorrem em contato transicional com a litocapa argílica metamorfizada. Litocapas argílicas que se associam aos depósitos de Cu-Au pórfiro nem sempre são anômalas nesses elementos, mas eventualmente podem hospedar importantes depósitos de Au epitermal.

2.1.4. Arco Magmático de Arenópolis

O Arco Magmático de Arenópolis é limitado a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano e a leste por granulitos do Complexo Anápolis-Itauçu. Compreende sequências metavulcanossedimentares N-S, de idades distintas, de oeste a leste: Bom Jardim de Goiás representadas por rochas de arco juvenil (ca. 750 Ma), Arenópolis-Piranhas composta por fragmentos ofiolíticos associados a rochas metassedimentares pelíticas, interpretada como um prisma acrescionário (ca. 929 Ma), Iporá-Amorinópolis representada por vulcânicas e metassedimentos bimodais (ca. 630 Ma), Jaupaci uma sequência vulcânica bimodal composta por metabasalto interestratificado, metariolito e metadacito (ca. 747 Ma), e Anicuns-Itaberaí marcadas pela predominância de rochas vulcânicas máficas e metassedimentos químicos, sugerindo uma configuração oceânica de *forearc* (ca. 830 Ma). Separadas entre si por ortognaisses cálcicos a calci-alcalinos de composição tonalítica a granítica, formadas em ambiente de arcos de ilha e cordilheiranos (Fuck et al. 2017, Marques 2017, Guimarães et al. 2012, Laux et al. 2005, Rodrigues et al. 1999). Os ortognaisses mostram assembleias minerais indicativas de metamorfismo em fácies anfíbolito; localmente, exibem texturas e estruturas ígneas relíquias, mas frequentemente mostram texturas miloníticas.

Laux et al. (2005) descrevem as idades do zircão U-Pb indicam que os protólitos ígneos cristalizaram em três eventos distintos: (i) o mais antigo ocorreu entre 899 e 804 Ma com granitoides primitivos do tipo M gerados no cenário de arco da ilha intra-oceânico; (ii) o segundo evento é representado por metagranitoides peraluminosos contendo muscovita gerados entre 790 e 786 Ma; (iii) o evento mais jovem ocorreu entre 669 e 630 Ma, sendo representado pelos gnaisses metálicos e peraluminosos.

O Arco magmático de Goiás está inserido no chamado cinturão de ouro-cobre de Arenópolis-Mara Rosa que hospeda vários depósitos de ouro e cobre-ouro (Oliveira et al. 2000). Mais especificamente no Arco Magmático de Arenópolis são conhecidos os depósitos de Bom Jardim de Goiás (Cu-Au) e Fazenda Nova (Au), além de diversas ocorrências de ouro e cobre mapeadas.

Geologia Local

Complexo Varjão

Associação de rochas ricas em epidoto - afloram nessa unidade epidoto anfíbolitos de granulação fina a grossa com textura granoblástica, caracterizada por grãos poligonais. Além disso, epidoto metagranodioritos e epidositos também compõem essa unidade.

Associação de rochas ricas em cianita e pirita - ocorre em serras estreitas e lineares que, em parte, se adaptam a zonas de cisalhamento transcorrente. Ao longo das encostas dessas serras aflora grande quantidade de blocos e matacões representados por variações de cianita quartzitos e cianita xistos. Esporadicamente, são encontrados núcleos de pirita quartzito inalterados exibindo grande concentração de pirita deformada (> 20% do volume) com granulação fina. Quando parcialmente decompostas, essas rochas exibem tonalidades arroxeadas (ocres) em resposta à oxidação dos sulfetos (pirita). Na base das elevações, é comum a presença de gossans e concentrações ferruginosas maciças e espessas.

Ortognaisse granítico rico em biotita - Constituídos por granada-biotita-plagioclásio-quartzo-microclínio ortognaisse granítico com cianita que exibem quantidades variáveis de biotita.

Plutônicas tardi a pós-tectônicas

Sienito médio (Sienito Linda Vista) - essa intrusão é caracterizada por variações de sienito a sienogranito. Essas rochas são constituídas predominantemente de feldspato potássico, quartzo e, em menor proporção, plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio (riebeckita), magnetita, além de epidoto e titanita. Disseminações de magnetita e magnetitos maciços, veios de sulfetos (pirita), anfibólio e piroxênio alcalinos crescidos em fraturas, carbonatos recristalizados, entre outras feições, denotam efeitos de metassomatismo ou metamorfismo de contato.

Sequência Vulcanossedimentar Anicuns-Itaberaí

Unidade metassedimentar- composta predominantemente por xistos, mármore e as suas encaixantes. Petrograficamente, os xistos apresentam variações de biotita-muscovita-quartzo xisto, muscovita-quartzo xisto, sericita xisto e muscovita-clorita xisto,

Capítulo IV

com intercalações subordinadas de quartzitos, enquanto os mármoreos mostram variações de mármoreos puros (>95% de carbonatos) a mármoreos impuros (entre 95 e 50% de carbonatos), com mineralogia dominada por calcita e dolomita e, subordinadamente, quartzo, tremolita, actinolita, flogopita, biotita e muscovita. As encaixantes dos mármoreos englobam uma ampla diversidade de rochas, com destaque para quartzitos ferruginosos, calcissilicáticas, anfibolitos finos e até mesmo magnetitos.

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG		Amostra: TF17-XIX-48 Unidade Litológica: Associação de rochas ricas em epidoto.	
Descrição Mesoscópica e Macroscópica Rocha de granulação grossa composta por hornblenda, piroxênio, quartzo, plagioclásio e crisocola.		Fotografia Macro 	
Microscopia			
Composição Mineral	%	Composição Mineral	%
Quartzo	2%	Crisocola	3%
Anfibólio	25%	Oxidos de ferro	1%
Plagioclásio	25%	Opacos	1%
Epidoto	5%		
Diopsídio	38%		
Textura e Estruturas			
Granoblástica.			

Figura 4.1: Descrição do Metadiorito (Fonte: Oliveira et al 2017).

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG		Amostra: TF17-XIX-93 Unidade Litológica: Associação de rochas ricas em epidoto	
Descrição Mesoscópica e Macroscópica Anfibolito fino com textura granoblástica e foliação incipiente. Composto por grãos finos de plagioclásio granular e hornblenda levemente orientada. Grãos finos de epidoto também são observados dispersos entre os demais minerais.		Fotografia Macro 	
Microscopia			
Composição Mineral	%	Composição Mineral	%
Plagioclásio	4		
Hornblenda	6%		
Epidoto	4		
Opacos	0%		
	1		
	0%		
	3		
	%		
	1		
	%		
Textura e Estruturas			
Textura granoblástica			

Figura 4.2: Descrição do Epidoto Anfibolito (Fonte: Oliveira et al 2017).

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG		Amostra: TF17-XIX-104A	
		Unidade Litológica: Granitos indiferenciados.	
Descrição Mesoscópica e Macroscópica		Fotografia Macro	
Granito grosso deformado. A rocha é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e muscovita. A rocha apresenta níveis intensamente deformados e níveis preservados com texturas ígneas. Também podem ser observados níveis com variação composicional, onde existem níveis ricos em quartzo e feldspato, e níveis mais ricos em biotita.			
Microscopia			
Composição Mineral	%	Composição Mineral	%
Quartzo	35%	Opacos	3%
Microclínio	30%	Acessórios	1%
Biotita	16%		
Plagioclásio	10%		
Muscovita	5%		
Textura e Estruturas			
Granoblástica e lepidoblástica / Foliação incipiente.			
			

Figura 4.3: Descrição do Sienogranito (Fonte: Oliveira et al 2017).

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG		Amostra: TF17-XIX-104A	
		Unidade Litológica: Granitos indiferenciados.	
Descrição Mesoscópica e Macroscópica		Fotografia Macro	
Granito grosso deformado. A rocha é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e muscovita. A rocha apresenta níveis intensamente deformados e níveis preservados com texturas ígneas. Também podem ser observados níveis com variação composicional, onde existem níveis ricos em quartzo e feldspato, e níveis mais ricos em biotita.			
Microscopia			
Composição Mineral	%	Composição Mineral	%
Quartzo	35%	Opacos	3%
Microclínio	30%	Acessórios	1%
Biotita	16%		
Plagioclásio	10%		
Muscovita	5%		
Textura e Estruturas			
Granoblástica e lepidoblástica / Foliação incipiente.			
			

Figura 4.4: Descrição do Sienogranito (Fonte: Oliveira et al 2017).

 <p>Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG</p>		Amostra: TF17-XIX-89B	
		Unidade Litológica: Associação de rochas ricas em cianita e pirita.	
<p align="center">Descrição Mesoscópica e Macroscópica</p> <p>Xisto de granulação fina, coloração cinza escuro à esverdeada, e textura lepidoblástica formada pela orientação das biotitas e muscovitas. Além disso, pode-se observar lentes de quartzo com minerais opacos concordantes a foliação principal.</p>		<p align="center">Fotografia Macro</p> 	
Microscopia			
Composição Mineral	%	Composição Mineral	%
Biotita	30%	Muscovita	5%
Epidoto	20%	Cianita	3%
Anfibólio	20%	Rutilo	1%
Quartzo	15%	Acessórios	1%
Opacos	5%		
Textura e Estruturas			
Textura granoblástica e lepidoblástica. E estrutura xistosa.			

Figura 4.5: Descrição do (Fonte: Oliveira et al 2017).

3. DEPÓSITO PÓRFIRO: ESTADO DA ARTE

Misra (2000) caracteriza depósitos pórfiros como depósitos de cobre hipogênicos, grandes (muitos com centenas de milhões de toneladas de minério), relativamente com baixos teores (comumente <1%), epigenéticos, intrusivos e disseminados (*stockwork*).

Outras características comuns dos depósitos do tipo pórfiro incluem um grande sistema hidrotermal dominado por fluidos magmáticos e meteóricos, alteração hidrotermal generalizada de rochas hospedeiras, mineralização controlada por fraturas e associação com brechas de diversas origens e graus variáveis de mineralização. Podendo estar relacionados a skarn, substituição de carbonato, sedimento hospedado, bases epitermais de alta e média sulfetação (Sillitoe 2010).

Os depósitos pórfiros se formam em arcos magmáticos em zonas de subducção em margens de placas convergentes (Sillitoe 2010), podendo haver uma minoria em outros ambientes tectônicos, formados após cessada a subducção (Richards 2009). Sendo que estão predominantemente associados aos cinturões orogênicos do Mesozoico Superior ao Cenozoico Inferior no oeste tanto da América do norte quanto da América do Sul, em torno da margem oeste da Bacia do Pacífico (Sillitoe 2000), no cinturão orogênico Tethyan na Europa Oriental e no sul da Ásia (Hou et al. 2011). No entanto, grandes depósitos também ocorrem em orógenos Paleozoicos na Ásia Central e no leste da América do Norte e, em menor escala, em terrenos pré-cambrianos (Sinclair 2007, Figura 3.1). Os sistemas geralmente definem cinturões lineares, com algumas centenas de quilômetros de extensão, mas também podem ocorrer isolados (Sillitoe 2010).

Sillitoe (2000) propôs que o momento de rápido soerguimento crustal e escapeamento erosional de uma grande câmara magmática favorece um fracionamento eficiente do magma capaz de gerar e liberar fluidos. Tosdal e Richards (2001) consideram que os momentos de mudança no regime de estresse crustal (de contracional para extensional) são especialmente favoráveis para a geração tanto dos depósitos do tipo pórfiro cupríferos quanto dos depósitos epitermais auríferos de alta sulfetação. Solomon (1990) assinala que muitos depósitos do tipo Cu pórfiro enriquecidos em ouro na região sudoeste do Pacífico foram formados imediatamente

após uma inversão na polaridade da subducção, a qual resultou na refusão de um material mantélico previamente fundido e relativamente enriquecido em Au.

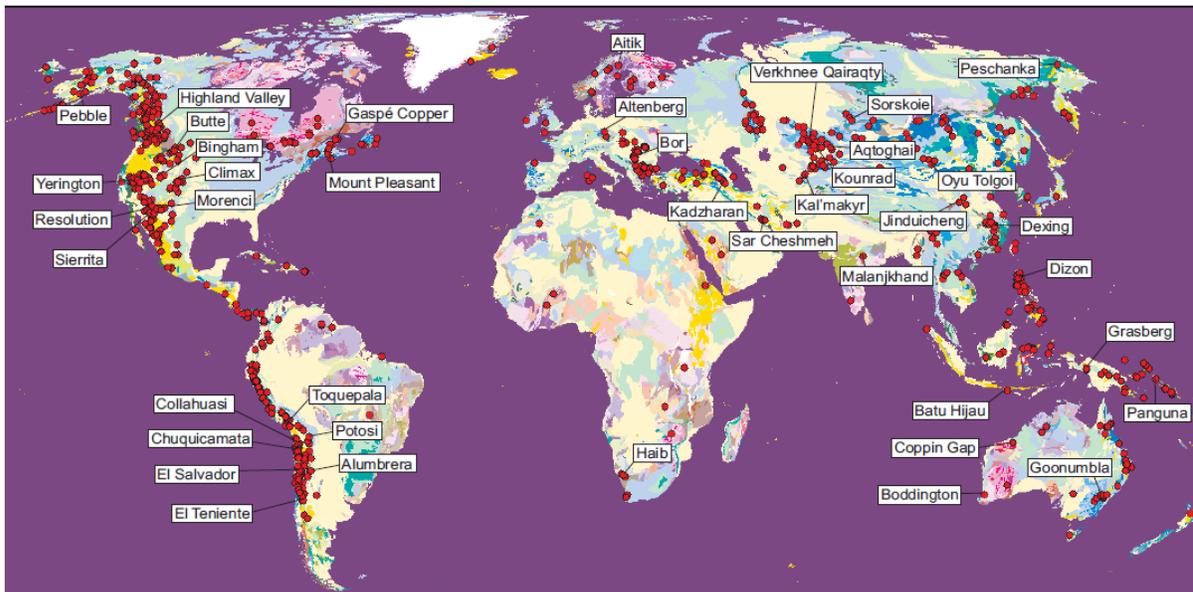


Figura 3.1: Localização dos principais depósitos pórfiros no mundo (Fonte: Sinclair 2007).

Os depósitos do tipo pórfiro são uma das fontes mais importantes de cobre, molibdênio e rênio no mundo, além de serem as maiores fontes de ouro, prata e estanho e terem importantes subprodutos como tungstênio, platina, paládio e selênio. O que impulsiona explorações pelas empresas minerais e estudos aprofundados desse tipo de depósito por pesquisadores (Sinclair 2007). Sendo que a mineralização ocorre em uma sequência distinta de pequenos veios de quartzo, bem como na forma disseminada na rocha alterada entre elas. Brechas magmático-hidrotermais podem se formar durante a intrusão do pórfiro, com algumas delas contendo mineralização de alto grau devido à sua permeabilidade intrínseca (Sillitoe 2010).

Sillitoe (2010) defende que o estágio magmático do sistema pórfiro engloba pelo menos quatro etapas: 1) Intrusão do pluton precursor; 2) Intrusão do pluton parental; 3) Intrusão de stocks ou enxames de diques; e, 4) Erupções vulcânicas precoces ou contemporânea às intrusões. Uma quinta etapa magmática pode ou não se desenvolver na forma de diatremas e brechas.

Sillitoe (2000) sugeriu que o pluton precursor resulta de múltiplas intrusões formando um corpo composto de fácies diversas. O pluton parental corresponde a uma intrusão alojada na parte central do pluton precursor. É a partir dele que são liberados os fluidos e o magma que forma os stocks e/ou enxames de diques responsáveis pelo desenvolvimento do estágio hidrotermal. Os stocks e/ou enxames de diques compreendem diversas gerações ou pulsos magmáticos, denominados precoces, intermineral, tardia e pós-mineral. O estágio vulcânico forma um estrato-vulcão ou um complexo de domos, e pode ou não gerar diatremas e brechas vulcânicas (Figura 3.2).

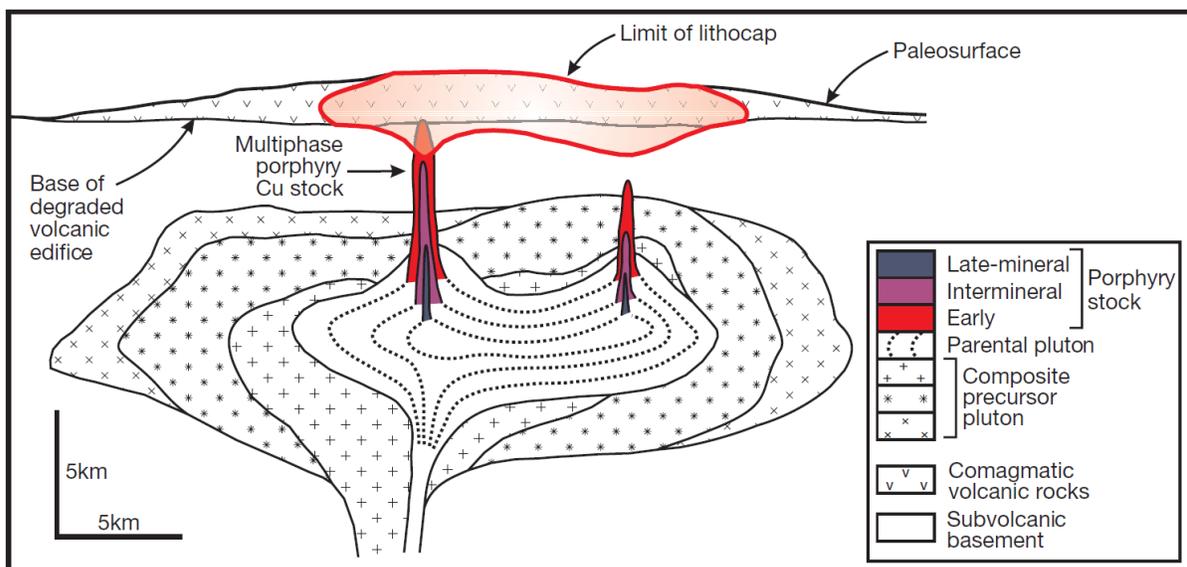


Figura 3.2: Relação espacial entre os eventos magmáticos relacionados ao sistema pórfiro (Fonte: Sillitoe 2010).

A alteração hidrotermal é extensa e tipicamente zonada tanto em escala de depósito como em torno de veios e fraturas individuais. Em muitos depósitos as zonas de alteração (

Figura 3.3) consistem de uma zona interna potássica caracterizada por K-feldspato e / ou biotita (\pm anfibólio \pm magnetita \pm anidrita) e uma zona externa de alteração propilítica que consiste de quartzo, clorita, epídoto, calcita e, localmente, albita associada à pirita (Sinclair 2007). Zonas de alteração sericitica (quartzo + sericita + pirita) e alteração argílica (quartzo + illita + pirita \pm caulinita \pm esmectita \pm

4. MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia aplicada durante a realização desta dissertação de mestrado fundamenta-se na integração conjunta do processamento e interpretação dos dados aerogeofísicos públicos disponíveis com as observações geológicas dos trabalhos de campo. Nos trabalhos de campo, além das descrições geológicas foram coletados dados petrofísicos de susceptibilidade magnética e radiação gama, além de experimentos de densidade em laboratório das amostras coletadas.

A área de estudo é totalmente recoberta por dados de magnetometria e gamaespectrometria de alta resolução, sendo que foram utilizados dois aerolevantamentos, o primeiro realizado de junho a novembro de 2004 (Lasa 2004), o segundo, de abril a junho de 2005 (Lasa 2005). As linhas de voo e controle de ambos os levantamentos são espaçadas de 0,5 km e 5,0 km, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W, altura de voo de 100m e intervalo entre medições geofísicas consecutivas de 0,1s (magnetômetro) e 1,0s (gamaespectrômetro).

A concentração dos isótopos urânio, tório e potássio possibilita a caracterização litológica em superfície, sendo assim, os dados gamaespectrométricos foram processados e interpretados juntamente com dados petrofísicos de campo, com o intuito de contribuir com as informações relativas à cartografia das unidades litológicas (Ferreira et al. 2016). Além disso, é possível identificar áreas com alterações hidrotermais e explorar suas relações com os processos de mineralização em vários ambientes geológicos (Telford et al. 1990). Anomalias altas de potássio podem delinear o enriquecimento associado à alteração hidrotermal, contudo, podem ser difíceis de distinguir de outras anomalias de alto potássio associadas a litologias de alto K. Sendo assim, segundo Shives et al. (2011) o enriquecimento de potássio nestes ambientes geológicos caracteriza-se por baixas proporções de eTh/K , portanto, anomalias de baixa razão eTh/K distinguem o enriquecimento de potássio associado à biotita e à alteração de K-feldspato daquela decorrente de litologias de alto K (Ford et al. 2007), fornecendo vetores de exploração significativos. Foram realizadas ainda interpretações quantitativas por meio de regressões múltiplas (Fianco

et al. 2012, Paixão et al. 2014, Correa et al. 2015) para caracterização das rochas ricas em cianita e pirita.

A análise dos dados magnetométricos é utilizada a fim de auxiliar na caracterização das estruturas e unidades litoestratigráficas regionais. Além disso, em depósitos pórfiros, anomalias magnéticas regionais frequentemente ocorrem com associações de rochas intrusivas e fornecem um alvo de exploração regional. Sendo que a mineralização em depósitos do tipo pórfiro pode ser associada a rochas portadoras de magnetita que seriam delineadas em dados magnéticos (Ford et al. 2007). Assim, foram realizadas duas abordagens, melhor explicadas posteriormente; a primeira, qualitativa, consiste na interpretação dos diversos mapas provenientes da etapa de realce dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos; a segunda, uma análise quantitativa dos dados, sendo utilizada a inversão 3D com inversão do vetor magnético (MVI – MacLeod & Ellis 2013).

4.1. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1.1. Magnetometria

A magnetometria é fundamentada na Teoria do Potencial, investigando anomalias do campo magnético terrestre devido à presença ou não de minerais com propriedades magnéticas nas rochas em subsuperfície distribuídas irregularmente, em que forças de atração e repulsão exercidas pela ligação entre os elementos que compõem a estrutura mineralógica geram magnetismo devido à presença de elétrons livres em movimento na rede cristalina. As anomalias magnéticas causadas por rochas possuem caráter localizados e se superpõem ao campo magnético normal da Terra (Kearey et al. 2009).

As medidas da intensidade do campo magnético e das suas componentes são realizadas com instrumentos conhecidos como magnetômetros, sendo que a magnetita, a pirrotita e a ilmenita (Telford et al. 1990) são exemplos de minerais magnéticos responsáveis pelas distorções no campo magnético terrestre, sendo a magnetita o mais comum, com temperatura de Curie de 578°C.

As rochas podem ser submetidas a dois tipos de magnetização: induzida e residual remanente. A primeira é causada pelo campo magnético terrestre atual,

sendo formada durante o processo de solidificação e resfriamento das rochas ígneas, ou quando os sedimentos são depositados, no caso de rochas sedimentares. Já a segunda, é adquirida ao longo da história geológica, em campos magnéticos diferentes do atual, sendo registrada em processos de recristalização e metamorfismo, por exemplo. Assim, a magnetização total da rocha é constituída na soma vetorial dessas duas (Kearey et al. 2009).

4.1.2. Gamaespectrometria

A gamaespectrometria é normalmente utilizada para auxiliar trabalhos de mapeamento geológico regional, onde são reconhecidos diferentes tipos de rocha, por meio de suas assinaturas radioativas marcantes, sendo também possível identificar áreas alteradas hidrotermalmente e explorar suas relações com os processos de mineralização em vários ambientes geológicos (Telford et al. 1990). O método possui baixa penetrabilidade, deste modo, as informações obtidas relacionam-se a materiais, no máximo, subaflorantes.

A desintegração espontânea de alguns elementos químicos libera energia, na forma de radiação eletromagnética, sendo que os principais elementos contribuintes da radioatividade correspondem aos isótopos radioativos de urânio (^{238}U), tório (^{232}Th) e potássio (^{40}K). O Urânio e o Tório têm suas medidas convertidas em ppm (partes por milhão), enquanto que o radioelemento Potássio é estimado por sua porcentagem em função de seu decaimento radioativo.

Shives et al. (2011) relatam que muitos depósitos alcalinos e cálcio-alcalinos de Cu-Au (Mo) têm extensos halos potássicos de alteração hidrotermal que variam mineralogicamente, tanto lateralmente como verticalmente, com mudanças na pressão, temperatura, eH e pH durante os processos magmáticos, hipogênicos e subsequente supergênicos.

4.2. INTERPOLAÇÃO DOS DADOS

Para a interpolação dos dados em malha regular foi utilizada a técnica de interpolação bidirecional para os dados de magnetometria e mínima curvatura para os dados de gamaespectrometria, com valor de $\frac{1}{4}$ do espaçamento entre as linhas de voo para a célula unitária do grid, ou seja 125 m.

4.3. PROCESSAMENTO E TÉCNICAS DE REALCE

4.3.1. Magnetometria

O processamento dos dados é extremamente importante para a obtenção de produtos confiáveis para a interpretação geológico-geofísica, permitindo o melhor aproveitamento da utilização de técnicas de realce.

O produto utilizado neste trabalho foi a Anomalia Magnética, diferença entre o campo magnético medido e o IGRF (International Geomagnetic Reference Field), sem redução ao polo, devido à diversidade geológica da área de estudo.

A partir da Anomalia Magnética (AM) foram gerados alguns produtos que permitem realçar aspectos específicos dos dados, gerando informações mais claras sobre a geologia.

Os primeiros produtos gerados foram as derivadas direcionais horizontais e vertical, que possibilitam o reconhecimento de anomalias rasas, eliminando as feições de fontes mais profundas (Nabighian et al. 2005).

A partir desses produtos, foram gerados:

- **Sinal analítico 3D (SA3D)**

Definido por Roest et al. (1992) como um vetor que contém as derivadas horizontais e vertical do campo magnético. A principal aplicação do SA3D é estimar a profundidade da fonte magnética e magnetização remanescentes, melhor definidos para diques verticais e de pequenas espessuras (Li 2006). Segundo o mesmo autor a técnica possibilita interpretações em regiões onde não se tem informações precisas sobre magnetização remanentes e/ou baixas latitudes.

- **Gradiente horizontal total (GHT)**

Segundo Ferreira et al. (2013) este filtro realça as altas frequências e posiciona os picos das anomalias bem próximas das bordas dos corpos, com valores mínimos na parte central, diminuindo a força do sinal com o aumento da profundidade;

- **Derivada *Tilt* (TDR)**

Segundo Miller & Singh (1994) este produto permite localizar contatos de variações de propriedades magnéticas com base no princípio de que contatos subverticais e falhas possuem anomalias com o gradiente horizontal maior diretamente sobre a borda do contato. O resultado disso é um mapa que delinea a localização de todas as fontes, respondendo igualmente às fontes superficiais e profundas;

- **Derivada *Tilt* do gradiente horizontal total (TAHG)**

Ferreira et al. (2013) propõem ser útil para delimitação de bordas, sendo menos sensível a variações na profundidade das fontes, portanto, indica a posição das bordas dos corpos causadores das anomalias de maneira mais precisa, quando comparado a outros métodos, especialmente para anomalias devido a múltiplas interferências.

- **Matched Filter**

Spector e Grant (1970) introduziram o conceito de espectro radial de potência dos dados magnéticos, podendo ser caracterizado como uma relação entre densidade de energia espectral e número de ondas. Em que os espectros contêm diferentes segmentos de reta de inclinação constante que podem ser interpretados como provenientes de conjuntos estatísticos de fontes ou camadas equivalentes, em diferentes profundidades.

A técnica do Matched Filter (Philips 2007) se baseia na utilização deste espectro para separar diferentes padrões magnéticos, e a partir destes deduzir as profundidades das fontes das anomalias, para, por fim, gerar produtos que representem a Anomalia Magnética em cada uma das profundidades encontradas.

O uso deste filtro, em geral, está focado em separar anomalias de componentes regionais de componentes residuais, usando um modelo de fonte equivalente para as camadas extraídas do espectro (Phillips 2001).

- **Inversão dos Dados Magnéticos**

Capítulo IV

A inversão geofísica foi feita utilizando o VOXI Earth Modeling, um método utilizado para criar modelos geofísicos em 3D a partir de dados magnéticos e gravimétricos. No presente trabalho, utilizou-se apenas a inversão do campo magnético total. Este método opera dentro da plataforma de exploração do programa computacional *Oasis montaj* e possui técnicas para a modelagem dos dados geofísicos que fornecem maior compreensão, inferindo sobre estruturas em subsuperfície (Geosoft 2019).

A inversão de dados magnetométricos é utilizada para gerar modelos de susceptibilidade 3D. Sua principal vantagem é adquirir informações sobre a geometria e profundidade das fontes magnéticas que não estão imediatamente disponíveis na imagem bidimensional do campo magnético anômalo. No entanto, a magnetização remanente, que afeta as rochas crustais e as zonas de mineralização, é uma das principais dificuldades a ser enfrentada durante o processamento e interpretação dos dados magnetométricos, pois pode distorcer seriamente a inversão com base na suposição de que a fonte contém apenas magnetização induzida (Ellis et al. 2012).

Partindo da suposição geral de que as propriedades magnéticas da Terra podem ser representadas por uma magnetização volumétrica (Telford et al. 1990), o campo magnético no ponto \mathbf{rj} gerado por uma fonte magnética com volume V contendo uma magnetização $\mathbf{M}(\mathbf{r})$, é dada pela equação 4.1:

$$\mathbf{B}(\mathbf{rj}) = \nabla \int_V \mathbf{M}(\mathbf{r}) \cdot \nabla \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{rj}|} d\mathbf{r}^3 \quad (\text{Eq. 4.1})$$

Se a fonte magnética com volume V é discretizada em $vk(k = 1, 2, \dots, N)$ volumes, cada qual com uma magnetização \mathbf{mk} constante, assumindo as componentes tridimensionais, a equação (4.1) pode ser reescrita como:

$$B_\beta(\mathbf{rj}) = \sum_{k,\alpha}^{N,3} mk, \alpha \int vk \partial\alpha\partial\beta \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{rj}|} d\mathbf{r}^3 \quad (\text{Eq. 4.2})$$

A equação 4.2 define o problema direto. Dado um conjunto de fontes \mathbf{mk} ($k=1,2,\dots,N$), então $B_\beta(\mathbf{rj})$ é a anomalia de campo magnético predita nos pontos \mathbf{rj} ($j=1,2,\dots,M$). Os índices α e β indicam os componentes espaciais dos vetores. De forma generalista, pode-se reescrever a expressão anterior de maneira simplificada como:

$$\mathbf{B} = \mathbf{G}\mathbf{m}$$

(Eq4.3)

Onde \mathbf{G} é a matriz de sensibilidade. O problema magnético inverso é baseado na solução da equação 3.4 para \mathbf{m} quando \mathbf{B} é dado. Para poder resolver este problema inverso, é necessário sujeitar \mathbf{B} às condições de regularização, uma vez que há a questão da não unicidade nas soluções.

Ellis et al. (2012) descrevem o método MVI e seu uso no programa computacional de inversão Geosoft VOXI, baseado na regularização de Tikhonov (Tikhonov 1943), para resolver o problema inverso para o vetor magnetização, pela minimização da diferença entre o campo calculado e o medido.

A principal tarefa na solução do problema magnético inverso é determinar a distribuição espacial da susceptibilidade magnética (κ), que é relacionada com \mathbf{M} por:

$$\mathbf{M} = \kappa\mathbf{H}_e \quad (\text{Eq.4.4})$$

Onde \mathbf{H}_e é o campo magnético externo. O algoritmo da técnica MVI resolve o problema inverso considerando a natureza anisotrópica da susceptibilidade magnética no ambiente geológico, ou seja, a susceptibilidade magnética anisotrópica é representada matematicamente como um vetor 3D. Utilizando essa generalização, a equação 4.4 pode ser reescrita como:

$$\mathbf{M} = \kappa\mathbf{H}_e \quad (\text{Eq. 4.5})$$

Onde $H_e = |\mathbf{H}_e|$. Apesar dessa generalização, a técnica MVI também considera a Magnetização Remanente Normal (NMR, representada como \mathbf{M}_{NMR}) que é um termo usado para descrever os vários tipos de magnetização remanente, o que inclui magnetizações químicas, detríticas, isotérmicas, termo-remanentes entre outras.

$$\mathbf{M}_{NMR} = \kappa_{NMR}\mathbf{H}_e \quad (\text{Eq.4.6})$$

Onde κ_{NMR} é a pseudo susceptibilidade magnética causada pela NMR. Define-se a magnetização efetiva (\mathbf{M}_{eff}) como:

$$\mathbf{M}_{eff} = \mathbf{M} + \mathbf{M}_{NMR} \quad (\text{Eq.4.7})$$

Usando as equações (4.5) e (4.6) podemos reescrever a equação (4.7) como:

$$M_{eff} = \kappa_{MVI} H_e \quad (\text{Eq. 4.8})$$

Onde:

$$\kappa_{MVI} = \kappa + \kappa_{NMR} \quad (\text{Eq. 4.9})$$

A equação (4.9) mostra a susceptibilidade magnética usada no problema inverso, resolvido pelo VOXI MVI. A inclinação e declinação magnética da Magnetização “efetiva” podem ser estimadas (Aisengart 2015), o que pode ser uma informação útil para inferir sobre diferenciação de litologias, idades ou eventos de magnetização de corpos de rochas.

4.3.2. Gamaespectrometria

Inicialmente, a partir dos dados interpolados foram gerados os mapas das concentrações de potássio (K, %), tório (eTh, ppm), urânio (eU, ppm) e contagem total ($\mu\text{R/h}$), além das razões eU/eTh, eU/K e eTh/K. Por meio dos mapas de potássio, tório e urânio, foi gerado o mapa da imagem ternária. Os mapas de razões, incluindo o mapa ternário de K-eTh-eU, são úteis se interpretados juntamente com os mapas de concentração dos radioelementos, havendo também a necessidade de haver um conhecimento prévio da geologia local correspondente para que não haja ambiguidade. Sendo também calculado o parâmetro F ($K \cdot eU/eTh$), que permite ressaltar o enriquecimento de potássio e urânio em relação ao tório, podendo indicar áreas com alteração hidrotermal associadas a mineralizações.

Ferreira et. al (2016) propõem que para a interpretação dos radioelementos é necessário conhecer sua abundância na crosta terrestre continental superior, ocorrências em minerais e rochas, além de comportamentos geoquímicos.

- **Potássio** (abundância: 2,32%)

Ocorre principalmente nos feldspatos potássicos, secundariamente nas micas (muscovita, flogopita e biotita), ocorrendo também em argilominerais. Presente em rochas ígneas ácidas, rochas metamórficas micáceas, feldspáticas e quartzo feldspáticas e rochas sedimentares.

- **Urânio e Tório** (abundância: 2,7 e 10,5 ppm, respectivamente)

Ocorrem em minerais acessórios em rochas ígneas e metamórficas quartzo-feldspáticas.

- **Contagem Total, K, eU, eTh, eU/K, eU/eTh, eTh/K**

São utilizados como auxiliares para interpretação.

- **Mapa Ternário**

Padrão RGB (Red, Green, Blue), a cor vermelha (R) é associada ao potássio (%), a verde (G) ao tório equivalente e a azul (B) ao urânio equivalente. A cor branca representa concentrações elevadas dos três radionuclídeos, enquanto a preta reflete baixos teores dessas variáveis.

- **Fator F**

Ostrovskiy (1973) salienta que, devido ao alto poder de migração do potássio em relação ao tório e ao urânio, é possível acúmulo de potássio em zonas hidrotermais. Efimov (1978 *apud* Prichystal & Gnojeck 1985) mostrou que valores acima de 1,2 ou 1,3 ppm são comuns em rochas não alteradas, já em rochas alteradas, ele pode chegar de 2 até 10 ppm.

- **Regressão Linear**

A técnica de regressão linear múltipla é um método útil para realçar valores discrepantes da distribuição média de teores dentro de uma unidade e também na remoção de mudanças sistemáticas grosseiras nas concentrações estimadas de radioelementos (Pires 1995). Segundo Pires et al. (2019) o procedimento consiste na geração de um modelo linear de regressão com múltiplas variáveis independentes e apenas uma variável dependente. Teoricamente, o modelo gerado permite inferir a contribuição das variáveis independentes na formação ou construção da variável dependente.

Segundo Pires (1995) o potássio, constituinte importante das soluções hidrotermais, é o principal contribuinte e responsável por 98% da emissão de radiação gama dos radio-isótopos primários presentes na crosta terrestre. Urânio e tório, devido à pouca mobilidade tendem a ser concentrados no líquido residual durante o processo de cristalização e, assim, são frequentemente incorporados aos últimos estágios da diferenciação magmática. Sendo assim, as concentrações superficiais de eTh e eU podem ser utilizadas para prever a contribuição litológica do K, uma vez que eles

possuam correlação entre si. Adicionalmente, Pires et al. (2019) utiliza como variável independente o produto magnetométrico Sinal Analítico (SA3D). Nesse caso, como o sinal analítico não mostrou uma boa correlação com os dados gamaespectrométricos, utilizou-se o gradiente horizontal total (GHT).

Portanto, a Eq. 4.10 (Paixão et al. 2014) busca relacionar essas variáveis.

$$K_{(Th, U, GHT)} = cte + aTh + bU + cGHT \quad (\text{Eq. 4.10})$$

Onde:

$K_{(Th, U, GHT)}$ = concentração teórica de potássio em função das concentrações de tório, urânio e da amplitude do sinal analítico;

cte = constante;

a, **b** e **c** = coeficientes de regressão linear para Th, U e GHT, respectivamente.

Por fim, o $K_{(Th, U, GHT)}$ é subtraído do canal do U observado, gerando uma nova concentração de potássio, teoricamente com significativa atenuação da influência litológica ($K_{\text{anômalo}}$).

- **Aplicação da Regressão Múltipla aos Dados**

Para identificar áreas de alteração hidrotermal, adotou-se uma metodologia semelhante à proposta por Pires et al. (1995), a fim de realçar as concentrações anômalas deste radioelemento.

Para a aplicação da regressão múltipla aos dados utilizados neste trabalho, foram gerados três modelos distintos para as áreas de ocorrências minerais: Turvânia, Cezarina e Morrinhos.

Os dados de K, eTh, eU e GHT foram relacionados conforme a Eq. (4.10), para determinar os coeficientes lineares a, b e c, no excel. A constante (cte) foi fixada em zero, visando adequar o modelo de regressão a um modelo geológico que indique concentração nula de potássio somente na hipótese de nulidade dos outros radioelementos.

As Figuras 4.2 e 4.3 apresentam os gráficos de dispersão dessas variáveis para as regiões de Turvânia, Cezarina e Morrinhos, respectivamente. Os quais indicam, para todas as regiões, boa correlação do K com as outras variáveis gamaespectrométricas e pouca correlação deste com a variável magnetométrica GHT, exceto em Morrinhos, que também apresenta uma boa correlação.

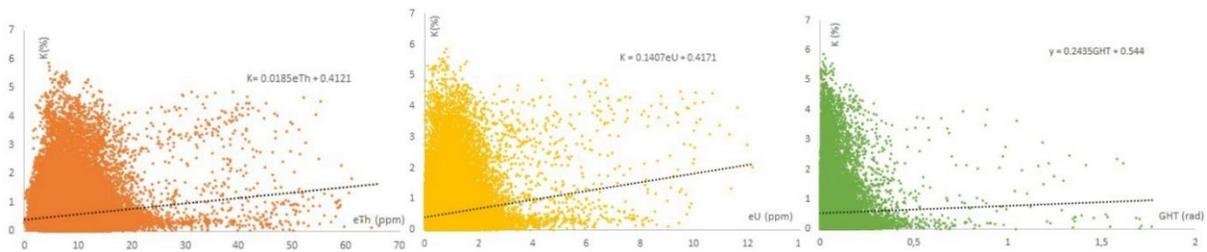


Figura 4.1: Gráficos de dispersão das variáveis independentes (eTh, eU e GHT) em função da variável dependente (K) da região de Turvânia.

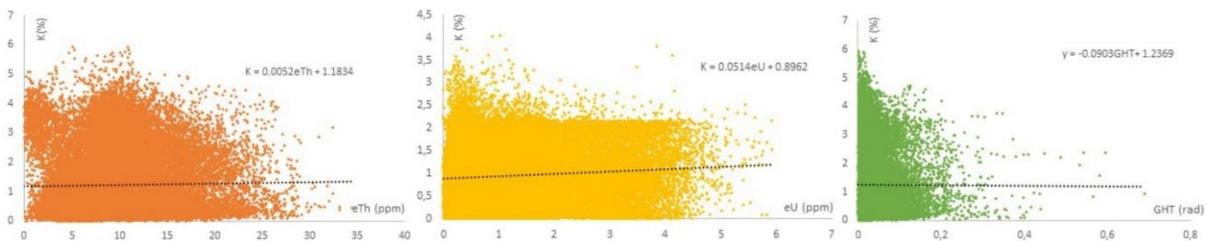


Figura 4.2: Gráficos de dispersão das variáveis independentes (eTh, eU e GHT) em função da variável dependente (K) da região de Cezarina.

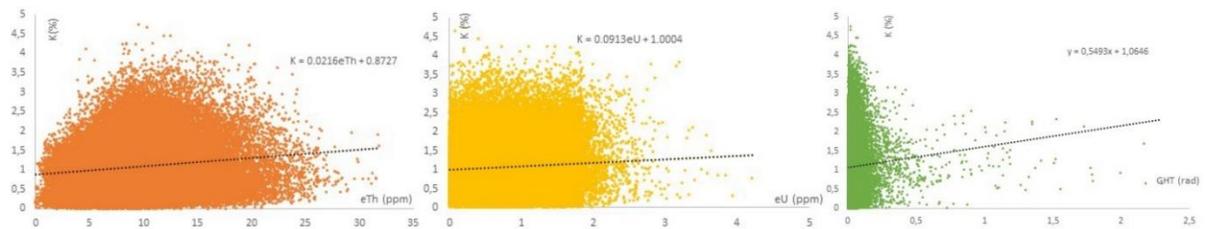


Figura 4.3: Gráficos de dispersão das variáveis independentes (eTh, eU e GHT) em função da variável dependente (K) da região de Morrinhos.

Os coeficientes lineares obtidos para o modelo de regressão múltipla dos dados aerogeofísicos que recobrem as áreas selecionadas de Turvânia, Cezarina e Morrinhos foram substituídos na Eq. (4.1), gerando, respectivamente, as Eq. (4.11), (4.12) e (4.13).

$$K_{(Th, U, GHT)} = 0.0185 eTh + 0.1407eU + 0.2435GHT \quad (\text{Eq. 4.11})$$

$$K_{(Th, U, GHT)} = 0.0052 eTh + 0.0514 eU - 0.0903GHT \quad (\text{Eq. 4.12})$$

$$K_{(Th, U, GHT)} = 0.0216 eTh + 0.0913 eU + 0.5493GHT \quad (\text{Eq. 4.13})$$

Capítulo IV

Por meio destas equações, aplicadas às variáveis independentes observadas, determinou-se os valores correspondentes ao K teórico $K_{(Th, U, GHT)}$ para as respectivas áreas de interesse, que extrapolam os limites das áreas selecionadas para produzirem os coeficientes da regressão múltipla. Subsequentemente, subtraiu-se o K teórico do K observado, resultando nos valores de concentrações anômalas de potássio, K_{AN} , conforme a Eq. (4.14):

$$K_{AN} = K_{OBS} - K_{(Th, U, GHT)} \quad (\text{Eq. 4.14})$$

Onde:

K_{AN} = Potássio Anômalo e

K_{OBS} = Potássio Observado.

Landim (2000) considera que os coeficientes de regressão obtidos para cada variável independente podem ser comparados para efetuar uma ordenação de importância na previsão da variável dependente, desde que previamente padronizados em termos de unidades de desvio padrão, conforme a Eq. (4.15).

$$B = b \frac{S_x}{S_y} \quad (\text{Eq. 4.15})$$

Onde:

B = Coeficiente padronizado;

b = Coeficiente não padronizado;

S_x = Desvio padrão da variável independente e

S_y = Desvio padrão da variável dependente.

Aplicando-se a Eq. (4.15) para os dados das respectivas áreas foram obtidos os seguintes coeficientes padronizados:

Turvânia: $B_{Th} = 0.0123$, $B_U = 0.1465$ e $B_{GHT} = 0.0226$. Estes valores indicam alta contribuição do U, média do Th e do GHT na previsão do K.

Cezarina: $B_{Th} = 0.0222$, $B_U = 0.0301$ e $B_{GHT} = -0.0029$. Estes valores indicam média contribuição do Th e U e muito baixa do GHT na previsão do K.

Morrinhos: $B_{Th} = 0.1385$, $B_U = 0.0913$ e $B_{GHT} = 0.0467$. Estes valores indicam alta contribuição do Th, média do K e do GHT na previsão do K.

4.4.3. Propriedades Físicas das Rochas

De acordo com Dentith e Mudge (2014) diferentes assembleias mineralógicas, texturas e química nos diferentes tipos de rochas retratam propriedades físicas distintas para cada tipo de material.

No presente trabalho foram estudadas: densidade, susceptibilidade magnética e radiação gama. O intuito foi caracterizar a assinatura petrofísica das rochas e integrá-las aos demais dados para melhor caracterização e delimitação das zonas de alteração hidrotermal.

A aquisição de dados de susceptibilidade magnética e radiação gama foi realizada em campo e os de densidade utilizando as instalações do Laboratório de Petrofísica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

O tratamento destes dados consistiu na geração de histogramas de distribuição para cada propriedade física nas diferentes litologias estudadas utilizando o programa Microsoft Excel.

4.4.3.1. Susceptibilidade Magnética

Hunt (1995) descreve a susceptibilidade magnética como a medida da resposta magnética de um material a um campo magnético externo. Ocorrendo em função da quantidade, forma e tamanho dos minerais magnéticos, além do modo de distribuição destes minerais na rocha (Dentith & Mudge 2014).

Sendo assim, anomalias magnéticas podem ser utilizadas como guias para o mapeamento de rochas, metamorfismo e alteração hidrotermal em diferentes sistemas, além de auxiliar na identificação de estruturas controladoras de fluidos magmáticos e hidrotermais associados a mineralizações.

O magnetismo de uma rocha depende das propriedades magnéticas dos seus respectivos minerais constituintes e o seu principal controle é presença ou ausência de Fe nas estruturas cristalinas (Dentith & Mudge 2014).

Processos hidrotermais são motivadores de mudanças físico-químicas. Um grande volume de interação entre fluido/rocha tende a mudar o estado de oxirredução das rochas, produzindo grandes mudanças nas propriedades magnéticas devido à

geração ou destruição de minerais ferromagnéticos (Clark 1997, Dentith & Mudge 2014).

Nota-se, portanto, que assinaturas magnéticas de depósitos minerais similares podem se apresentar de maneiras distintas em função dos diferentes contextos geológicos. É válido ressaltar também que as assinaturas magnéticas de zonas mineralizadas nem sempre estão associadas a fortes fontes magnéticas, mas podem ser marcadas por zonas anômalas de baixa magnetização.

Para o presente trabalho, as medidas de susceptibilidade magnética foram realizadas utilizando o susceptibilímetro portátil da Terra Plus modelo KT-10.

4.4.3.2. *Radiação Gama*

Dentith & Mudge (2014) relata que o método gamaespectrométrico mede a radioatividade que ocorre naturalmente na forma de raios gama (raios γ). A maior parte dessa radiação é originária de espécies minerais que contêm isótopos radioativos de potássio (K), urânio (U) e tório (Th). Como nem U nem Th emitem raios γ , são usadas as emissões dos isótopos filhos, que são o ^{214}Bi e ^{208}Tl , medidas nas janelas U e Th, respectivamente.

Para muitos tipos de depósito, a própria mineralização, as zonas de alteração associadas e os litotipos favoráveis à mineralização podem ter composições anômalas de radioelementos. Devido ao seu grande tamanho, as zonas de alteração são os candidatos mais prováveis à detecção direta por pesquisas radiométricas (Dentith & Mudge 2014).

Dentith & Mudge (2014) propõem ainda que em depósitos do tipo Cu-Au pórfiro, o teor de potássio é maior nas zonas de alteração filítica e potássica. Sendo que dependendo do clima, diminui bastante o conteúdo de K. O teor de urânio é consistente, mas o Th é maior nas rochas alteradas e também nas zonas de intemperismo e no solo sobrejacente. Sendo que a profundidade do intemperismo afeta criticamente a resposta da mineralização. O depósito coincide com uma zona pobre em K, se estiver intemperizada, e uma zona rica em K, se o material não estiver exposto.

Para o presente trabalho, as medidas de radiação gama foram realizadas utilizando o gamaespectrômetro portátil RS-230 do Instituto de Geociências da UnB.

4.4.3.3. Densidade

A densidade de uma rocha está diretamente relacionada com sua assembleia mineralógica constituinte e, conseqüentemente com sua composição química, apresentando influência direta no campo gravitacional da Terra (Dentith & Mudge 2014).

Dentith & Mudge (2014) descreve ainda que grande parte dos minerais constituintes das rochas são compostos por elementos de massas relativamente leves como Al, Mg, Fe, Ca, K, Na, C, O e Si. Destes, o Fe é o que apresenta maior densidade. Minerais das classes dos óxidos e sulfetos são compostos por elementos mais densos como Ni, Zn, Cu e Pb.

Processos geológicos secundários como metamorfismo e hidrotermalismo são responsáveis por mudanças composicionais e estruturais nas rochas e, conseqüentemente, a densidade também sofre alterações após esses processos. (Dentith & Mudge 2014).

O produto da alteração hidrotermal em minerais instáveis como sulfetos e feldspatos, por exemplo, tendem a diminuir a densidade, enquanto processos de propilitização por exemplo tendem a aumentar a densidade da zona hidrotermalizada, podendo portanto gerar anomalias gravimétricas positivas ou negativas (Dentith & Mudge 2014).

Para o estudo de densidade das rochas as amostras foram pesadas utilizando a balança de pesagem industrial IND560. A balança apresenta uma precisão de três casas decimais com uma margem de erro de 0,001 kg. Junto à balança existe uma base acoplável utilizada para medidas de massa em imersão em algum líquido.

As densidades foram calculadas com base no Princípio de Arquimedes, que determina que a densidade de um sólido (D_s) corresponde à razão entre massa do sólido seco (M_{ss}) e a diferença entre a massa do sólido seco (M_{ss}) e do sólido molhado (M_{si}), multiplicado pela densidade do líquido utilizado para as medidas (D_l), segundo Eq. (4.16):

$$D_s = (M_{ss}/M_{ss}-M_{si}) \cdot D_l \quad (\text{Eq. 4.16})$$

5. ARTIGO

ANÁLISE GEOLÓGICO-GEOFÍSICA DOS HALOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL ASSOCIADOS ÀS OCORRÊNCIAS DE CU-AU PÓRFIRO DO ARCO MAGMÁTICO ARENÓPOLIS

Débora Mendes Coelho¹, Roberta Mary Vidotti¹, Claudinei Gouveia de Oliveira¹
¹Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil

ABSTRACT

Detailed geological mapping in the south area of the city of Cezarina (southwest of Goiania) demonstrated the potential for Cu-Au deposits. We interpreted the mapped areas as metamorphic lithocapes associated with Cu-Au porphyry deposits. This project showed the region's potential for Cu-Au deposits. Recently, Votorantim reported a similar background in the same region (Arenópolis Magmatic Arc). Therefore, through qualitative and quantitative analysis of airborne gamma-ray spectrometry and magnetometry, this work aims to use the Chapada Cu-Au deposit model deposit to perform geophysical characterization of the study region. Applied geophysics uses physical properties and parameters to analyze sub-surface geology. The three occurrences reported high magnetic response. Gamma-ray spectrometry data also correlated with the exposed data. High K concentration, low to moderate eTh/K ratio concentration, high Fator F response and high anomalous potassium concentration. The power spectrum analysis generated grids corresponding to the depth interfaces of the main anomalous sources of magnetic data. Thus, the depths obtained were 457, 1846 and 4068m, and we classified them, respectively, as shallow, intermediate and deep zones. We observed that the main strike of the structures is NE-SW, classified as ductile. This also includes some NW-SE lineaments, which we called as brittle ones. We collected petrophysics data only in the Cezarina area, making it possible to highlight the argillic and propylitic alteration zones. It was not possible to characterize the zone of potassium alteration. With the help of the inversion of the magnetic data, it was possible to model the magnetic bodies associated spatially to the Cu-Au occurrences. In the study area, we observed that the strike of the magnetic lineaments related to mineral occurrences (NE-SW) are discordant with the strike of

nearby shear zones (NW-SE). Another issue analyzed is the magnetization directions that could provide geophysical signatures of mineralization.

Keywords: Cu-Au Porphyry, Hydrothermal Alteration, Mineralization, Gamaspectrometry, Magnetometry, Petrophysics

1. Introdução

A aglutinação do Gondwana, formado por fragmentos crustais no Neoproterozoico, envolveu a amalgamação de vários blocos continentais com o fechamento de bacias oceânicas, subducção da litosfera oceânica e acresção de arcos juvenis ao longo de várias margens convergentes (Moore 1991, Dalziel 1991). Esse episódio de acresção da crosta Neoproterozoica no oeste do Gondwana é representado principalmente pelo Arco Magmático de Goiás.

Os arcos juvenis Neoproterozoicos têm se tornado estratégicos para empresas de mineração, devido às descobertas recente de ouro de classe mundial, como por exemplo depósito de e Cu-Au Chapada (Oliveira et al. 2015) com 7 Moz, no Arco Magmático de Goiás.

No contexto do Arco Magmático Mara Rosa, o Depósito de Cu-Au Chapada se destaca como a principal ocorrência de Cu e Au. Silva e Sá (1986) sugeriram uma origem vulcanogênica para a formação do depósito e Richardson *et al.* (1986) o interpretaram como do tipo Cu-porfirítico.

Entre as encaixantes do depósito de Cu-Au Chapada destacam-se associações de rochas ricas em cianita e pirita, que representam litocapa metamorfozada (halo argílico metamorfozado) do depósito. As hospedeiras desse depósito são representadas por rochas ricas em biotita (biotita xistos e anfibólio-biotita xistos) que ocorrem em contato transicional com a litocapa argílica metamorfozada. Sendo que litocapas argílicas que se associam aos depósitos de Cu-Au pórfiro nem sempre são anômalas nesses elementos, mas eventualmente podem hospedar importantes depósitos de Au epitermal (Oliveira et al. 2016).

O Projeto Edeia (Oliveira et al. 2017) mapeou contexto geológico, na região ao sul da cidade de Cezarina (sudoeste de Goiânia), representando continuidade do Arco Magmático Goiás. Comprovando a potencialidade para depósitos de Cu-Au na região,

Capítulo I

fundamentada em importantes ocorrências de rochas ricas em cianita e pirita similares àquelas que ocorrem no contexto do depósito de Cu-Au Chapada.

Desta forma, este trabalho tem como objetivo, usando como modelo o depósito de Cu-Au Chapada a caracterização de assinatura geofísica e petrofísica de associações de rochas ricas em cianita e pirita na porção sudeste do Arco Magmático de Arenópolis (Figura 5.1).

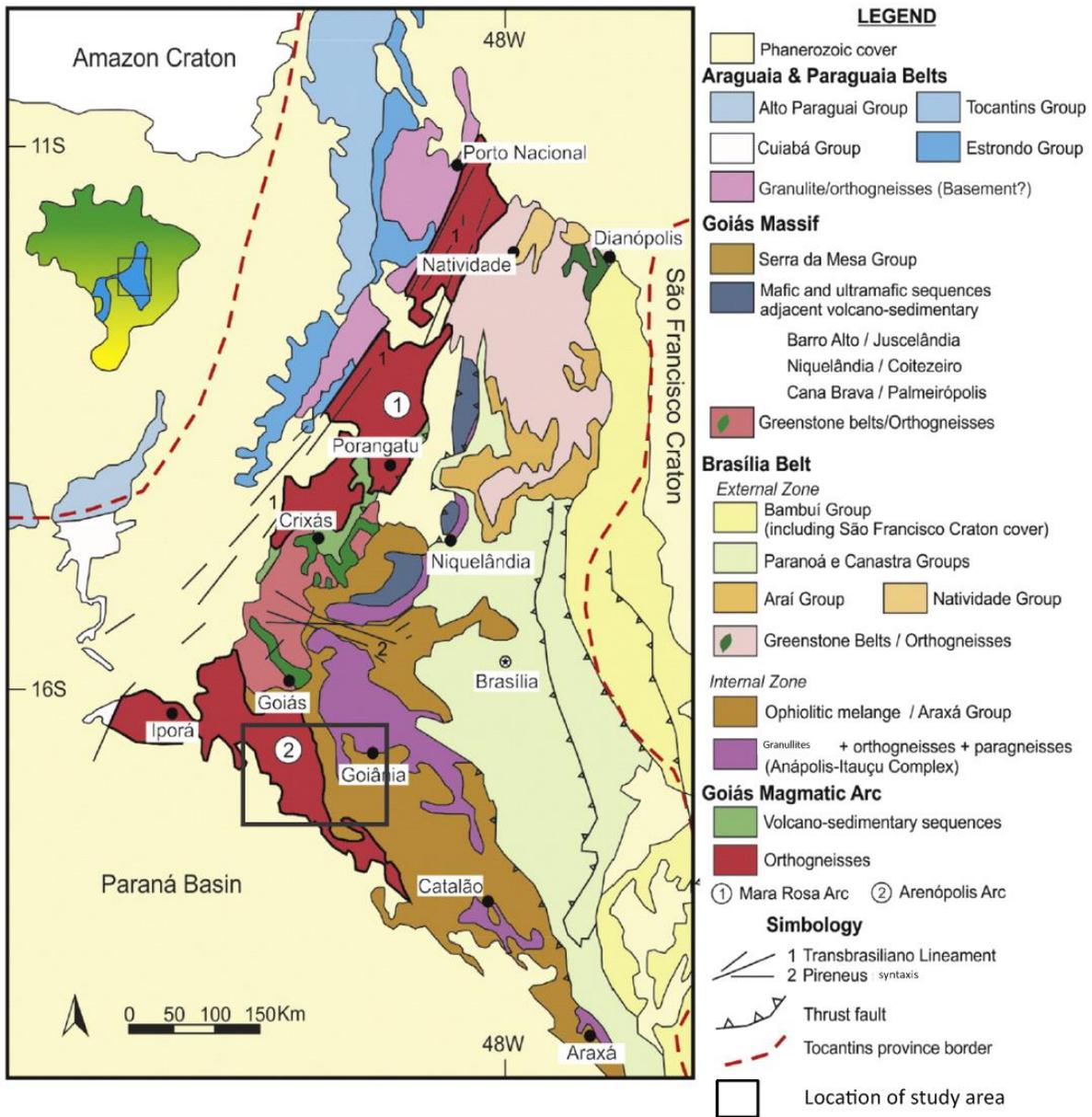


Figura 5.1: Mapa simplificado da Faixa Brasília com a compartimentação das principais unidades geológicas (adaptado de Fuck et al. 1994).

2. Contexto Geológico

2.1. Província Tocantins

A Província Tocantins (Almeida et al. 1981), localizada na porção central do Brasil, caracteriza-se por orógenos do ciclo Brasileiro, representados por cinturões de dobras e empurrões resultantes da convergência e colisão de três blocos continentais: a oeste o Cráton Amazônico, a leste o São Francisco-Congo e a sudoeste o Paranapanema, sendo este encoberto pelas rochas da Bacia do Paraná (Figura 5.1).

A Província Tocantins é parte de um amplo e longo sistema orogênico que se estende por milhares de quilômetros no Brasil Central e nordeste e noroeste da África. No Brasil, esta área inclui a Faixa Brasília, desenvolvida ao longo da margem ocidental do Cráton São Francisco (Figura 5.1).

A Faixa Brasília (Figura 5.2) é considerada uma das mais completas faixas orogênicas do Gondwana Ocidental (Pimentel 2016), sendo constituído por um espesso conjunto de rochas sedimentares de margem passiva associadas a rochas vulcânicas. O grau metamórfico passa de rochas não-metamórficas e metamórficas de baixo grau a leste, a rochas de fácies anfíbolito de alta temperatura e granulitos de ultra alta temperatura no núcleo metamórfico, decrescendo novamente para fácies anfíbolito e xisto verde nas rochas do Arco Magmático de Goiás (Fuck et al. 2017).

A leste, a Faixa Brasília é interpretada como uma zona de *foreland* do Cráton São Francisco, passando para o oeste através das zonas alóctones externas e internas, ambas integrantes da antiga margem passiva Neoproterozoica do paleocontinente São Francisco-Congo, para os terrenos exóticos do Maciço de Goiás e Arco magmático de Goiás (Valeriano et al. 2008).

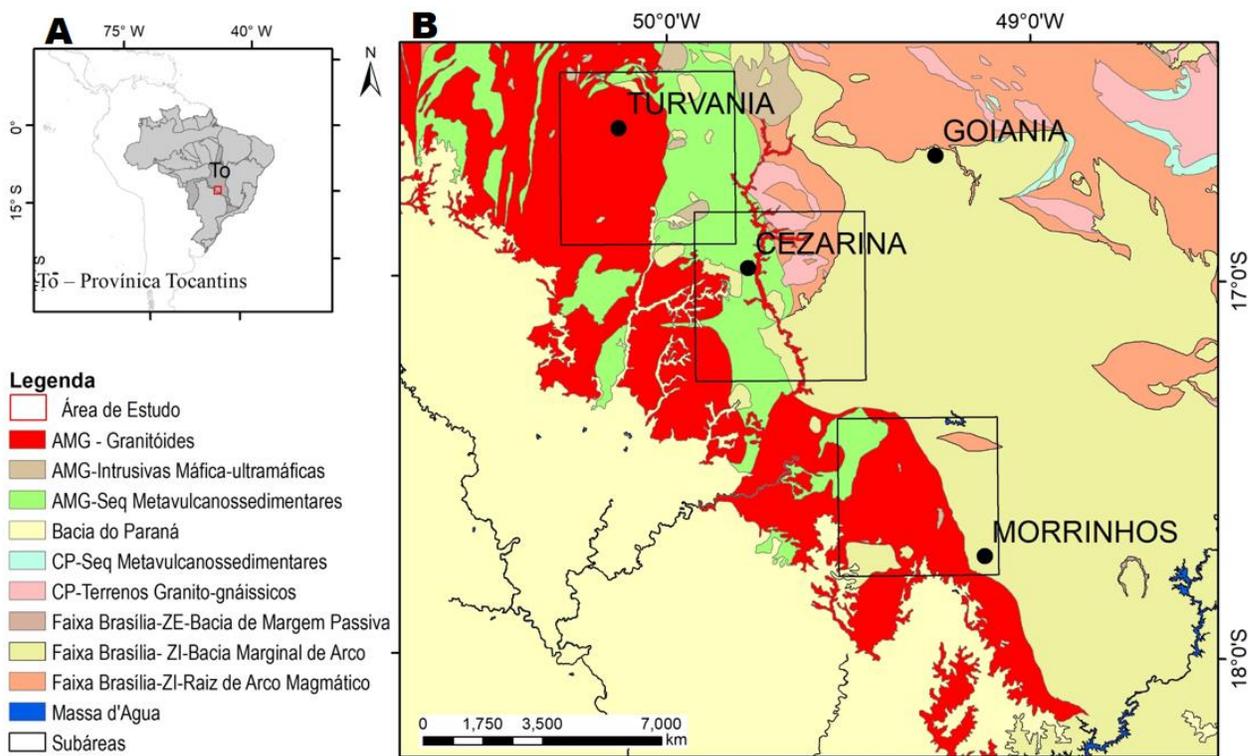


Figura 5.2: Localização da área de estudos. (a) mapa com divisão das províncias tectônicas do Brasil, com destaque para a Província Tocantins (Bizzi et al. 2001); (b) detalhe da geologia (Fuck et al 1994) da área de estudos com a localização das subáreas onde estão as ocorrências abordadas neste trabalho (polígonos pretos).

Capítulo I

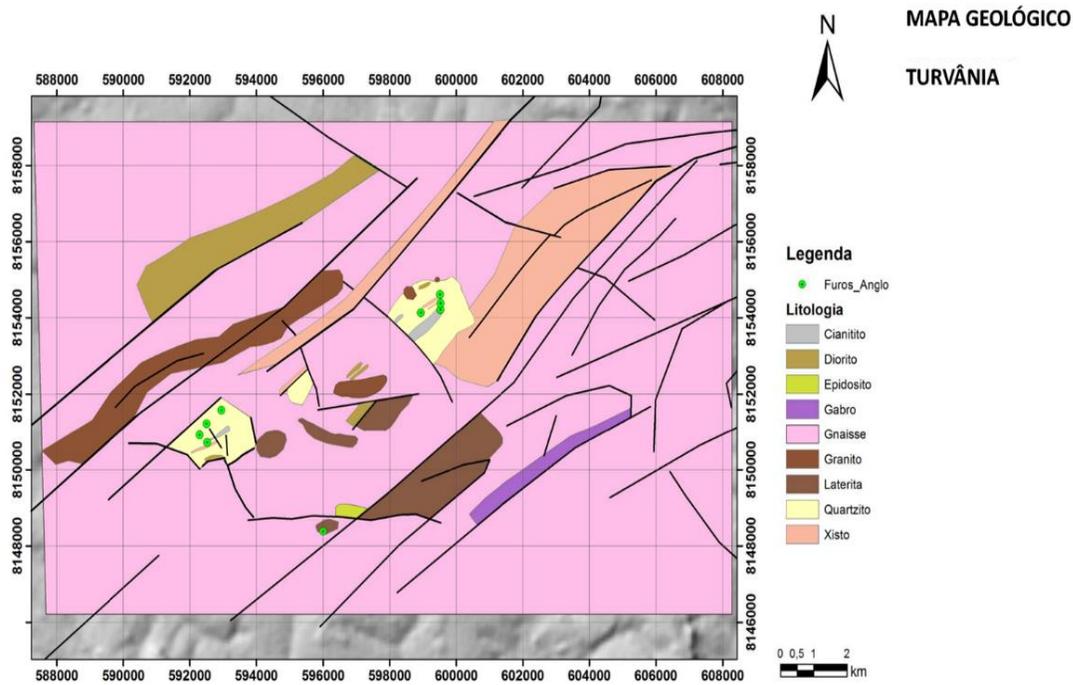


Figura 1.3: Mapa geológico da região de Turvânia (Fonte: Votorantim)

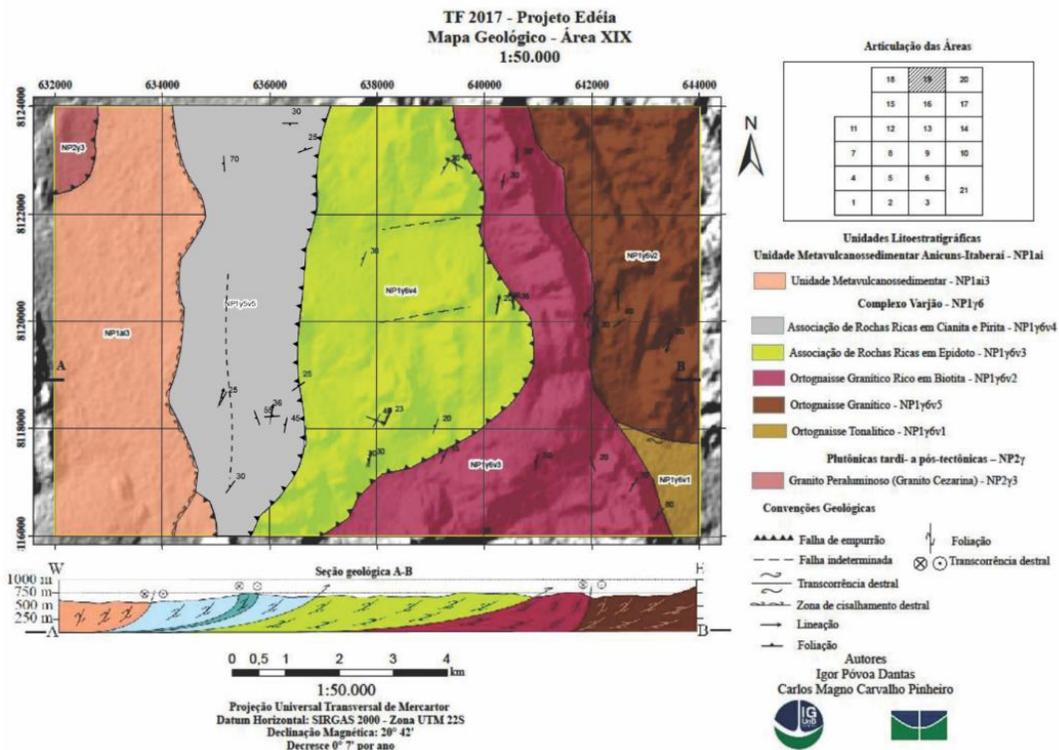


Figura 1.4: Mapa geológico da região de Cezarina (Fonte: Oliveira et al 2017)

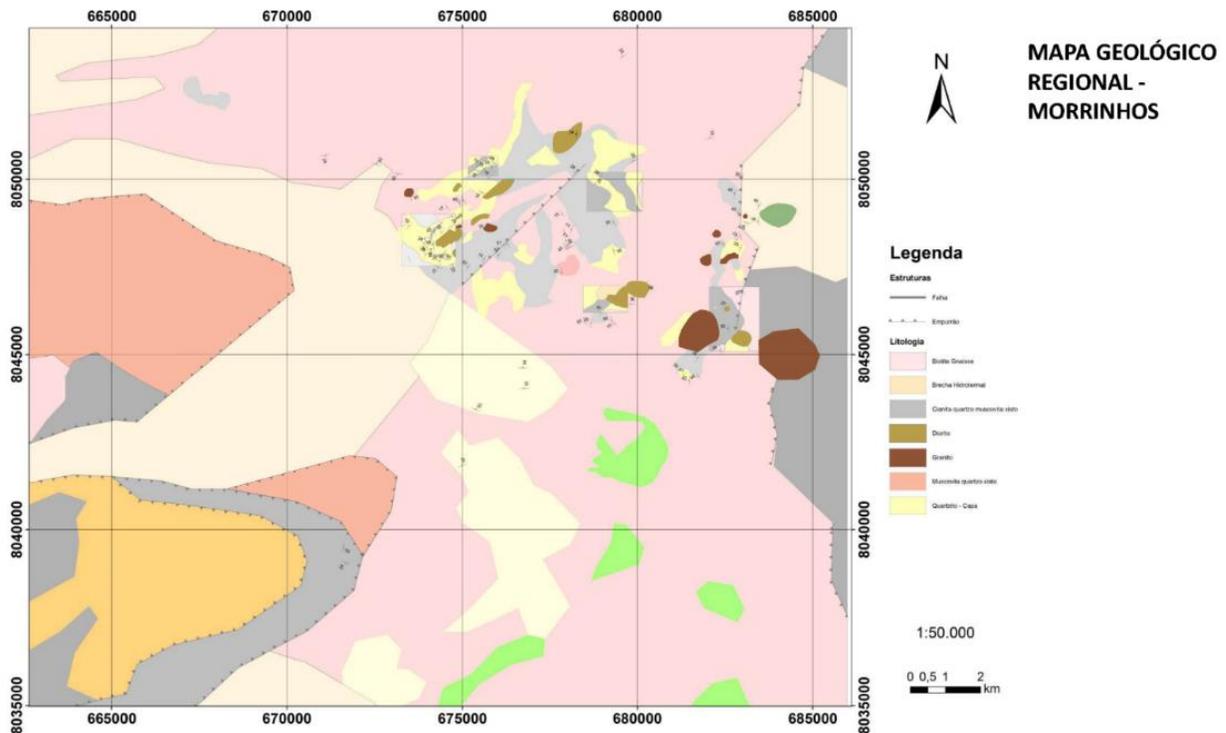


Figura 1.5: Mapa geológico da região de Morrinhos (Fonte: Votorantim)

2.2. Arco Magmático de Goiás

O Arco Magmático de Goiás está exposto em duas áreas principais, separadas pelo Maciço de Goiás. A norte o Arco de Mara Rosa, e a sul o Arco de Arenópolis, ambas unidades geotectônicas colocadas lado a lado por zonas de cisalhamento com *trend* preferencial NE relacionados ao Lineamento Transbrasiliano (Pimentel 2016).

O Arco Magmático de Goiás compreende um sistema de arcos formados por associação de rochas metaígneas e metassedimentares. Sua evolução iniciou-se como arco de ilha intra-oceânico entre 890-860Ma (Pimentel e Fuck 1992), com cristalização vulcânica toleítica muito primitiva a calci-alcalina e associações de tonalitos e granodioritos. Um segundo ciclo de atividade vulcânica e plutônica ocorreu entre 670 e 600Ma, seguido por intrusões bimodais de gabro, diorito, tonalito a granito e acompanhados por metamorfismo e deformação. Sendo sua atividade ígnea interpretada como uma margem continental ativa no final da orogenia brasileira.

O Arco de Mara Rosa compreende faixas estreitas e anastomosadas de rochas metavulcânicas, com direção principal NE e mergulhos moderados a fortes NW

Capítulo I

(Arantes et al. 1991, Pimentel et al. 1997). Sendo que duas sequencias supracrustais são reconhecidas: (i) a Sequência Mara Rosa, composta de anfíbolitos e xistos; (ii) a Sequência Santa Terezinha de Goiás, sequência vulcano-sedimentar que inclui xistos e quartzitos intercalados com rochas metavulcânicas (Fuck et al. 2017).

O Arco Magmático de Arenópolis é limitado a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano e a leste por granulitos do Complexo Anápolis-Itaçu. Compreende sequências metavulcanossedimentares de direção preferencial N-S, de idades distintas, de oeste a leste: Bom Jardim de Goiás representadas por rochas de arco juvenil (ca. 750Ma), Arenópolis-Piranhas composta por fragmentos ofiolítica associados a rochas metassedimentares pelíticas, interpretada como um prisma acrecionário (ca. 929 Ma), Iporá-Amorinópolis representada por vulcânicas e metassedimentos bimodais (ca. 630 Ma), Jaupaci uma sequência vulcânica bimodal composta por metabasalto interestratificado, metariolito e metadacito (ca. 747 Ma), e Anicuns-Itaberaí marcadas pela predominância de rochas vulcânicas máficas e metassedimentos químicos, sugerindo uma configuração oceânica de *forearc* (ca. 830 Ma). Separadas entre si por ortognaisses cálcicos a calci-alcalinos de composição tonalítica a granítica, formadas em ambiente de arcos de ilha e cordilheiranos (Fuck et al. 2017, Marques 2017, Guimarães et al. 2012, Laux et al. 2005, Rodrigues et al. 1999). Os ortognaisses mostram assembleias minerais indicativas de metamorfismo em fácies anfíbolito; localmente, exibem texturas e estruturas ígneas relíquias, mas frequentemente mostram texturas miloníticas.

Laux et al. (2005) consideram as idades do zircão U-Pb indicando que os protólitos ígneos cristalizaram em três eventos distintos: (i) o mais antigo ocorreu entre 899 e 804 Ma com granitoides primitivos do tipo M gerados no cenário de arco da ilha intra-oceânico; (ii) o segundo evento é representado por metagranitoides peraluminosos contendo muscovita gerados entre 790 e 786 Ma; (iii) o evento mais jovem ocorreu entre 669 e 630 Ma, sendo representado pelos gnaisses metálicos e peraluminosos.

3. Materiais e Métodos

A metodologia aplicada neste trabalho fundamenta-se na integração do processamento (Figura 5.3) e interpretação dos dados aerogeofísicos públicos disponíveis com as observações geológicas dos trabalhos de campo. Nos trabalhos de campo, além das descrições geológicas foram coletados dados petrofísicos de susceptibilidade magnética e radiação gama, além de experimentos em laboratório em amostras já existentes (Dendith & Mudge 2014).

A área de estudo é totalmente recoberta por dados de magnetometria e gamaespectrometria de alta resolução, sendo que foram utilizados dois aerolevantamentos, o primeiro realizado de junho a novembro de 2004 (Lasa 2004), o segundo, de abril a junho de 2005 (Lasa 2005). As linhas de voo e controle de ambos os levantamentos são espaçadas de 0,5 km e 5,0 km, respectivamente, orientadas nas direções N-S e E-W, altura de voo de 100m e intervalo entre medições geofísicas consecutivas de 0,1s (magnetômetro) e 1,0s (gamaespectrômetro).

A base vetorial para os mapas geológicos são dados públicos disponibilizados pela CPRM em escala 1: 1.000.000 (Moreira et al. 2008), sendo que também foram utilizados os mapas geológicos de detalhe das áreas de Turvânia e Morrinhos disponibilizados pela Votorantim e o mapa de Cezarina confeccionado pelo projeto Edeia (Oliveira et al. 2017).

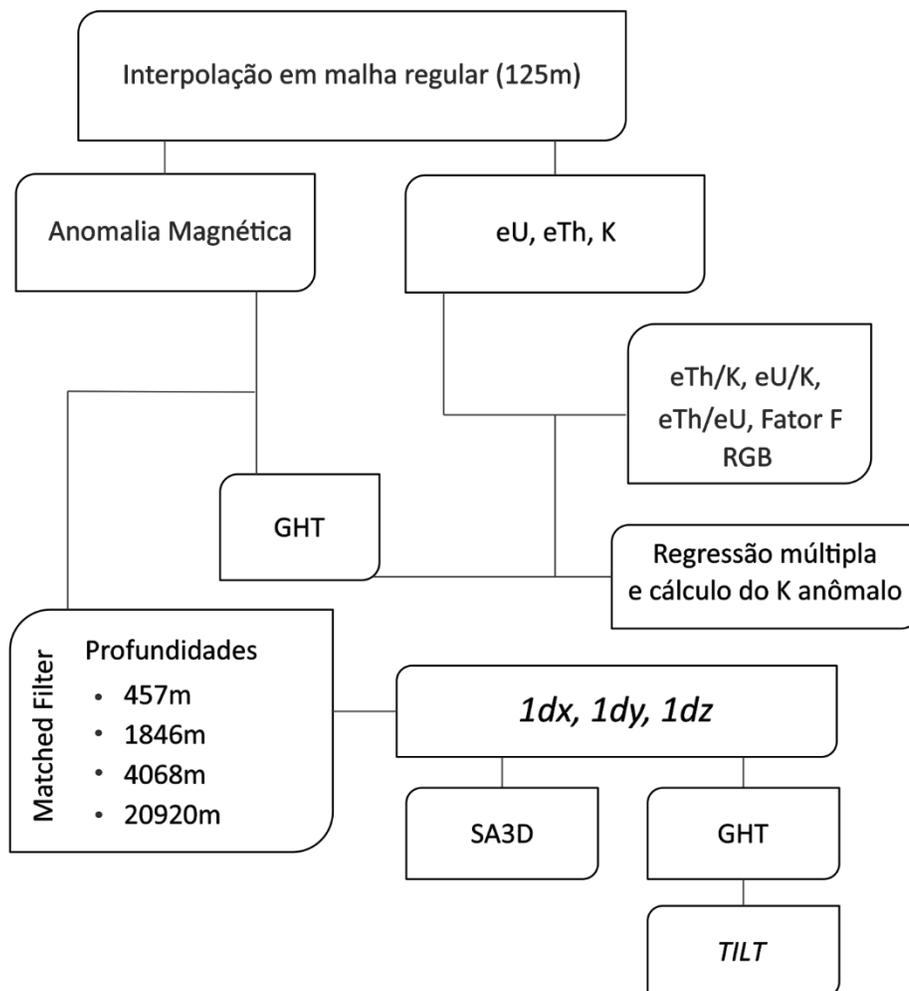


Figura 5.3: Esquema mostrando o processamento dos dados magnéticos e gamaespectrométricos.

3.1. Análise de dados

3.1.1. Dados Magnetométricos

As características de uma anomalia magnética dependem da forma da fonte causadora, assim como da inclinação e declinação da magnetização do campo magnético terrestre local e da orientação do corpo em relação ao norte magnético. Baranov (1957) e Baranov e Naudy (1964) propuseram uma abordagem matemática conhecida como redução ao polo (RTP), para o ajuste desses vetores, que simula medidas realizadas no polo magnético. Como seria o caso se a magnetização

remanente fosse desprezível ou alinhada paralelamente ao campo magnético terrestre. Contudo Nabighian et al. (2005) concluiu que se não for o caso, a operação produzirá resultados insatisfatórios e o operador de RTP se tornará instável. Uma segunda limitação é sua aplicação em baixas latitudes, fazendo com que se optasse por trabalhar com a Anomalia Magnética (AM), evitando assim possíveis distorções na interpretação estrutural oriundas da instabilidade dos algoritmos de RTP.

As técnicas de processamento e produtos utilizados para a interpretação geofísica foram a anomalia magnética, interpolada com malhar regular de 125 metros o gradiente horizontal total (Miller & Singh 1994), o sinal analítico 3D (Roest et al. 1992), a derivada *Tilt* (Miller e Singh 1994), *Matched Filter* (Phillips 2001) e a inversão 3D usando a inversão do vetor magnético (MVI – MacLeod & Ellis 2013).

3.1.2. Dados Gamaespectrométricos

Inicialmente, os dados foram interpolados por meio da técnica de mínima curvatura, com valor de $\frac{1}{4}$ do espaçamento entre as linhas de voo para a célula unitária do *grid*. A partir desses dados, foram gerados os mapas de potássio (K, %), tório (eTh, ppm), urânio (eU, ppm) e contagem total ($\mu\text{R/h}$), além das razões eU/eTh, eU/K e eTh/K. Por meio dos mapas de potássio, tório e urânio, foi gerado o mapa de imagem ternária. Sendo também calculado o parâmetro F ($K \cdot eU/eTh$).

A técnica de regressão linear múltipla é um método útil para realçar valores discrepantes da distribuição média de teores dentro de uma unidade e também na remoção de mudanças sistemáticas grosseiras nas concentrações estimadas de radioelementos (Pires 1995). Pires et al. (2019) descrevem o procedimento consistindo na geração de um modelo linear de regressão com múltiplas variáveis independentes e apenas uma variável dependente. Teoricamente, o modelo gerado permite inferir a contribuição das variáveis independentes na formação ou construção da variável dependente.

Para identificar áreas de alteração hidrotermal, adotou-se uma metodologia semelhante à proposta por Pires et al. (1995), a fim de realçar as concentrações anômalas deste radioelemento.

Capítulo I

Para a aplicação da regressão múltipla aos dados utilizados neste trabalho, foram gerados três modelos distintos para as áreas de ocorrências minerais: Turvânia, Cezarina e Morrinhos.

Os dados de K, eTh, eU e GHT foram relacionados conforme a Eq. 5.1 (Paixão et al. 2014), para determinar os coeficientes lineares a, b e c, no excel. A constante (cte) foi fixada em zero, visando adequar o modelo de regressão a um modelo geológico que indique concentração nula de potássio somente na hipótese de nulidade dos outros radioelementos.

$$K_{(Th, U, GHT)} = cte + aTh + bU + cGHT \quad (Eq.5.1)$$

Onde:

$K_{(Th, U, GHT)}$ = concentração teórica de potássio em função das concentrações de tório, urânio e da amplitude do sinal analítico;

cte = constante;

a, b e c = coeficientes de regressão linear para Th, U e GHT, respectivamente.

As figuras 5.4, 5.5 e 5.6 apresentam os gráficos de dispersão dessas variáveis para as regiões de Turvânia, Cezarina e Morrinhos, respectivamente. Os quais indicam, para todas as regiões, boa correlação do K com as outras variáveis gamaespectrométricas e pouca correlação deste com a variável magnetométrica GHT.

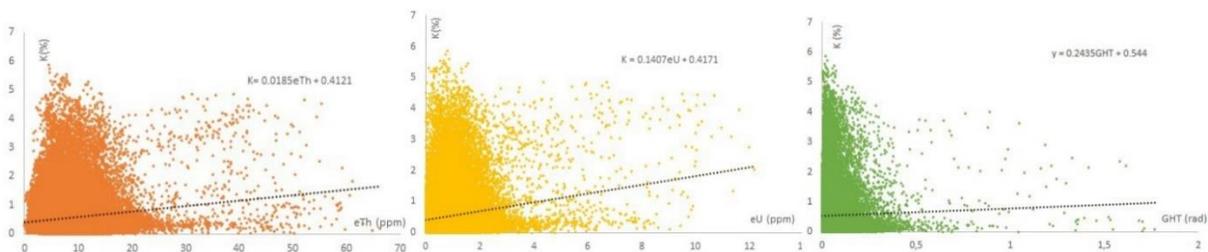


Figura 5.4: Gráficos de dispersão das variáveis independentes (eTh, eU e GHT) em função da variável dependente (K) da região de Turvânia.

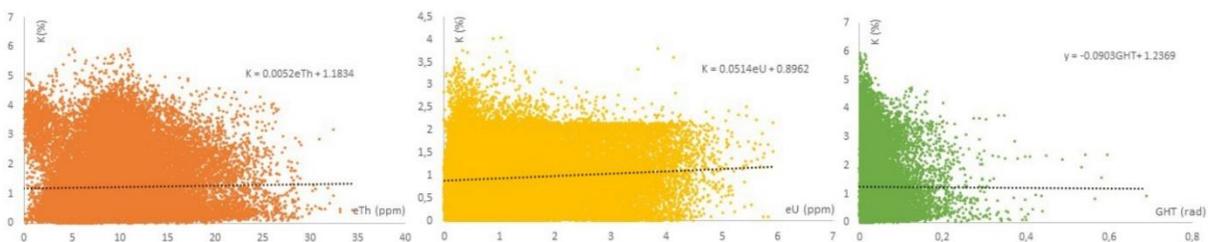


Figura 5.5: Gráficos de dispersão das variáveis independentes (eTh, eU e GHT) em função da variável dependente (K) da região de Cezarina.

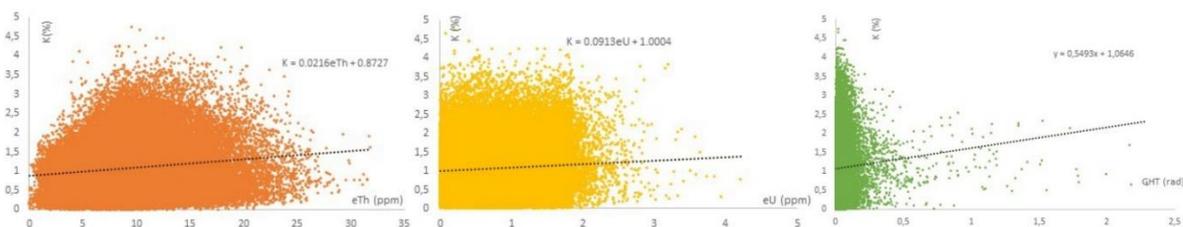


Figura 5.6: Gráficos de dispersão das variáveis independentes (eTh, eU e GHT) em função da variável dependente (K) da região de Morrinhos.

Os coeficientes lineares obtidos para o modelo de regressão múltipla dos dados aerogeofísicos que recobrem as áreas selecionadas de Turvânia, Cezarina e Morrinhos foram substituídos na Eq. (3.1), gerando, respectivamente, as Eq. (3.2), (3.3) e (3.4).

$$K_{(Th, U, GHT)} = 0.0185 eTh + 0.1407eU + 0.2435GHT \text{ (Eq. 3.2)}$$

$$K_{(Th, U, GHT)} = 0.0052 eTh + 0.0514 eU - 0.0903GHT \text{ (Eq. 3.3)}$$

$$K_{(Th, U, GHT)} = 0.0216 eTh + 0.0913 eU + 0.5493GHT \text{ (Eq. 3.4)}$$

Por fim, o $K_{(Th, U, GHT)}$ é subtraído do canal do K observado, gerando uma nova concentração de potássio, teoricamente com significativa atenuação da influência litológica (K anômalo) conforme a Eq. (3.5):

$$K_{AN} = K_{OBS} - K_{(Th, U, GHT)} \text{ (Eq. 3.5)}$$

Onde:

K_{AN} = Potássio Anômalo e

K_{OBS} = Potássio Observado.

3.1.3. Propriedades Físicas das Rochas

As propriedades físicas estudadas nesta pesquisa foram susceptibilidade magnética, radiação gama e densidade.

As medidas de susceptibilidade magnética foram realizadas utilizando o susceptibilímetro portátil fabricado pela Terra Plus modelo KT-10. O aparelho quando em contato com a amostra captura a susceptibilidade magnética e faz as medidas em unidades do SI.

As medidas de gamaespectrometria foram realizadas utilizando o gamaespectrômetro portátil RS-230.

Os dados de densidade foram obtidos a partir da pesagem das amostras em uma balança de pesagem industrial IND560. A balança apresenta uma precisão de três casas decimais com uma margem de erro de 0,001 kg. Junto à balança, existe uma base acoplável utilizada para medidas de massa em imersão em algum líquido. Neste projeto utilizou-se a água como líquido para tais medidas. Posteriormente as densidades das amostras foram calculadas com base no Princípio de Arquimedes, no qual a densidade de um sólido (D_s) corresponde à razão entre massa do sólido seco (M_{ss}) e a diferença entre a massa do sólido seco (M_{ss}) e do sólido molhado (M_{si}), multiplicado pela densidade do líquido utilizado para as medidas (D_l), como representado na Eq. 3.6:

$$D_s = (M_{ss}/M_{ss}-M_{si}) \cdot D_l \quad (\text{Eq. 3.6})$$

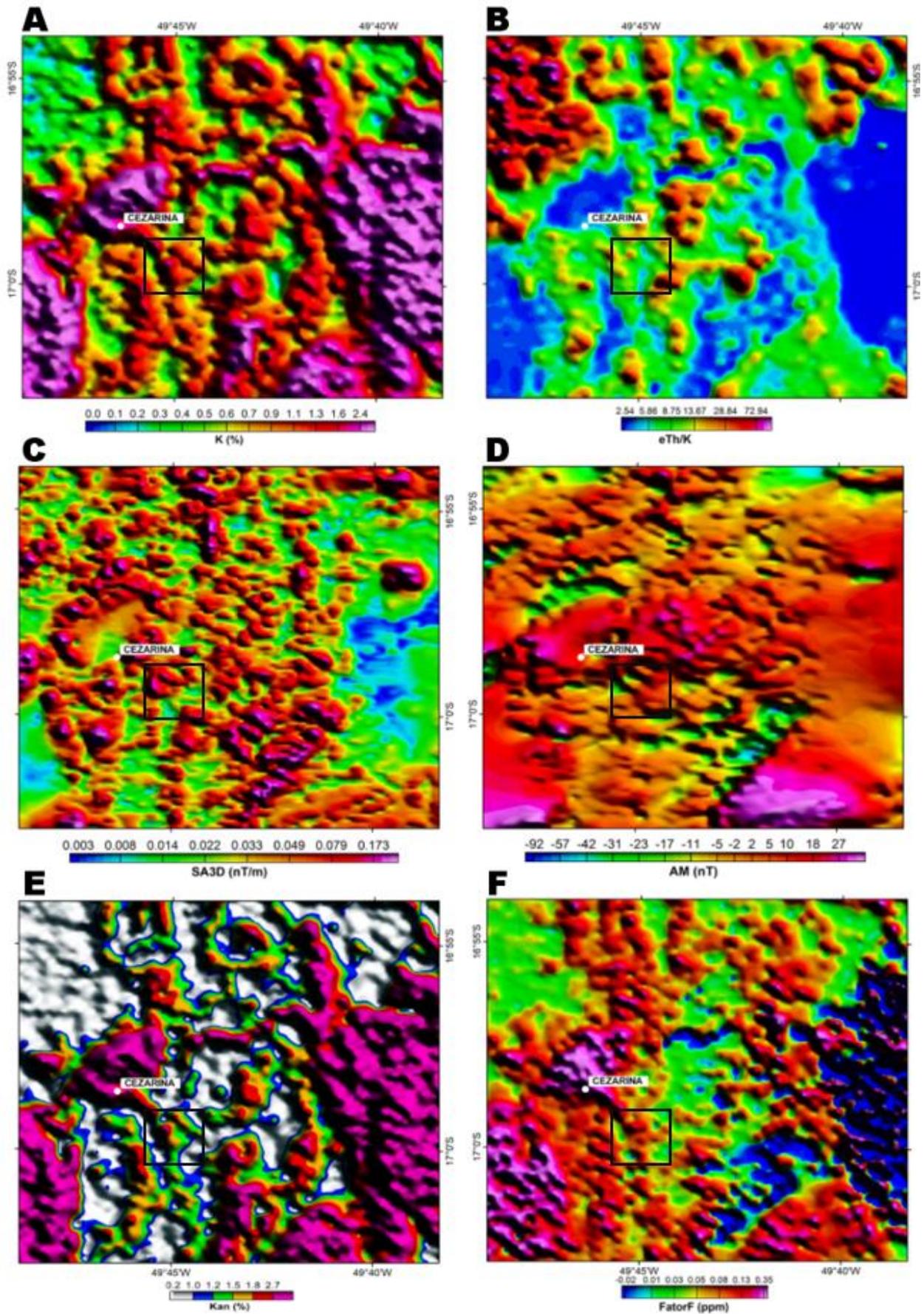
4. Resultados

4.1.1. Caracterização Geofísica

Para um melhor entendimento de cada ocorrência mineral, a área de estudo foi dividida em três subáreas, conforme figura 5.7, denominadas de oeste para leste de Turvânia, Cezarina e Morrinhos segundo as cidades mais próximas.

Como proposto por Shives et al. (2011) e Airo (2015) o halo argílico da área chamada de Cezarina (Figura 5.7) apresentou uma alta resposta nos dados magnéticos, tanto no mapa de anomalia magnética (Figura 5.7c) quanto no sinal analítico 3D (Figura 5.7d). Os dados gamaespectrométricos, também apresentam correlação com o exposto. Uma alta concentração de K (Figura 5.7a), baixa a intermediária concentração da razão eTh/K (Figura 5.7b), alta resposta do Fator F (Figura 5.7f) e alta concentração do potássio anômalo (K_{an}) calculado por regressão múltipla (Figura 5.7e).

Capítulo I



0 0.75 1.5 3 4.5 km

Figura 5.7: Mapas gamaespectrométricos e magnetométricos analisados da área de Cezarina. A) Concentração de potássio; B) Razão eTh/K; C) Sinal Analítico 3D (SA3D); D) Anomalia Magnética (AM); E) Potássio Anômalo (Kan); F) Fator F.

A área de Turvânia (Figura 5.8) apresenta uma alta resposta nos dados magnéticos (AM e SA3D) (Figuras 5.8c e 5.8d). Como esperado, nos dados gamaespectrométricos, a razão eTh/K foi baixa (Figura 5.8b). Já o K apresentou uma concentração intermediária (Figura 5.8a), o potássio anômalo (Figura 5.8f) concentração intermediária e o Fator F (Figura 5.8e) a resposta é intermediária a alta, podendo ser explicado por processos de intemperismo e erosão.

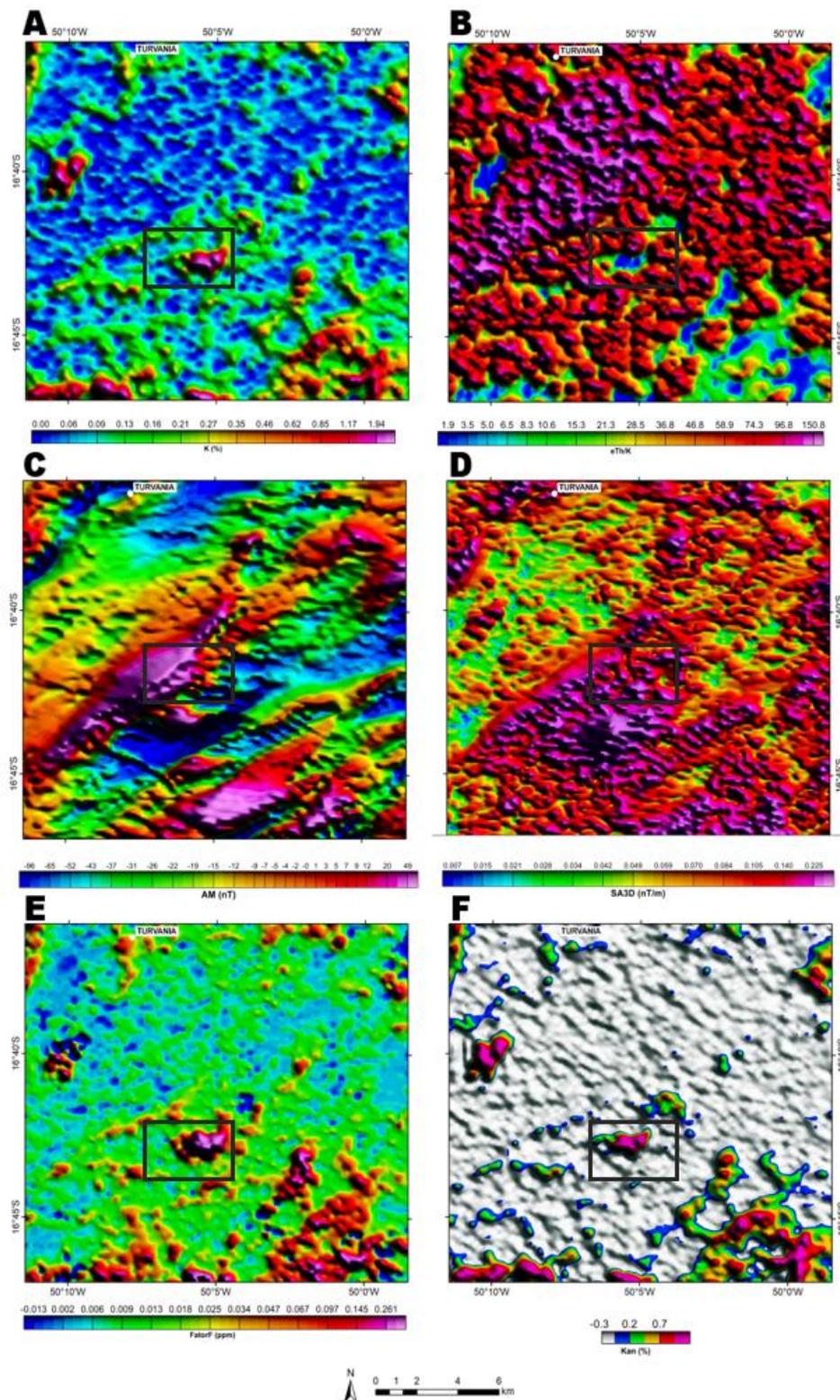


Figura 5.8: Mapas gamaespectrométricos e magnetométricos analisados da área de Cezarina. A) Concentração de potássio; B) Razão eTh/K; C) Anomalia Magnética (AM); D) Sinal Analítico 3D (SA3D); E) Fator F; F) Potássio Anômalo (Kan).

Capítulo I

Para a área de Morrinhos (Figura 5.9), os dados magnéticos apresentaram alta resposta no mapa sinal analítico (SA3D) (Figura 5.9d) e resposta intermediária na anomalia magnética (Figura 5.9e) Airo (2015) explica que os processos hidrotermais podem alterar ou substituir a magnetita, modificando, portanto, a resposta nos dados de magnetometria. Já os dados gamaespectrométricos estão de acordo com o exposto. O K (Figura 5.9a) e o Fator F (Figura 5.9e) apresentaram alta concentração, a razão eTh/K (Figura 5.9b) foi baixa e o potássio anômalo (Figura 5.9f) teve uma alta resposta.

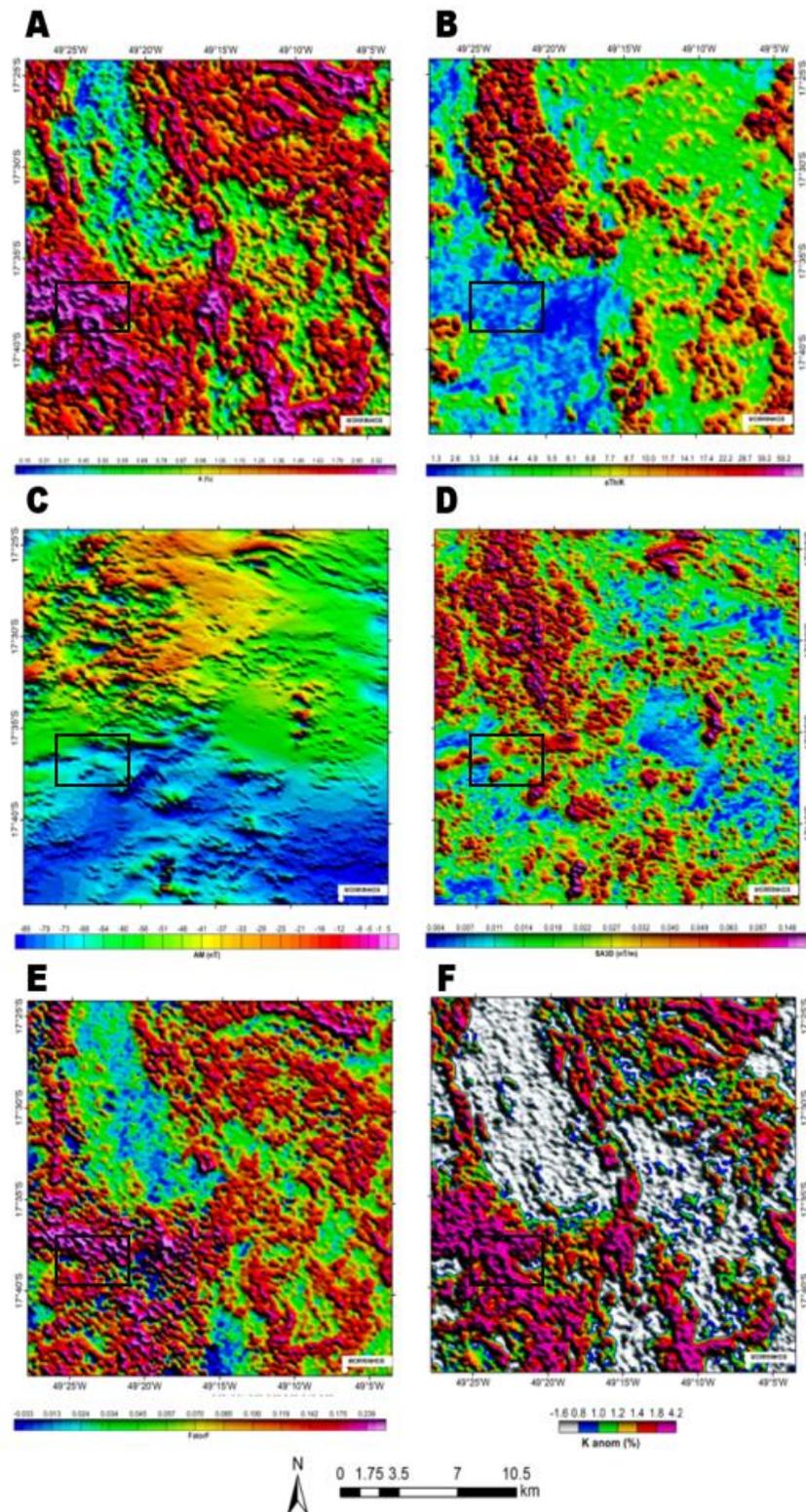


Figura 5.9: Mapas gamaespectrométricos e magnetométricos analisados da área de Morrinhos. A) Concentração de potássio; B) Razão eTh/K; C) Anomalia Magnética; D) Sinal Analítico; E) Fator F; F) Potássio Anômalo.

Matched Filter

Os grids gerados por meio da análise do matched filter correspondem às interfaces de profundidade das principais fontes anômalas dos dados magnéticos (Figura 5.10), sendo que a menor profundidade foi descartada devido ao ruído correlacionado com a altura do voo e a maior por não ser de interesse para o presente trabalho, já que Sillitoe (2010) estimou a profundidade dos stocks de até 4 km. Assim, foram obtidas as profundidades de 457, 1846 e 4068m, classificadas como zonas rasa, intermediária e profunda, respectivamente.

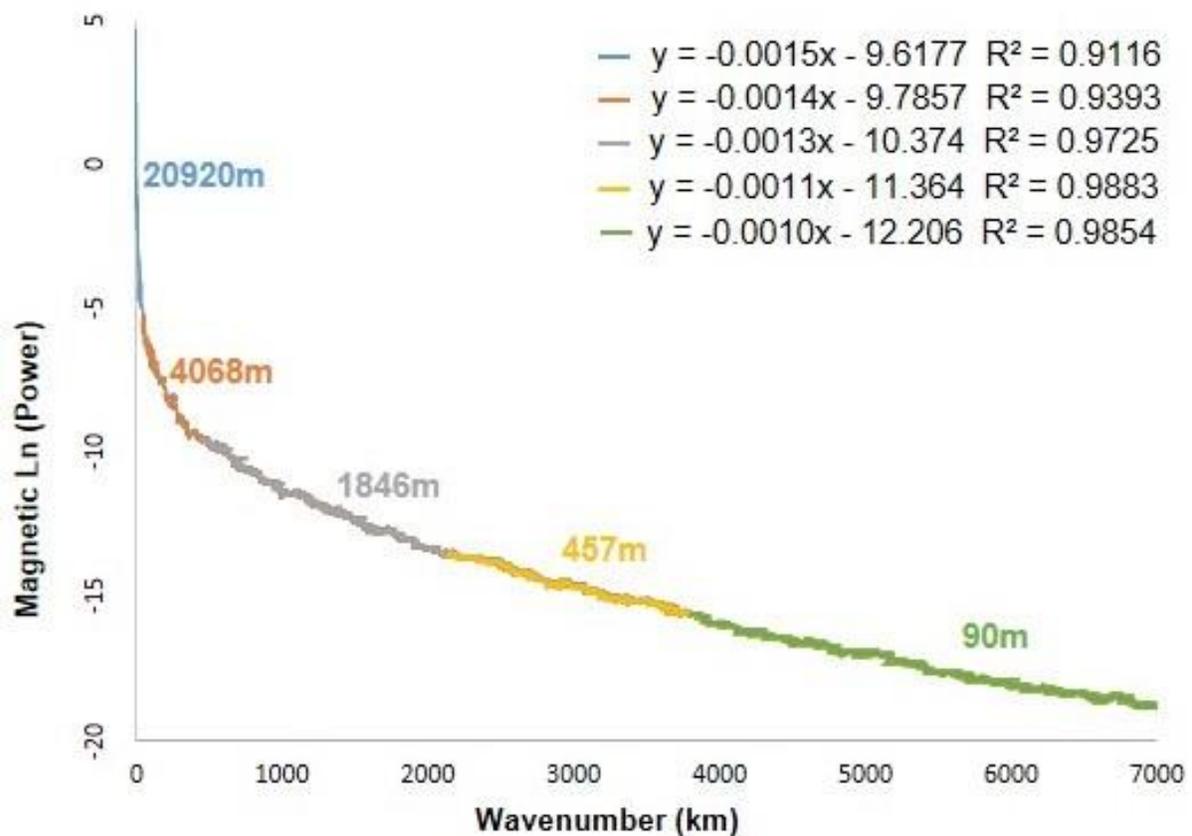


Figura 5.4: Espectro de potência radial obtido para a anomalia magnética, onde cada segmento marcado com cores diferentes representa a profundidade do topo de diferentes fontes. A equação de cada reta é indicada, e o R^2 é o coeficiente de determinação. Sendo que quanto mais próximo esse valor é de um, melhor o ajuste de regressão linear do segmento aos dados amostrados.

Capítulo I

Filtros de realce (Figura 5.11), como o Gradiente Horizontal Total (THG; Fig. 5.11b, 5.11d e 5.11g) e a Derivada T/LT (TDR; Fig. 5.11c, 5.11e e 5.11h), foram aplicados aos grids de cada profundidade, encontradas com o filtro passa banda.

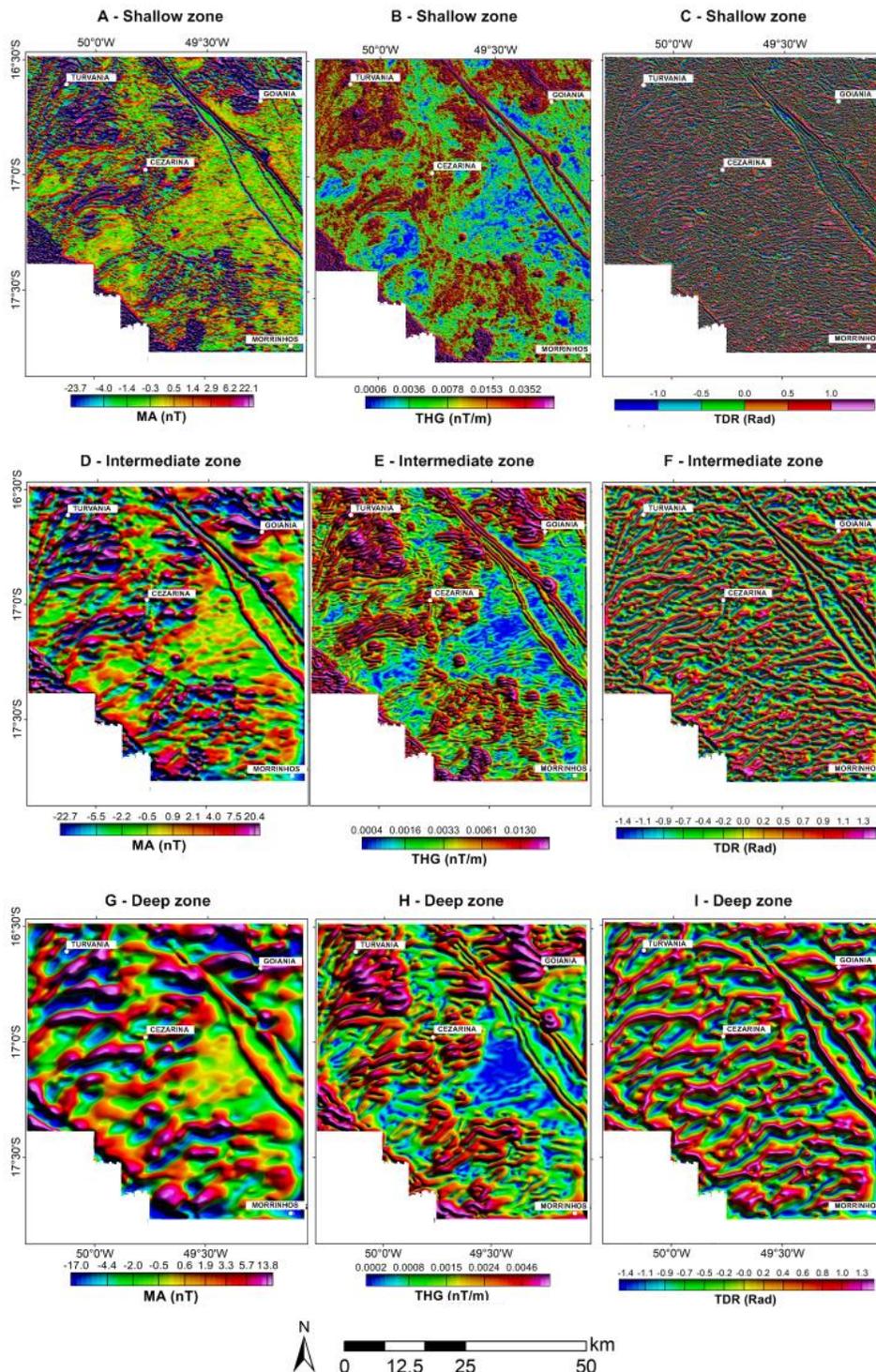


Figura 5.11: Matched-filter com anomalia magnética (a, d, g), gradiente horizontal total do matched-filter (b, e, h) e derivada *TILT* (c, f, i).

A análise integrada dos produtos descritos para diferentes profundidades da crosta permitiu a interpretação dos lineamentos (Figura 5.12).

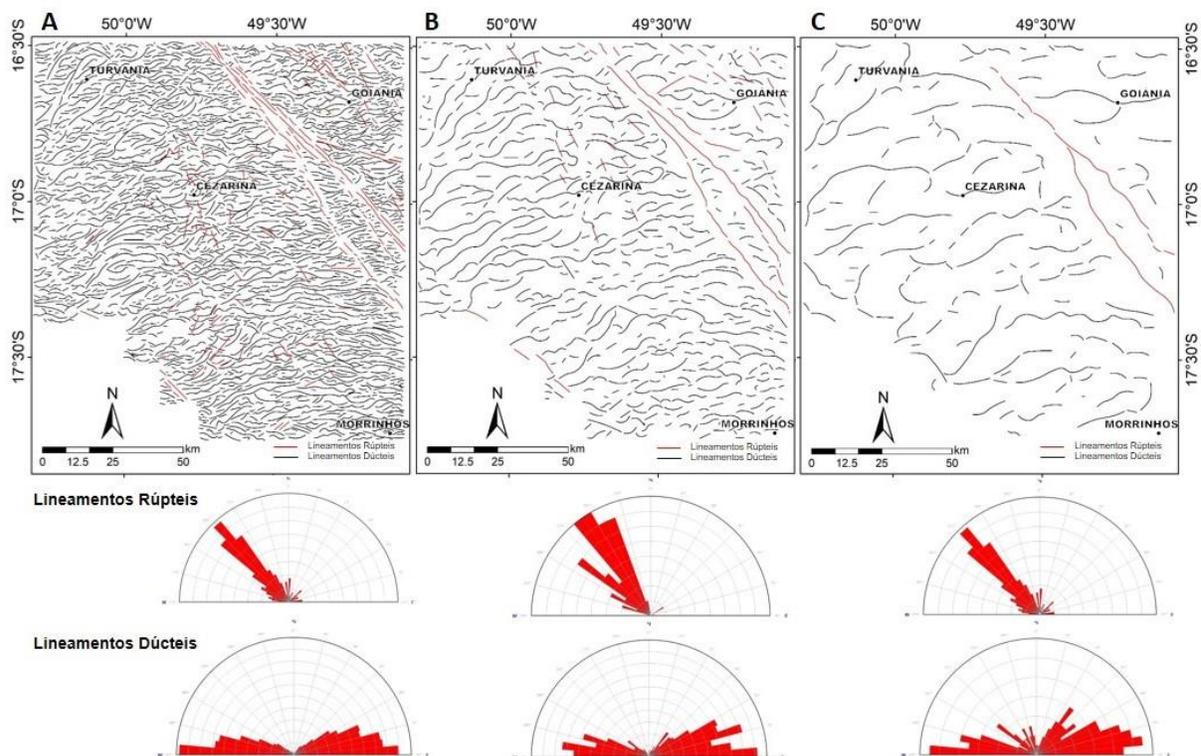


Figura 5.12: Lineamentos geofísicos interpretados de cada profundidade com respectivos diagramas de suas direções principais. A-457m; B-1846m; C-4068m.

É possível observar que, assim como descrito na literatura, a direção principal das estruturas é NE-SW (Arantes et al. 1991, Pimentel et al. 1997, Pimentel et al. 2016), contendo ainda alguns lineamentos de direção NW-SE, classificados aqui como lineamentos rúpteis. Sendo considerado lineamento rúptil aquele em que a rocha apresenta-se rígida e tende a ser quebradiça, enquanto que o comportamento dúctil é caracterizado por estiramentos e deformações plásticas. Sendo que o principal lineamento rúptil visto é parte do Lineamento AZ 125° (Bardet 1977), percebe-se que o mesmo diminui sua resposta de acordo com a maior profundidade e também aqueles rúpteis de menor expressão já na profundidade mais rasa, desaparecem na maior profundidade.

Nas ocorrências da área de Cezarina, nas profundidades rasa e intermediária, é possível observar lineamentos rúpteis NW-SE. Observados também nas

proximidades das ocorrências de Turvânia e nas de Morrinhos, apenas na profundidade rasa. Podendo ser interpretadas como zonas de cisalhamento tardias. Groves et al. (1998) sugere que zonas de cisalhamento regionais são importantes prospectos para a mineralização de ouro, já que constituem zonas onde ocorreram intensas atividades hidrotermais. Contudo, as zonas de cisalhamento secundárias são tão ou mais importantes para as mineralizações quanto as zonas de cisalhamento principais, pois abrigam grande parte das ocorrências e depósitos minerais.

Análise Petrofísica

Os dados de petrofísica foram coletados em campo somente na região de Cezarina, pois o acesso à essas áreas é limitado.

As propriedades físicas analisadas compreendem densidade, susceptibilidade magnética e dados radiométricos. Com o objetivo de identificar as variações destas propriedades de acordo com as unidades litológicas e reconhecer possíveis assinaturas geofísicas das estruturas mineralizadas estudadas no presente trabalho, foram realizadas análises estatísticas dos dados. Os dados de susceptibilidade magnética e densidade estão apresentados no gráfico box plot (Figura 5.13).

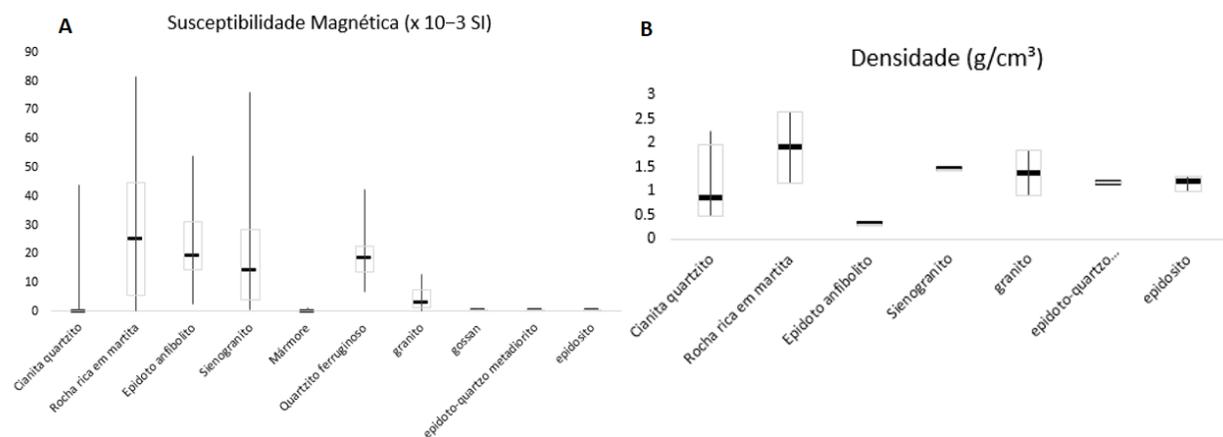


Figura 5.13: Box Plot exibindo os intervalos das medidas, médias e outliers de A) susceptibilidade magnética e B) densidade para cada litotipo.

Os valores de susceptibilidade magnética das amostras analisadas no presente trabalho variam entre 0.0075 e 81.6x 10⁻³ SI. O cianita-quartzito, o mármore, o gossan,

Capítulo I

Com relação aos dados de radiação gama (Figura 5.15), observa-se que a maior e menor concentração de K correspondem, respectivamente, ao granito e ao quartzito ferruginoso. Sendo que as unidades que apresentam anomalias do mesmo são os sienogranito e o granito, o que faz sentido devido às mineralogias e que o granito é o protólito da zona de alteração potássica.

O granito apresenta as maiores concentrações de eTh e o quartzito ferruginoso aquele que apresenta menores valores. Sendo que o granito, o gossan e o sienogranito apresentam anomalias.

Quanto ao eU, o gossan apresenta maiores concentrações e o epidoto anfibolito menores. Sendo que o gossan, o sienogranito, o mármore e o granito apresentam anomalias.

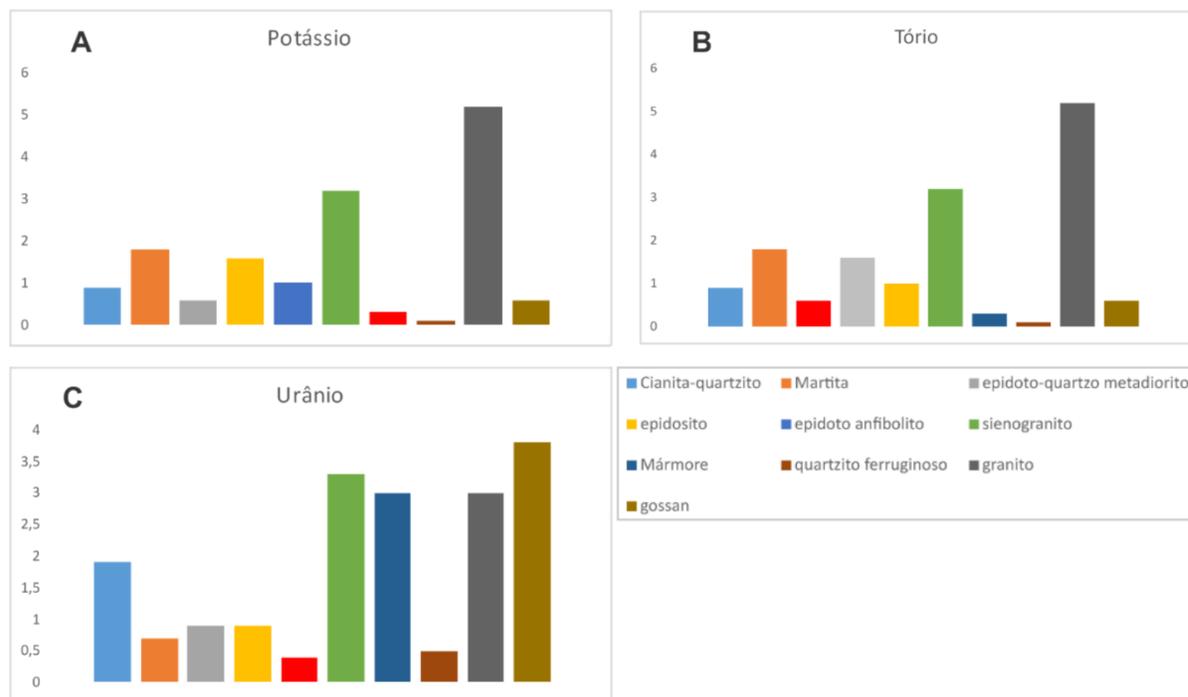


Figura 5.15: Gráficos mostrando as concentrações de A) Potássio; B) Tório e C) Urânio nas diferentes rochas amostradas.

Quanto às zonas de alteração hidrotermal, segundo Oliveira et al (2017), é possível distinguir três zonas de alteração.

A zona de alteração argílica, caracterizada por rochas ricas em cianita, é interpretada como uma litocapa, preservando o possível minério presente no halo

potássico. Apresentou baixas respostas de susceptibilidade magnética, densidade e radiométricas.

A zona de alteração propilítica, caracterizada por rochas ricas em epidoto, afetando, principalmente, os epidoto-anfibolitos. Evidencia alta susceptibilidade magnética, baixa densidade e baixas respostas radiométricas. Já o epidoto-quartzo metadorito e o epidosito (que foram menos afetados) apresentam baixas susceptibilidade magnética, densidade e baixas respostas radiométricas.

A zona de alteração potássica, é caracterizada por rochas ricas em biotita, magnetita e sulfetados, contudo, não foi possível identificá-la nem em campo e nem através da petrofísica.

Modelos Magnéticos

Como discutido anteriormente, as ocorrências minerais estão associadas a estruturas magnéticas nas proximidades das grandes zonas de cisalhamento. Com a finalidade de analisar tais estruturas e outros corpos magnéticos em 3D, realizou-se a inversão de dados magnéticos nas três regiões.

Modelo 1 - Turvânia

O objetivo da inversão magnética é gerar um modelo de distribuição da susceptibilidade magnética (κ) que se ajuste aos dados magnéticos observados. As dimensões escolhidas para a célula foram $x=243\text{m}$, $y=242\text{m}$ e $z=98\text{m}$. Com base nos dados petrofísicos observados, utilizou-se uma isosuperfície com o objetivo de selecionar valores de susceptibilidade magnética, nesse caso utilizou-se $\kappa > 0.0007 \text{ SI}$, que seria a susceptibilidade magnética relacionada à alteração argílica.

O resultado obtido pela inversão (Figura 5.16) mostra uma estrutura principal NE-SW que se estende em profundidade até cerca de 3 km. Sendo que a mesma engloba as rochas ricas em cianitas aflorantes.

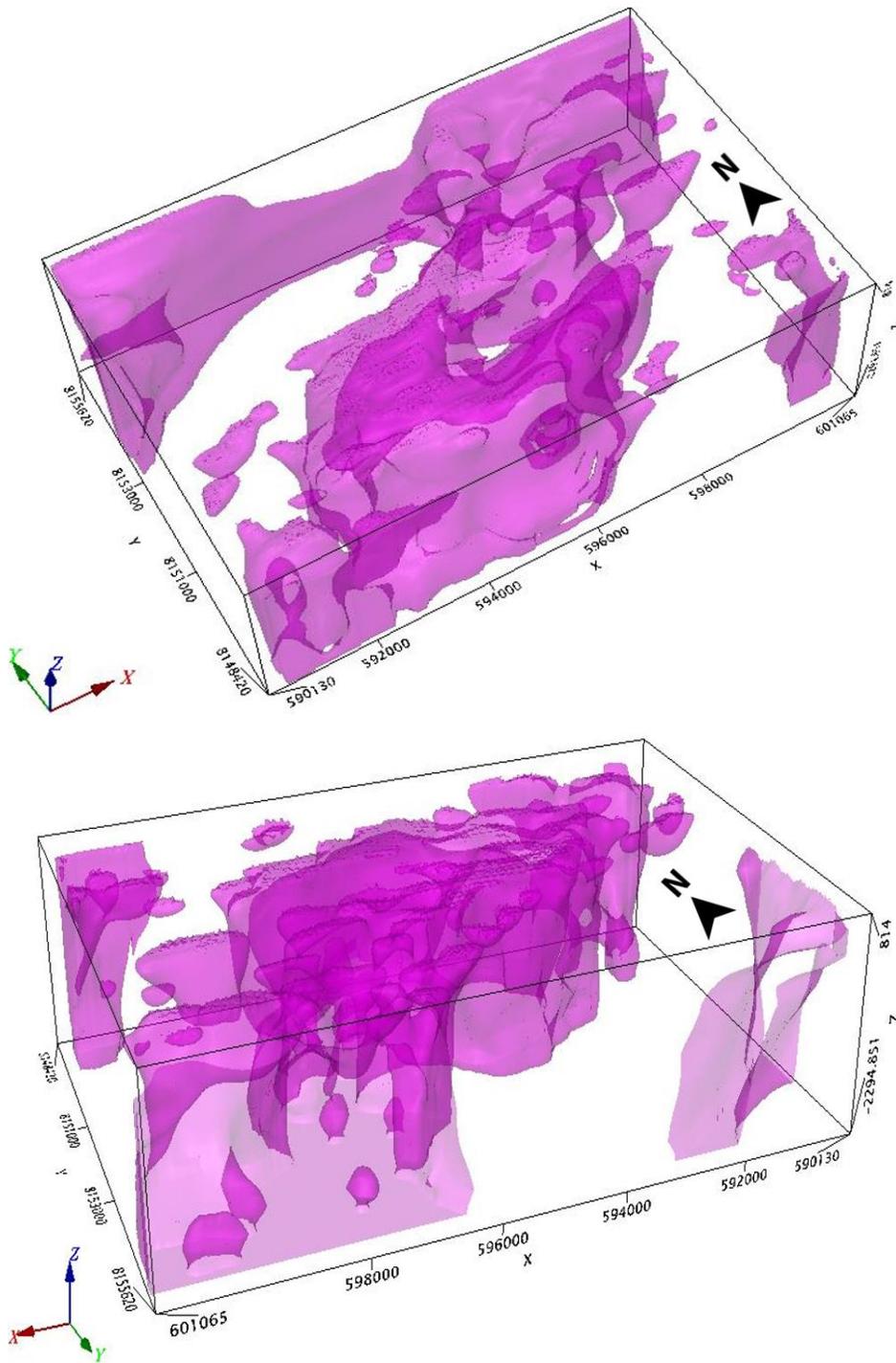


Figura 5.16: Imagens do resultado da inversão dos dados magnéticos da região de Turvânia-GO observadas por duas direções diferentes. As estruturas na cor lilás referem-se a isosuperfícies ($\kappa > 0.0007$ SI).

Conseguiu-se recuperar também as direções de magnetização da mesma área (Figura 5.17).

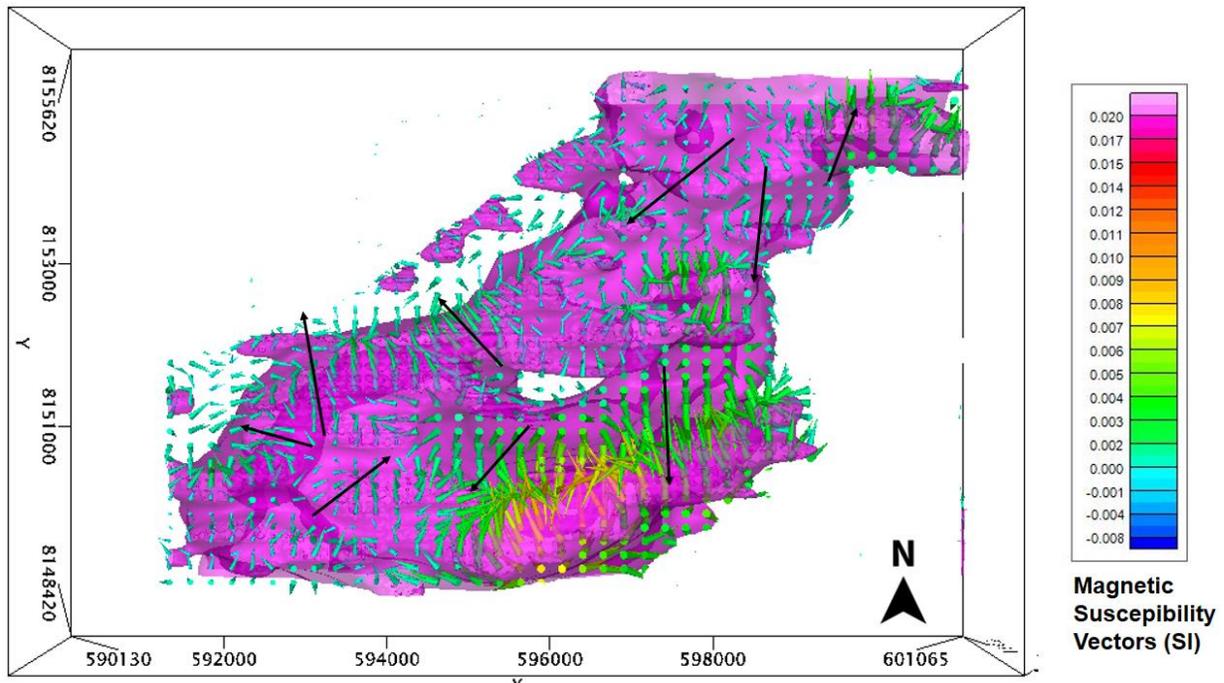


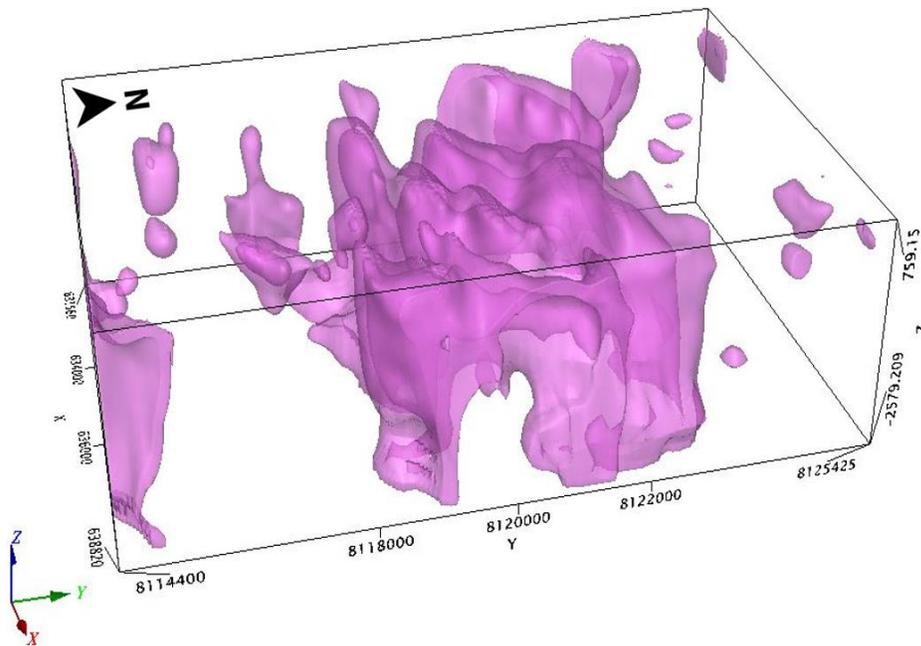
Figura 5.17: Imagem do resultado da inversão dos dados magnéticos e os vetores com as direções de magnetização. As estruturas na cor lilás referem-se a isosuperfícies ($\kappa > 0.0007$ SI). Os vetores coloridos são as soluções obtidas pela inversão e os vetores em preto são interpretações das direções preferenciais médias.

Além da direção da anomalia magnética, a direção de magnetização pode auxiliar na distinção entre dois corpos que podem ter sido formados em épocas diferentes. A mineralização também pode ser associada a uma dada direção de magnetização já que a formação das estruturas deve ser anterior ao evento de mineralização.

Percebe-se que a estrutura principal possui duas direções de magnetização diferentes. Uma NE-SW, apontando para noroeste, outra NW-SE apontando para nordeste. A imagem sugere que a estrutura como um todo parece ter sofrido leve arqueamento fazendo com que um grupo tenha direção NE-SW e o outro NW-SE, mas de maneira geral as direções de magnetização não divergem drasticamente, sugerindo a possibilidade de um corpo único, formado no mesmo evento.

Modelo 2 - Cezarina

As dimensões escolhidas para a célula foram $x=244\text{m}$, $y=246\text{m}$ e $z=99\text{m}$. Para visualizar a geometria das estruturas em subsuperfície utilizou-se uma isosuperfície ($\kappa > 0.0007 \text{ SI}$). Os resultados obtidos pela inversão (Figura 5.18) mostram estruturas principais alinhadas de direção NE-SW que se estendem até cerca de 2.5 km de profundidade. Sendo que as rochas aflorantes ricas em cianita se encontram inseridas nessas estruturas.



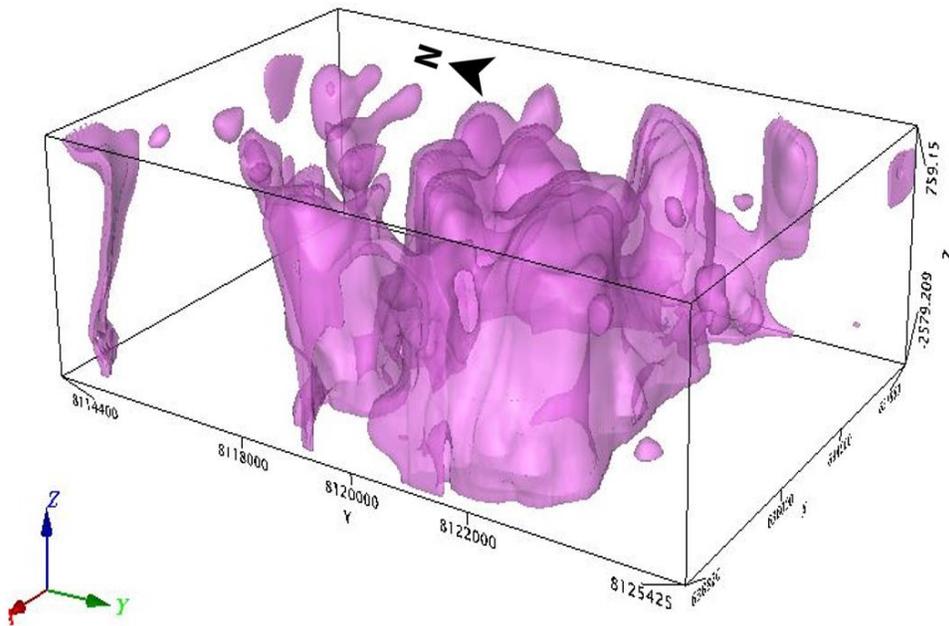


Figura 5.18: Imagens do resultado da inversão dos dados magnéticos da região de Cezarina-GO vistas por duas direções diferentes. As estruturas na cor lilás referem-se à isosuperfície ($\kappa > 0.0007$ SI).

Conseguiu-se obter também as direções de magnetização da mesma área (Figura 5.19).

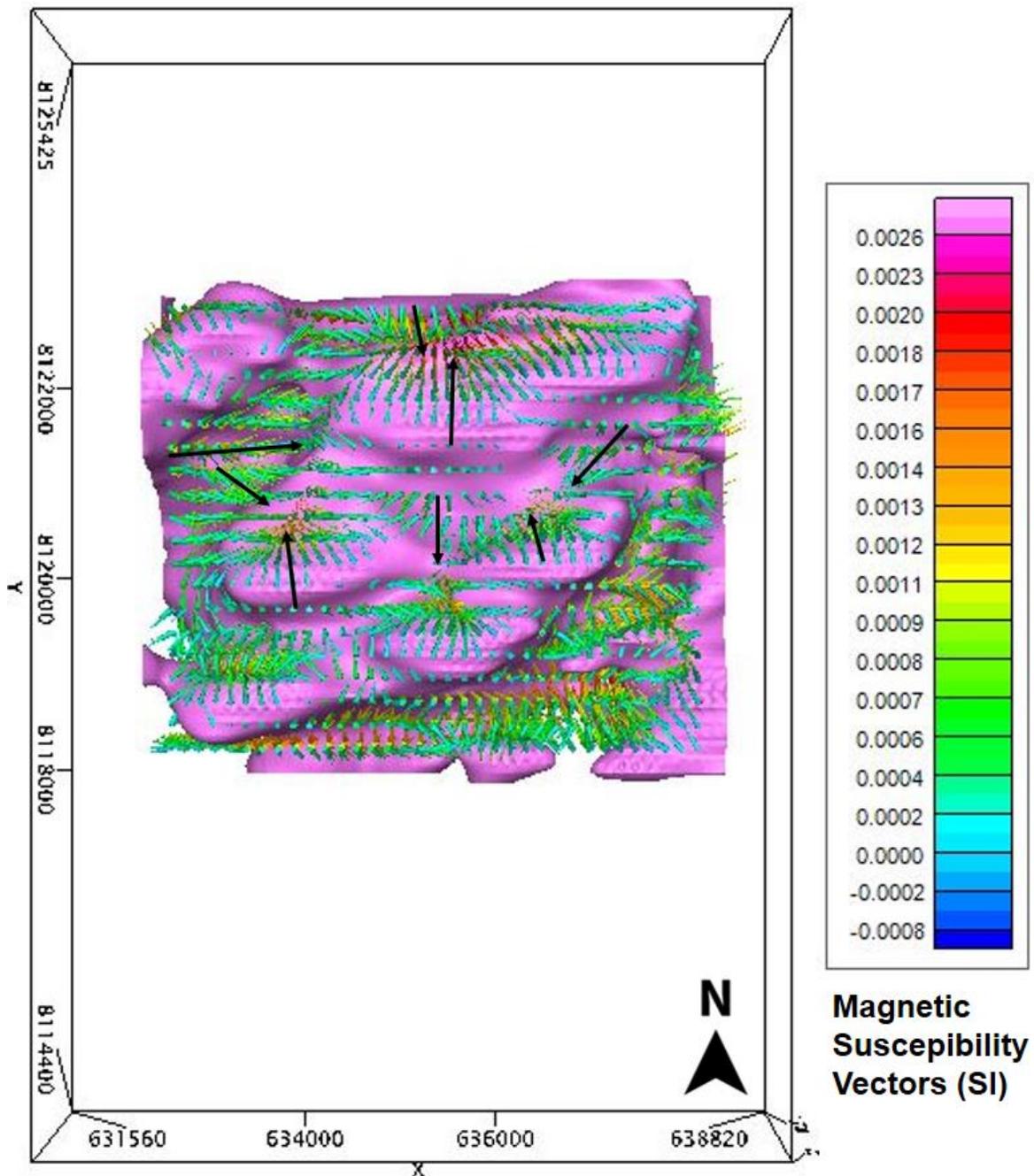


Figura 5.19: Imagem do resultado da inversão dos dados magnéticos e os vetores com as direções de magnetização. Os vetores coloridos são as soluções obtidas pela inversão e os vetores em preto são interpretações das direções preferenciais médias.

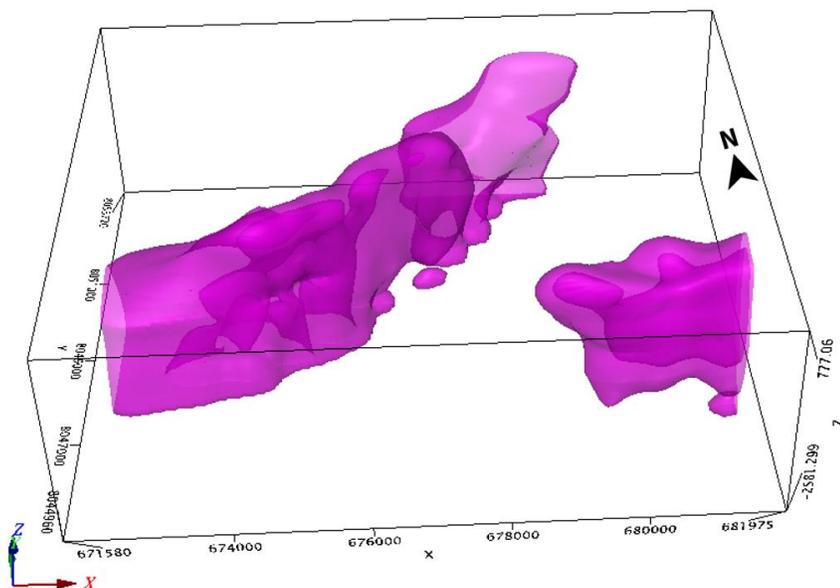
Observa-se diferentes intensidades de magnetização através das diferentes cores dos vetores de magnetização. Possuindo também duas direções de

magnetização diferentes. Ambas N-S, uma apontando para norte, outra apontando para sul.

A imagem sugere que a estrutura como um todo parece ter sofrido esforços deformacionais. Mas, de maneira geral, as direções de magnetização não divergem drasticamente, sugerindo a possibilidade de um corpo único, formado no mesmo evento.

Modelo 3 - Morrinhos

As dimensões utilizadas para a célula foram $x=232\text{m}$, $y=221\text{m}$ e $z=102\text{m}$. Para visualizar a geometria das estruturas em subsuperfície utilizou-se uma isosuperfície ($\kappa > 0.0007 \text{ SI}$). Os resultados obtidos pela inversão (Figura 5.20) mostram uma estrutura principal de direção NE-SW que alcançam até cerca de 2.5 km de profundidade e outra E-W. Sendo que as rochas aflorantes ricas em cianita se encontram inseridas nas estruturas NE-SW.



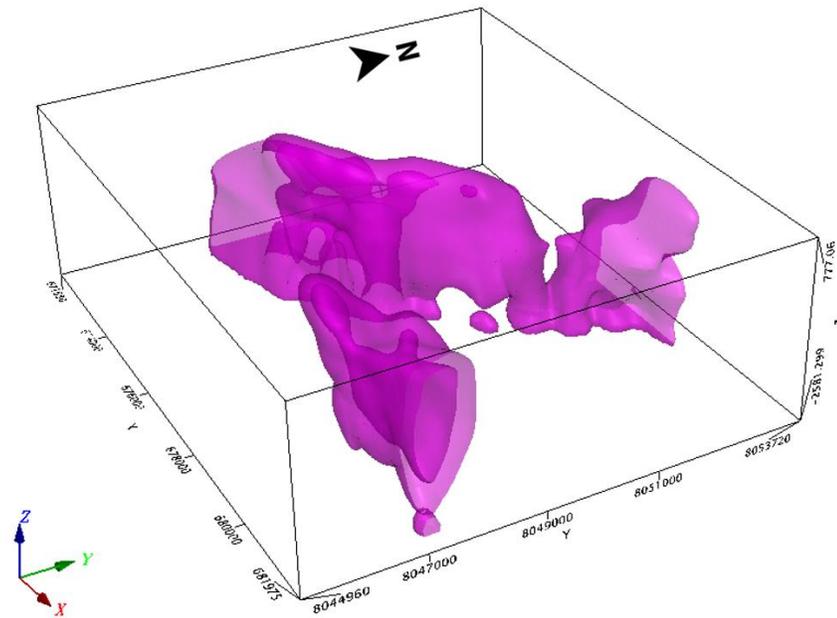


Figura 5.20: Imagens do resultado da inversão dos dados magnéticos da região de Morrinhos-GO vistas por duas direções diferentes. As estruturas na cor lilás referem-se à isosuperfície ($\kappa > 0.0007$ SI).

Conseguiu-se obter também as direções de magnetização da mesma área (Figura 5.21).

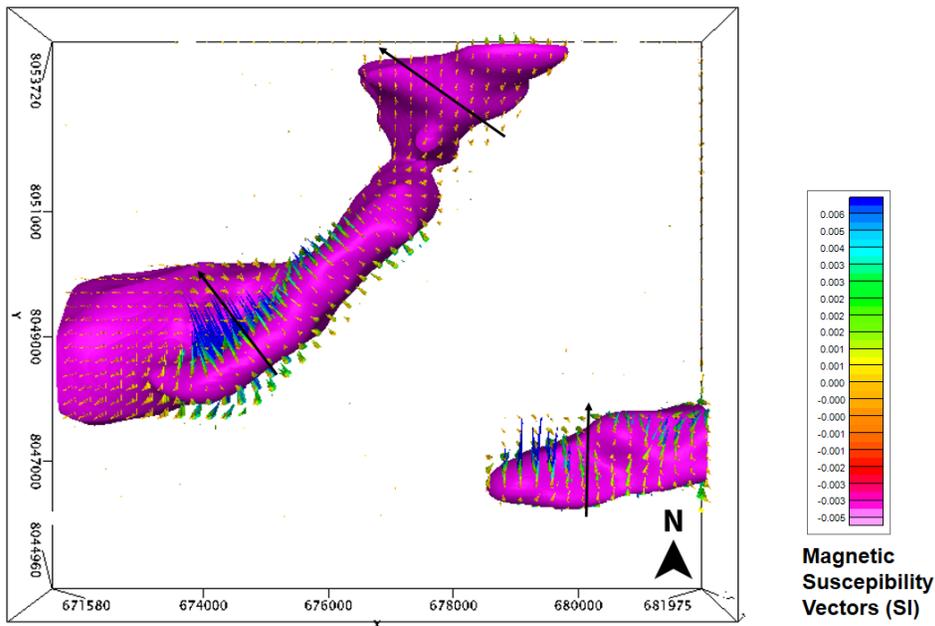


Figura 5.21: Imagem do resultado da inversão dos dados magnéticos e os vetores com as direções de magnetização. Os vetores coloridos são as soluções obtidas pela inversão e os vetores em preto são interpretações das direções preferenciais médias.

No corpo a oeste, a maioria das direções de magnetização são NW-SE, apontando para noroeste. No corpo a leste, as direções de magnetização são N-S. O sentido e direção de magnetização desse corpo divergem drasticamente do corpo analisado anteriormente, sugerindo que estes possuem origens distintas.

5. Discussões e Conclusões

Almeida et al (1991) defende que o ambiente tectônico do projeto Edéia está relacionado à acreção crustal Neoproterozoica, que acabou levando à formação da Faixa Brasília durante o movimento orogênico Brasília-Panafriacan, além de outros cinturões móveis que margeiam o atual Cráton de São Francisco (Como a Faixa Araçuaí e Sergipana). A evolução da Faixa Brasília marcou o fechamento do oceano e as colisões continentais, incluindo arcos de ilhas, arcos continentais e registros de arco magmático de múltiplos estágios formados pela orogenia colisional.

Durante a evolução do Arco Mágmató de Goiás, Pimentel et al. (1991) consideraram duas atividades magmáticas: um ambiente de arco oceânico, o outro um ambiente de arco continental, com período de quiescência magmática entre os dois. Entretanto, considera-se ainda a existência de um evento magmático tardi- a pós-orogênico (Pimentel et al. 2000), que encerrou o processo colisional da orogenia Brasileira. As ocorrências de Cu-Au pórfiro são, portanto, de magmatismo intraoceânico.

Clark (2014) argumenta que em depósitos do tipo pórfiro hospedados por rochas félsicas fracamente magnéticas ou por rochas não reativas, como quartzitos ou folhelhos, são caracterizados por um alto magnético, sem um ponto baixo. O que é observado nas três ocorrências estudadas neste trabalho tanto nos mapas de anomalia magnética como no sinal analítico 3D.

Com relação aos dados gamaespectrométricos (Potássio e Fator F), os valores apresentados também foram altos e as concentrações da razão eTh/K foram baixas,

Capítulo I

como descrito por Shives (2011) e Airo (2015). As exceções encontradas podem ser explicadas por erosão e/ou intemperismo conforme apontadas por Clark (2014).

As ocorrências estão concentradas em valores intermediários a altos de potássio anômalo (Kan), como proposto por Pires (1995), Fianco et al. (2014), Paixão et al. (2014) e Pires et al. (2019).

Os grids gerados por meio da análise do matched filter com 3 profundidades diferentes, de aproximadamente 400 m, 1800 m e 4000 m, que chamamos aqui, respectivamente, de rasa, intermediária e profunda. Foram aplicados filtros (GHT e derivada *TILT*) que revelaram uma predominância NE-SW dos lineamentos dúcteis e uma predominância NW-SE dos lineamentos rúpteis. A interpretação qualitativa destes produtos juntamente com a inversão trouxe informações importantes acerca da geologia estrutural do depósito.

Groves et al. (1998) sugeriu que zonas de cisalhamento secundárias são extremamente importantes pois abrigam grande parte de ocorrências ou depósitos minerais. Foi possível observar que há uma sequência de lineamentos rúpteis NW-SE que acompanham as três ocorrências. As quais, percebeu-se, tanto pelos mapas magnetométricos (Figuras 5.7c, 5.7d, 5.8c, 5.8d, 5.9c e 5.9d), quanto pelos modelos magnéticos (Figuras 5.16 a 5.21) que se encontram NE-SW. Ou seja, concluiu-se que esses lineamentos rúpteis NW-SE correspondem a uma zona de cisalhamento tardia. Notou-se ainda que esses lineamentos interpretados como zonas de cisalhamentos são visíveis apenas até a profundidade intermediária, na maior profundidade não é possível observá-los, constatando ser uma zona mais rasa.

Os dados de petrofísica, coletados apenas na região de Cezarina, permitiram destacar na mesma as zonas de alteração argílica e propilítica. Sendo a zona de alteração argílica caracterizada por baixos valores tanto de susceptibilidade magnética, quanto de densidade e radiométricas. Já a zona de alteração propilítica apresentou alta susceptibilidade magnética, baixas densidade e radiométrica. Não foi possível caracterizar a zona de alteração potássica, pois, provavelmente, já foi erodida.

Com o auxílio da inversão dos dados magnéticos foi possível modelar os corpos magnéticos associados espacialmente às ocorrências de cobre e ouro, foi utilizada a

Capítulo I

susceptibilidade magnética com base nos valores obtidos em campo nas rochas ricas em cianita de alteração argílica.

Na região de Turvânia foi modelado um único corpo NE-SW. Por meio da direção de magnetização extraída da inversão MVI, sugerimos a existência de uma dobra.

Na região de Cezarina encontrou-se várias estruturas alinhadas NE-SW. Apesar das diferentes intensidades de magnetização e direções de magnetização, as últimas não divergem drasticamente, portanto, propomos um corpo único, formado no mesmo evento, e que a região sofreu esforços deformacionais.

Por fim, na região de Morrinhos foram modelados dois corpos, um NE-SW e outro E-W. Dado que as rochas ricas em cianita aflorantes se encontram inseridas na estrutura NE-SW. Sendo que os dois corpos têm direção de magnetização totalmente divergentes, portanto, concluímos que estes possuem origens distintas, necessitando de trabalhos adicionais para confirmar esta hipótese.

Zonas de ruptura e zonas de falha são estruturas que conduzem ao aumento do magma e à condução do fluido e, portanto, à mineralização. O desenvolvimento dessas estruturas está relacionado à posição local do maciço rochoso no ambiente raso causado pela intrusão, e / ou reflete os esforços tectônicos regionais na área. Sillitoe (2010) destacou que os defeitos e intersecções entre eles são mais ou menos os fatores que determinam a formação e geometria do pórfiro de cobre.

Analisando, então, as três regiões em conjunto observa-se que as estruturas se encontram alinhadas na direção NW-SE, com estruturas regionais tardias nessa direção. Por meio da média, conclui-se que a direção das estruturas principais em todas as três regiões é NE-SW, supondo-se, portanto, um mesmo evento de formação. A direção preferencial de magnetização é NW-SE, sugere-se, portanto, que a mineralização está associada a essa direção de magnetização, considerando que os vetores de magnetização marcam a direção do campo magnético na época de formação das rochas, o evento de mineralização também pode coincidir com a idade de magnetização das rochas.

Bibliografia

Capítulo I

- Airo M.L. 2015. Geophysical signatures of mineral deposit types – synopsis. Geological Survey of Finland, **58**: 9-70.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, **17**: 1-29.
- Arantes D., Buck P.S., Osbourne G.A., Porto C.G. 1991. A Sequência Vulcano-sedimentar de Mara Rosa e Mineralizações Auríferas Associadas. Boletim Informativo da SBG, Núcleo Centro-Oeste, 27-40.
- Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, **22**: 359-383.
- Baranov, V., and Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: *Geophysics*, **29**: 67-79.
- Bardet, M. G. 1977. *Geologie Du Diamant. Mémoires du Bureau de Recherches Geologiques et Minières*. Vol. 3
- Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. 2001. *Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistemas de Informações Geográfica – SIG e Mapas*. Escala 1:2.500.000. Brasília, CPRM.
- Chopping, R., & van der Wielen, S. E. 2011. Mapping the footprint of ore deposits in 3D using geophysical data. *AusGeo News*, 101: 3-7.
- Dalziel, I. W. D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent, *Geology*, **19**: 598-601.
- Dentith, M. & Mudge S. T. 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge. UK. 438p.
- Ferreira, F. D. F., Souza J., Bongioio A. de B. E S., Castro L. G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, **78**: 33 - 41.
- Fianco, C.B., Vidotti, R.M., Pires, A.C.B., Carmelo, A.C. 2012. Prospecting phosphorites using airborne geophysics in northeastern Goiás state – Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, **30**: 459-471.
- Fuck R.A.; Pimentel M.M. & D'el - Rey Silva L .J. 1994. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú (SC), Anais, p.215-216.
- Fuck R.A.; Pimentel, M.M. Alvarenga, C.J.S.; Dantas, E. L. 2017. The Northern Brasília Belt. M.Heilbron, U.Cordani, F.F.Alkmin. (Org.). São Francisco Craton, Eastern Brazil. 1 ed., 2016, **1**: 205-220.
- Guimarães, S. B., Moura, M. A., & Dantas, E. L. 2012. Petrology and geochronology of the Bom Jardim de Goiás copper deposit (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **42**: 4.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G., & Robert, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore geology reviews*, **13(1-5)**: 7-27.
- Lasa. 2004. Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás - 1ª etapa (Arco magmático de Arenópolis), Volume 1. Convênio MME, SGM, FUNMINERAL, SIC/SGM. Relatório Técnico, 57p.

- Lasa. 2005. Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás - 2ª etapa (Faixa Brasília Sul), Volume 1. Convênio MME, SGM/TM, FUNMINERAL, SIC/SGM. Relatório Técnico, 48p.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Junges S.L., Armstrong R., 2005. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 183–198.
- Marques, G. C. 2017. Evolução tectônica e metalogenética no contexto do depósito aurífero de Fazenda Nova, Arco Magmático de Arenópolis, Goiás. Tese de Doutorado, UnB.
- Miller H. G., Singh V. 1994. Potential field tilt - a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, **32**: 213–217.
- Moreira, M. L. O., Moreton, L. C., Araújo, V. A., Lacerda Filho, J. V., & Costa, H. F. 2008. Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. Texto explicativo do Mapa Geológico do estado de Goiás e Distrito Federal. Convênio MME/CPRMSIC/FUNMINERAL/GO.
- Nabighian MN, Grauch VJS, Hansen RO, LaFehr TR, Li J, Peirce JW, Phillips JD, Ruder ME. 2005. The Historical Development of the Magnetic Method in Exploration. *Geophysics*, **70**: 33-61.
- Oliveira C.G., Bedran de Oliveira F., Della Giustina M.E.S., Marques G.C., Dantas E.L., Pimentel M.M., Buhn B. M. 2015. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil: Constraints on the Metallogenesis of a Neoproterozoic Large porphyry-type deposit. 2015, *Ore Geology Reviews*, **72**: 1-21.
- Oliveira, C. G. de; Vidotti, R. M.; Giustina, M. E. S. D.; Dantas, E. L.; Souza, V. S.; Botelho N. F.; Santos, R. V.; Barbosa, P. F.; Hauser, N.; Viegas, L. G.; Ma, J. B. C. (coordenadores). 2017. Projeto Edéia – Mapeamento Geológico na escala 1:50.000. 19 volumes. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. (Relatórios inéditos).
- Oliveira, C. G.; Oliveira, F. B. de; S. D.; Marques, G. C.; L.; M.; Buhn, B. M. 2016. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: Constraints on the metallogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, **72**: 1-21.
- Paixão M.M.; Vidotti, R. M.; PIRES, Augusto C. B. 2014. Uranium Prospecting in Northeastern Goiás State, Brazil: Multiple Regression Applied to Airborne Geophysical Data. *Revista Brasileira de Geofísica (Impresso)*, **32**: 311-321.
- Phillips J.D., 2001. Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. 15th ASEG Geophysical Conference and Exhibition, Expanded Abstracts, 4 p.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A. 1992. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozoicas do oeste de Goiás. *Boletim da SBG – Núcleo Centro-Oeste*, **15**:1.
- Pimentel, M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, **46**: 67- 87 82.
- Pimentel, M.M., Fuck, R.A., 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**: 375-379.

Capítulo I

- Pimentel, M.M.; Whitehouse, M.J.; Viana, M.G.; Fuck, R.A.; Machado, N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: Further Evidence for Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, **81**: 299-310.
- Carmelo, A. C; MARTINS-FERREIRA, M. A. C. 2019. Statistical enhancement of airborne gamma-ray uranium anomalies: Minimizing the lithological background contribution in mineral exploration. *JOURNAL OF GEOCHEMICAL EXPLORATION*, **198**: 100-113.
- Pires, A.C.B. 1995. Identificação Geofísica de Áreas de Alteração Hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, S. Paulo, **25 (1)**: 61-68.
- Prichystal, A., Gnojek, I. 1985. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). *Geoexploration*, **23**: 491-502.
- Richardson S.V., Kesler S.E., Essene E.J. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: A metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, **81**: 1884-1898.
- Rodrigues, J. B., Gioia, S. M. L. C., & Pimentel, M. M. 1999. Geocronologia e geoquímica de ortognaisses da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **29(2)**: 207- 216.
- Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal: *Geophysics*, **57**, 116-125. Sibuet, J.-C., Hsu, S.-K., Shyu, C.-T., and Liu, C.-S., 1995, Structural and kinematic evolutions of the Okinawa Trough backarc basin, in Taylor, B., Ed., *Backarc basins: Tectonics and magmatism*, Plenum, 343-379.
- Shives R.B.K., Charbonneau B.W., Ford Ken L. 2011. The detection of potassic alteration by gamma ray spectrometry - recognition of alteration related to mineralization. *Geophysics*, **65(6)**: 2001-2011.
- Sillitoe R.H., 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*. **105**: 3-41.
- Silva J.A & Sá J.A.G. 1986. Jazida de cobre de Chapada, Mara Rosa, Goiás. *Principais depósitos minerais do Brasil*, v.3, capítulo 5.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília belt, central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., BritoNeves B.B., De Wit M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, **294**: 197-210.

6. CONCLUSÕES

É observado que nos dados magnetométricos das três ocorrências estudadas, hospedados por rochas não reativas, como quartzitos ou folhelhos, são caracterizados por um alto magnético, como proposto por Clark (2014).

A maioria dos dados gamaespectrométricos (K e Fator F) apresentaram altas concentrações e baixas razões eTh/K (Shives 2011 e Airo 2015), sendo que os que apresentaram respostas diferentes disso, foi interpretado devido a erosões e intemperismo.

Como proposto por Pires (1995), Fianco et al. (2014), Paixão et al. (2014) e Pires et al. (2019) as ocorrências se encontram em altas concentrações de Potássio Anômalo (Kan).

Os resultados das anomalias magnéticas correspondentes às diferentes profundidades, obtidos pela técnica *Matched Filter*, associados à aplicação dos filtros de realce de anomalias como Gradiente Horizontal Total e Derivada *TILT*, permitiram interpretar uma direção preferencial de lineamentos dúcteis NW-SE, e rúpteis NE-SW. Sendo que os lineamentos rúpteis interpretados como zonas de cisalhamento somente são visíveis até a profundidade de aproximadamente 2 km.

As zonas de cisalhamento possuem importante papel nas mineralizações de cobre e ouro no Arco Magmático de Arenópolis. As ocorrências e depósitos principais localizam-se nas adjacências desses grandes lineamentos. Na região de estudo observamos que as direções dos lineamentos magnéticos relacionados às ocorrências minerais geralmente são discordantes das direções das zonas de cisalhamento próximas.

Uma questão a ser melhor analisada seria se as direções de magnetização também poderiam fornecer assinaturas geofísicas das mineralizações. Sendo assim, a análise e comparação dos vetores de magnetização em uma ampla gama de lineamentos pode ser um passo introdutório para o estabelecimento de novas assinaturas geofísicas para depósitos minerais.

Propõe-se também que seja feito estudo detalhados de geocronologia, para conseguir confirmar se a região é constituída por um sistema de pórfiros ou se apenas um pórfiro alimenta as três regiões.

Capítulo VI

Em ambos os casos, a possibilidade de haver outras ocorrências na região com as mesmas características é grande, portanto, sugere-se fazer um compilamento das características geofísicas e petrofísicas analisadas para buscar regiões semelhantes.

BIBLIOGRAFIA

- Airo M.L. 2015. Geophysical signatures of mineral deposit types – synopsis. Geological Survey of Finland, **58**: 9-70.
- Aisengart T. 2015. Inversão do vetor de magnetização, com e sem o uso de vínculo geológico, nas regiões de Araxá e Tapira, Minas Gerais–Brasil. In 14th International Congress of The Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro, Brazil.
- Almeida F.F.M. de, Hasui Y., Brito-Neves B.B de, Fuck R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Sci. Rev.*, **17**: 1-29.
- Arantes D., Buck P.S., Osbourne G.A., Porto C.G. 1991. A Sequência Vulcano-sedimentar de Mara Rosa e Mineralizações Auríferas Associadas. Boletim Informativo da SBG, Núcleo Centro-Oeste, 27-40.
- Araújo Filho J. O. de. 2000. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two brasileiro Fold-Thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, **30 (1)**: 144–148.
- Baranov V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, **22**: 359-383.
- Baranov V. and Naudy H. 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: *Geophysics*, **29**: 67-79.
- Bardet M. G. 1977. *Geologie Du Diamant. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Vol. 3.*
- Chopping R. and van der Wielen S. E. 2011. Mapping the footprint of ore deposits in 3D using geophysical data. *AusGeo News*, 101: 3-7.
- Clark D. A. 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, **17**:83-104.
- Clark D.A. 2014. Magnetic effects of hydrothermal alteration in porphyry copper and iron-oxide copper-gold systems: A review. *Tectonophysics*, **624–625**: 46–65.
- Cordani R. and Shukowsky W. 2009. Magnetização remanescente: um parâmetro crucial para a interpretação e modelamento de anomalias magnéticas em território brasileiro. *Rev. Bras. Geof.* **27(4)**: 659-667.

- Correa R. S., Oliveira C. G. de, Vidotti R. M. Souza V. S. 2015. Regional-scale pressure shadow-controlled mineralization in the Príncipe Orogenic Gold Deposit, Central Brazil. *Ore Geology Reviews*: **71**: 273-304.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. p. 231-263.
- Della Giustina M.E.S., Oliveira C.G., Pimentel M., Buhn B. 2009. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: new LA-MCICMPS U-Pb and Sm-Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. *Precambrian Research* **172**: 67-79.
- Dentith M. and Mudge S. T. 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge. UK. 438p.
- Ellis R. G., de Wet B., and Macleod I. N. 2012. Inversion of magnetic data for remanent and induced sources. *ASEG Extended Abstracts*, **2012(1)**: 1-4.
- Faria A. 1995. Estratigrafia e Sistemas Depositionais do Grupo Paranoá nas Áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança – Alto Paraíso de Goiás. Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília, Brasília. 199p.
- Ferreira F. J. F., Weihermann J. D., Barão L. M., Fedalto G., Castro L. G., Stevanato R. 2016. Gamaespectrometria Aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica. In: Nadalin R. J. (eds.) Tópicos Especiais em Cartografia Geológica. 2ª edição, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 303-335p.
- Ferreira Filho C. F., Nilson A. A., Naldrett A. J. 1992. The Niquelândia Mafic-Ultramafic Complex, Goiás, Brazil: a contribution to the ophiolite X stratiform controversy based on new geological and structural data. *Precambrian Research*. **59**:125-143.
- Ferreira F. D. F., Souza J., Bongioio A. de B. E S., Castro L. G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle. *Geophysics*, **78**: 33 - 41.
- Fianco C.B., Vidotti R.M., Pires A.C.B., Carmelo A.C. 2012. Prospecting phosphorites using airborne geophysics in northeastern Goiás state – Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, **30**: 459-471.
- Ford K., Keating P., Thomas M.D. 2007. Overview of Geophysical Signatures Associated with Canadian Ore Deposits. Geological Survey of Canada, 21p.
- Fuck R.A., Pimentel M.M. and D'el - Rey Silva L.J. 1994. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú (SC), Anais, p.215-216.

- Fuck R.A., Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S., Dantas E. L. 2017. The Northern Brasília Belt. M.Heilbron, U.Cordani, F.F.Alkmin. (Org.). São Francisco Craton, Eastern Brazil. 1 ed., 2016, **1**: 205-220.
- Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Botelho N.F., Armstrong R., Laux J.H., Junges L.S., Soares and J. E., Praxedes I. F. 2014. Paleoproterozoic crustformation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: A contribution for Atlantica supercontinent reconstruction." *Precambrian Research* **244 (2014)**: 53-74.
- Geosoft. 2019. VOXI Earth Modelling [online]: Disponível em <https://www.geosoft.com/products/voxi-earth-modelling/>
- Guimarães E.M. 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos Grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra-Cabeceiras (GO). Tese de Doutorado, Univ. de Brasília, Brasília, 270p.
- Guimarães S.B., Moura M.A., and Dantas E.L. 2012. Petrology and geochronology of the Bom Jardim de Goiás copper deposit (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **42**: 4.
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M., Hagemann S. G., and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore geology reviews*, **13(1-5)**: 7-27.
- Hinze J.W., Vonnegre R., R., B., Saad A., H. 2013. Gravity and Magnetic Exploration Principles, Practice and Applications. Cambridge University Press, New York. 512p.
- Hou Z., Zhang H., Pan X., Yang Z. 2011. Porphyry Cu (–Mo–Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geol. Rev.* **39**: 21–45.
- Hunt C. P., Moskowitz B. M., and Banerjee S. K. 1995. Magnetic properties of rocks and minerals. *Rock physics & phase relations*, **3**: 189-204.
- Isles D. J. e Rankin L. R. 2013. Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. Australia, CSIRO Publishing, 365p.
- Jost H., Chemale Jr., F., Fuck R.A., Dussin I.A. 2013. Uvã Complex, the oldest orthogneiss of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **47**: 201-212.
- Kearey P., Brooks M., Hill I. 2009. Geofísica de exploração. Oficina de Textos, São Paulo, 438p.

- Klein E.L. & Moura C.A.V. 2008. São Luís Craton and Gurupi Belt (Brazil): possible links with the West African Craton and surrounding Pan-African belts.
- Lacerda Filho, J. V., Santos, D. R. V., Martins, F. R., Souza, J. O., Gollmann, K., Carneiro, J. S. M., Meneghini; P. F. V. B., Hattingh, K., Silva, E. R., Eberhardt, D. B. 2019. Projeto Oeste de Goiás. Levantamento Geológico e Potencial de Novas Fronteiras. Programa Gestão Estratégica da Geologia, da Mineração e da Transformação Mineral. Executado pela CPRM-Serviço Geológico do Brasil. Superintendência Regional de Goiânia.
- Landim P.M.B. *Análise estatística de dados geológicos multivariados*. Lab. Geomática, DGA – IGCE-Unesp/Rio Claro, Texto Didático 3, **128**: 2000.
- Lasa. 2004. Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás - 1ª etapa (Arco magmático de Arenópolis), Volume 1. Convênio MME, SGM, FUNMINERAL, SIC/SGM. Relatório Técnico, 57p.
- Lasa. 2005. Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás - 2ª etapa (Faixa Brasília Sul), Volume 1. Convênio MME, SGM, FUNMINERAL, SIC/SGM. Relatório Técnico, 48p.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Junges S.L., Armstrong R., 2005. Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 183–198.
- Li X. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, **71**(2), L13-L16.
- Lowrie W. 2007. *Fundamentals of Geophysics*. Second Edition, 362p.
- MacLeod I. N., Ellis R. G. 2013. Magnetic Vector Inversion, a simple approach to the challenge of varying direction of rock magnetization. 23th Int. Geophysics. Conference and Exhibition, ASEG-PESA, Melbourne, Australia.
- Marques G. C. 2017. Evolução tectônica e metalogenética no contexto do depósito aurífero de Fazenda Nova, Arco Mágmatco de Arenópolis, Goiás. Tese de Doutorado, UnB.
- Miller H. G., Singh V. 1994. Potential field tilt - a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, **32**: 213–217.
- Misra K.C. 2000. *Understanding mineral deposits: Netherlands*, Kluwer Academic Publishers, 845 p.
- Moores, E.M., 1991. Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. *Geology* **19**, 425 –428.

- Moreira M. L. O., Moreton L. C., Araújo V. A., Lacerda Filho J. V., and Costa H. F. 2008. Geologia do Estado de Goiás e Distrito Federal. Texto explicativo do Mapa Geológico do estado de Goiás e Distrito Federal. Convênio MME/CPRMSIC/FUNMINERAL/GO.
- Nabighian MN, Grauch VJS, Hansen RO, LaFehr TR, Li J, Peirce JW, Phillips JD, Ruder ME. 2005. The Historical Development of the Magnetic Method in Exploration. *Geophysics*, **70**: 33-61.
- Oliveira C.G., Bedran de Oliveira F., Della Giustina M.E.S., Marques G.C., Dantas E.L., Pimentel M.M., Buhn B. M. 2015. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa Magmatic Arc, Central Brazil: Constraints on the Mettalogenesis of a Neoproterozoic Large porphyry-type deposit. 2015, *Ore Geology Reviews*, **72**: 1-21.
- Oliveira C.G. de, Vidotti R.M., Giustina M.E.S.D., Dantas E.L., Souza V.S., Botelho N.F., Santos R.V., Barbosa P.F., Hauser N., Viegas, L.G., Ma J.B.C. (coordenadores). 2017. Projeto Edéia – Mapeamento Geológico na escala 1:50.000. 19 volumes. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. (Relatórios inéditos).
- Oliveira C.G., de Queiroz C.L., and Pimentel M.M. 2000. The Arenópolis-Mara Rosa Gold-Copper Belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(2)**: 219-221.
- Oliveira F.B. de;S.D., Marques G.C.L.;M., Buhn B.M. 2016. The Chapada Cu-Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: Constraints on the metallogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, **72**: 1-21.
- Ostrovskiy E. Ya. 1973. Antagonism of radioactive elements in wallrock alterations fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting. *International Geology Review*, **17**: 461-468.
- Paixão M.M., Vidotti, R. M., PIREZ, Augusto C. B. 2014. Uranium Prospecting in Northeastern Goias State, Brazil: Multiple Regression Applied to Airborne Geophysical Data. *Revista Brasileira de Geofísica (Impresso)*, **32**: 311-321.
- Phillips J.D. 2001. Designing matched bandpass and azimuthal filters for the separation of potential-field anomalies by source region and source type. 15th ASEG Geophysical Conference and Exhibition, Expanded Abstracts, 4 p.
- Phillips J. D. 2007. Geosoft eXecutables (GX's) developed by U.S. Geological Survey, version 2.0, with notes on GX development from Fortran code: U.S. Geological Survey Open-File Report 2007, 1355p.
- Pimentel M. M., Fuck R. A. 1992. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas neoproterozoicas do oeste de Goiás. *Boletim da SBG – Núcleo Centro-Oeste*, **15**:1.

- Pimentel M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, **46**: 67- 87 82.
- Pimentel M.M., Fuck, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**: 375-379.
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: Further Evidence for Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil. *Precambrian Reserch*, **81**: 299-310.
- Pires A. C. B., Carmelo A. C., MARTINS-FERREIRA M. A. C. 2019. Statistical enhancement of airborne gamma-ray uranium anomalies: Minimizing the lithological background contribution in mineral exploration. *JOURNAL OF GEOCHEMICAL EXPLORATION*, **198**: 100-113.
- Pires A.C.B. 1995. Identificação Geofísica de Áreas de Alteração Hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, S. Paulo, **25 (1)**: 61-68.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R.A. 2003. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambri Res* **125**: 245- 273.
- Prichystal A., Gnojek I. 1985. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia). *Geoexploration*, **23**: 491-502.
- Ramos V. A., Vujovicha G., Martino R., Otamendi J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, **50(3-4)**: 243-255.
- Reid A. B., Allsop J. M., Granser H., Millet A. J., Somerton I. W. 1990. Magnetic Interpretation in Three Dimensions using Euler Deconvolution. *Geophysics*, **55**: 80-91.
- Reid, A. B.; Ebbing, J. org., Webb, S. J. 2014. Avoidable Euler Errors – the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. *Geophysical Prospecting*, **62**: 1162–1168.
- Richards J.P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere: *Geology*, **37**: 247–250.
- Richardson S.V., Kesler S.E., Essene E.J. 1986. Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil: A metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. *Economic Geology*, **81**: 1884-1898.

- Rodrigues J. B., Gioia S. M. L. C., and Pimentel M. M. 1999. Geocronologia e geoquímica de ortognaisses da região entre Iporá e Firminópolis: implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **29(2)**: 207- 216.
- Roest W. R., Verhoef J., and Pilkington M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal: *Geophysics*, **57**, 116-125. Sibuet, J.-C., Hsu, S.-K., Shyu, C.-T., and Liu, C.-S., 1995, Structural and kinematic evolutions of the Okinawa Trough backarc basin, in Taylor, B., Ed., *Backarc basins: Tectonics and magmatism*, Plenum, 343-379.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G.R., Dardenne M.A. 2001. Grupo Araxá na sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Rev Bras. de Geociências*, **31**:389-400
- Shives R.B.K., Charbonneau B.W., Ford Ken L.2011. The detection of potassic alteration by gamma ray spectrometry - recognition of alteration related to mineralization. *Geophysics*, **65(6)**: 2001-2011.
- Sillitoe R.H. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*. **105**: 3-41.
- Sillitoe R.H. 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Rev. Econ. Geol.* **13**: 315–345.
- Silva J.A and Sá J.A.G. 1986. Jazida de cobre de Chapada, Mara Rosa, Goiás. *Principais depósitos minerais do Brasil*, v.3, capítulo 5.
- Sinclair W.D. 2007, Porphyry deposits, in Goodfellow, W.D., ed., *Mineral deposits of Canada—A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: geological association of Canada, mineral deposits division*, **5**: 223–243.
- Solomon M. 1990. Subduction, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs. *Geology*, vol. 18, Issue 7, p. 630.
- Spector A., Grant F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, **35(2)**:293-302.
- Telford W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E., Keys D.A. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Cambridge, 770p.
- Thompson D. 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, **47(1)**: 31–37.
- Tikhonov, A. N. 1943. On the stability of inverse problems. In *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **39**: 195-198.

- Tosdal R.M., and Richards J.P. 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: *Reviews in Economic Geology*, **14**: 157–181.
- Uhlein A., Fonseca M.A., Seer H.J., Dardenne M.A. 2012. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional. *Geonomos* **20**, n.2: 1-14.
- Valeriano C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília belt, central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., BritoNeves B.B., De Wit M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-cenozoic Correlations across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, **294**: 197-210.
- Vasconcelos R.M., Metelo M.J., Motta A.C., Gomes R.D. 1994 - *Geofísica em Levantamentos Geológicos no Brasil*. CPRM, Rio de Janeiro.