



Universidade de Brasília - UnB
Instituto de Geociências - IG

Dissertação de Mestrado Nº 475

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**Assinatura geofísica da ocorrência de Sulfeto Maciço da
Formação Digo-Digo e implicações para a seleção de alvos
potenciais no *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, GO.**

PEDRO AUGUSTO COSTA DO AMARAL

Área de concentração: Prospecção e Geologia Econômica

Orientador: Catarina Labouré Bemfica Toledo

Coorientador: Welitom Rodrigues Borges

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Aline Tavares Melo – UFMG (Membro Externo)

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira – UnB (Membro Interno)

Brasília
2021

PEDRO AUGUSTO COSTA DO AMARAL

**Assinatura geofísica da ocorrência de Sulfeto Maciço da
Formação Digo-Digo e implicações para a seleção de alvos
potenciais no *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, GO**

Dissertação de Mestrado Nº 475

Relatório apresentado ao Instituto de Geociências – IGD/UnB como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Prospecção e Geologia Econômica, para a obtenção do título de Mestre.

Orientador: Catarina Labouré Bemfica Toledo

Coorientador: Welitom Rodrigues Borges

Brasília
2021

FICHA CATALOGRÁFICA

Autor: Amaral, Pedro Augusto Costa do

Título: Assinatura geofísica da ocorrência de Sulfeto Maciço da Formação Digo-Digo e implicações para a seleção de alvos potenciais no Greenstone Belt Serra de Santa Rita, GO.

Número de Páginas: 101

Área de Concentração: Prospecção e Geologia Econômica

Orientador: Catarina Labouré Bemfica Toledo

Coorientador: Welitom Rodrigues Borges

“All progress takes place outside the comfort zone”

Michael J. Bobak

AGRADECIMENTOS

Primeiramente aos meus pais, Manoel e Zezé, pelo total apoio durante os últimos 28 anos mesmo não compreendendo bem minhas escolhas.

Agradeço imensamente aos meus orientadores Catarina Toledo e Welitom Borges, pelas conversas, ideias, orientações, conselhos, oportunidades e total suporte durante os últimos anos.

A profa. Adalene Moreira pela idealização do presente projeto, e por todo apoio dado a mim e a dissertação antes e durante meu período no PPG/IG – UnB.

A Beatriz, Raquel e Nick, por me suportarem durante os últimos anos.

A Brenda Borges, Arthur Charnobay, Luan Guimarães, Moara Maria, Victor Guedes e as turmas da disciplina de Métodos Elétricos 1/2018 e 1/2019 pela participação nos campos de aquisição dos dados elétricos.

Aos amigos e equipe de Geologia da Orinoco Gold (2018-2019): Samuel Machado, Thiago Vaz (Vassoura), Guilherme Teixeira e Luísa Barbosa, pelo convívio e suporte nas etapas pré- e pós-campo. Aos auxiliares de campo: Cicinho, Romes e Lucy, ao topógrafo Lucas de Jesus e ao técnico de mineração Dom Hoffman, pelo apoio durante a aquisição dos dados.

Ao Pércles pelo apoio e suporte durante as etapas de campo, sem ele essa e inúmeras dissertações do instituto de Geociências da Universidade de Brasília não seriam possíveis.

Ao IG – UnB pela oportunidade, e a todos os professores que de alguma forma contribuíram para minha formação. Tenho gratidão e apreço imenso pelo IG e por todos vocês.

Aos colegas e amigos que contribuíram positivamente com este trabalho: Hygor Viana Godoy, Eduardo Xavier Seimetz, Vicente de Paula Pinto e Caio Borges. E especialmente ao geofísico Darby Pereira Lima, pelas discussões, troca de ideias, sugestões e ensinamentos no Oasis Montaj.

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

AMARAL, PAC do. 2021. Assinatura geofísica da ocorrência de Sulfeto Maciço da Formação Digo-Digo e implicações para a seleção de alvos potenciais no *Greenstone Belt* Serra de Santa Rita, GO. Programa de Pós-Graduação em Geologia (Dissertação de Mestrado), IG/UnB, Brasília/DF, 101p.

Resumo

O Domínio Arqueano-Paleoproterozóico Crixás-Goiás (DCG) está situado na Província Tocantins, região centro-oeste do Brasil. Cerca de 80% do DCG corresponde a terrenos granito-gnáissicos arqueanos e o restante do bloco consiste em sequências supracrustais distribuídas em cinco *greenstone belts*. Os principais depósitos epigenéticos de ouro do centro-oeste do Brasil estão hospedados nestes *greenstone belts*, e são representados pelos depósitos de Crixás (7 Moz), Pilar (0.7 Moz), Guarinos (6.5Moz) e Faina (aprox. 500Koz). Além dos depósitos epignéticos, ocorrências singenéticas de ouro, ferro, manganês e metais base são conhecidas, mas ainda são pouco estudadas. Na porção sul do DCG, está situado o gresntone belt Serra de Santa Rita (GBSSR), onde ocorrências de ouro associadas a sulfetos maciços são conhecidas desde 1970, quando a empresa METAGO realizou os primeiros programas de exploração na região. No GBSSR, a porção basal é constituída por rochas vulcânicas ultramáficas que caracterizam a Formação Manuel Leocádio, seguidas por rochas vulcânicas máficas da Formação Digo-Digo, que contém lentes de rochas vulcânicas de composição intermediária a félsica. No topo da formação ocorrem horizontes exalativos compostos de metacherts com intercalações de filitos carbonosos, ricos em pirita e ouro. O prospecto Digo-Digo está a 5km da Cidade de Goiás, e estima-se que suas lentes de metavulcanoclásticas de composições intermediárias possam hospedar uma diversidade de depósitos VMS. Atualmente, descobertas de depósitos VMS exigem análises e intepretações sofisticadas. Métodos geofísicos e seus modelos de inversão 2D e 3D são amplamente utilizados na identificação e imageamento de corpos de minério com características físicas contrastantes como no caso de depósitos VMS. A presente pesquisa utilizou os métodos de polarização induzida (IP), magnético e medidas de susceptibilidade magnética in situ, na identificação das assinaturas geofísicas e detecção direta de alvos associados a ocorrências de sulfetos maciços. Os resultados foram divididos em dois artigos. O primeiro apresenta dados de IP nos domínios do tempo e da frequência, sobre exposições do horizonte exalativo presentes na confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho. A integração de seções 2D de IP no domínio do tempo e da frequência em um modelo ternário RGB possibilitou a identificação de extensas zonas com potencial para mineralizações sulfetadas. A partir do modelo RGB foi proposto um modelo prospectivo onde

identificou-se 4 potenciais alvos mais restritos em zonas geologicamente favoráveis para hospedar mineralizações. O segundo artigo apresenta inversões de dados magnéticos e de IP para detecção da assinatura geofísica de mineralizações em superfície ou reconhecidas por sondagem, e na geração de novos alvos. A partir de mapas magnéticos identificou-se que estruturas e lineamentos magnéticos apresentam localmente correlação com zonas mineralizadas inferidas em superfície. Medidas e modelos de susceptibilidade magnética demonstraram que zonas com valores acima de 0.003 SI podem ser prospectáveis para mineralizações associadas a sulfetos maciços, e a principal ambiguidade na interpretação desses dados pode ocorrer devido a magnetita-clorita xistos com valores de susceptibilidade similares aos dos sulfetos maciços. No modelo de inversão identificou-se 4 corpos com susceptibilidades superiores a 0.0049 SI que podem estar associadas a mineralizações. A mineralização previamente reconhecida por sondagem (GDD001), apresentou-se marginalmente a uma zona com contrastes magnéticos (>0.003 SI) e elétricos ($>40\text{mV/V}$) em seções 2D, associado a uma anomalia com cerca de 900m de extensão em planta. A maior susceptibilidade magnética do dado (0.049 a 0.502 SI), apresentou geometria circular sendo interpretada como uma intrusão não aflorante, com possível participação nos processos metalogenéticos da área. Os métodos aplicados nesta pesquisa, demonstraram eficiência na detecção das mineralizações já conhecidas e de alvos associados as ocorrências de Au-Cu em superfície. A eficiência destes métodos na detecção e identificação dessas mineralizações, podem ter implicações diretas para seleção de alvos nas unidades basais dos *greenstone belts* do DCG.

Palavras-chave: Formação Digo-Digo; *Greenstone belt* Serra de Santa Rita; Sulfetos maciços; Prospecção Geoelétrica; Prospecção mineral; Magnetometria

AMARAL, PAC do. 2021. Geophysical signature of the occurrence of massive sulfide of the Digo-Digo Formation and implications for target generation in the Greenstone Belt Serra de Santa Rita, GO. Graduate Program in Geology (Master Dissertation), IG/UnB, Brasília/DF, 101p.

Abstract

The Archean-Paleoproterozoic Crixás-Goiás Domain (CGD) is situated in the Tocantins Province, central-west region of Brazil. About 80% of the Crixás-Goiás Domain corresponds to archean granite-gneissic terrains, and the rest of the block consists of supracrustal sequences distributed in five Archean-Paleoproterozoic greenstone belts. The principal epigenetic gold deposits in the central-west portion of Brazil are within these greenstone belts, such as the mines of Crixás (7 Moz), Pilar (0.7 Moz), Guarinos (6.5Moz), and Faina (approx. 500Koz). In addition to the epigenetic deposits, syngenetic occurrences of gold, iron, manganese, and base metals in these terrains are known but are still under-researched. In the southern portion of the CGD is situated the Serra de Santa Rita greenstone belt, where gold occurrences associated with massive sulfides have been known since the 1970s when the company Metais de Goiás (METAGO) carried out the first exploration program in the region. In the Serra de Santa Rita greenstone belt, the basal portion consists of volcanic rocks of ultramafic composition that characterize the Manuel Leocádio Formation, followed by mafic volcanic rocks of the Digo-Digo formation, which contains intermediate to felsic volcanic rock lenses. At the top occurs metric exhalative horizons composed of metacherts with intercalations of carbonaceous phyllites, rich in pyrite and gold. The Digo-Digo Formation has located 5 km from the City of Goiás, its metavolcaniclastic lenses of intermediate compositions with extensions above 3km have great potential for host a diversity of VMS-type deposits. Today, new mineral discoveries require sophisticated analysis and interpretation. Recently, 2-D and 3-D inversions of geophysical data were applied to the identification and imaging of ore bodies with contrasting physical properties, such as massive volcanogenic sulfide (VMS) deposits, that ore properties are very different from the properties of their host rocks. The present research applied induced polarization (IP), resistivity, ground magnetometry, and magnetic susceptibility measurements to identify geophysical signatures and detect targets associated with massive sulfide occurrences in the Digo-Digo Formation. The results obtained were divided into two articles. The first article presents time and frequency domain electrical data acquired over the exhalative horizon of the Digo-Digo Formation, positioned at the confluence of the Digo-Digo Creek with

the Vermelho River. The IP data integration (time and frequency domain) in a ternary RGB model permitted the identification of extensive zones with potential for sulfide mineralization. Then a geological-geophysical section was designed based on the RGB model, where were identified four restricted targets in geologically favorable zones. The second article presents 2D and 3D inversions of magnetic and IP data to detect the geophysical signature of massive sulfides occurrences and generate new potential targets. In the magnetic maps, magnetic structures and lineaments presented a locally good correlation with inferred mineralized zones on the surface. Magnetic susceptibility measurements and models demonstrated that zones with values above 0.003 SI might be prospective for massive sulfides. The magnetic susceptibility measures show that ambiguities in magnetic data interpretation can occur due to magnetite-chlorite schists with similar susceptibility values to obtained for massive sulfides. The susceptibility models permitted the identification of four magnetic bodies (targets) with values greater than 0.0049 SI that might be associated with surface mineralizations in the area. The massive sulfide zone tested by drilling (drill hole GDD001), is located marginally a strong magnetic ($>0.003\text{SI}$) and chargeability ($>40\text{mV/V}$) anomalies in 2D sections and corresponded in the susceptibility model to a 900m length magnetic body (plan view). The highest magnetic susceptibility anomaly presented a circular geometry interpreted as a non-outcropping intrusion, maybe with a role in the metallogenic processes. The geophysical methods applied in this research demonstrated efficiency in the direct detection of known mineralizations and new prospective targets associated with massive sulfide occurrences. The efficiency of these methods in detecting and identifying the geophysical signature of these Au-Cu occurrences can have direct implications for target generation in the basal units of the greenstone belts of Crixás-Goiás Domain.

Keywords: Digo-Digo Formation; Serra de Santa Rita Greenstone belt; Massive Sulfides; Geoelectrical Prospecting; Mineral Exploration; Magnetic data

SUMÁRIO

Resumo	6
Abstract.....	8
CAPÍTULO I – Introdução	1
1.1 INTRODUÇÃO.....	1
1.2 OBJETIVOS GERAIS.....	3
1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	3
CAPÍTULO II – Métodos Geofísicos Aplicados a Exploração de Depósitos do Tipo VMS.....	5
2.1 INTRODUÇÃO.....	5
2.2 DEPÓSITOS VMS	6
2.2.1 Definição.....	6
2.2.2 Geometria e Estilo de Mineralização	6
2.2.3 Tipos de VMS	7
2.2.4 Características do Minério	8
2.3 GEOFÍSICA APLICADA AO ESTUDO DA GEOMETRIA DE CORPOS DE MINÉRIO	10
2.3.1 Geofísica na Exploração Mineral	10
2.3.2 Principais Métodos Aplicados a Depósitos VMS.....	11
CAPÍTULO III – MATERIAIS E MÉTODOS	14
3.1 Mapeamento Geológico	15
3.2 Descrição, Petrografia e Medidas de Susceptibilidade de Testemunhos de Sondagem	15
3.3 Magnetometria Terrestre	16

3.3.1 Aquisição dos dados.....	16
3.3.2 Processamento	17
3.3.3 Inversão dos dados.....	18
3.4 Eletrorresistividade e Polarização Induzida.....	20
3.4.1 Aquisição dos dados.....	20
3.4.2 Processamento	21
3.4.3 Modelagem e inversão	22
CAPÍTULO IV	24
Artigo 1: Electrical prospecting of gold mineralization in Digo-Digo VMS ocurrence, Central Brazil	24
4.1 INTRODUÇÃO.....	25
4.2 GEOLOGIA REGIONAL	27
4.2.1 Domínio Crixás-Goiás	27
4.2.2 <i>Greenstone belt</i> Serra de Santa Rita.....	29
4.2.3 Formação Digo-Digo	29
4.2.4 Geologia Local – Área do Levantamento	30
4.2.5 Revisão da Exploração.....	33
4.3 METODOLOGIA.....	34
4.3.1 Aquisição de Dados	34
4.3.2 Modelagem Inversa	36
4.4 RESULTADOS.....	39
4.4.1 Eletrorresistividade.....	39
4.4.2 Cargabilidade	39
4.4.3 Fator Metal	41

4.4.4 Integração de dados	41
4.5 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	43
4.6 AGRADECIMENTOS.....	46
4.7 REFERÊNCIAS	46
CAPÍTULO V	53
Artigo 2: Geophysical signatures of gold rich-volcanogenic massive sulphides (Au-VMS) of Digo-Digo Formation and implications for target generation in Serra de Santa Rita Greenstone belt, Central Brazil.....	53
5.1 INTRODUÇÃO.....	53
5.2 CONTEXTO GEOLÓGICO	54
5.2.1 Domínio Crixás-Goiás (DCG).....	55
5.2.2 Greenstone Belt Serra de Santa Rita.....	56
5.2.3 Formação Digo-Digo	57
5.3 DADOS GEOLÓGICOS.....	58
5.3.1 Geologia da Área de Estudo.....	58
5.3.2 Estilo de Mineralização (Bore hole GDD001)	62
5.4 AQUISIÇÕES E PROCESSAMENTOS DE DADOS GEOFÍSICOS.....	64
5.4.1 Eletrorresistividade e Polarização Induzida	64
5.4.2 Dados Magnéticos	65
5.4.3 Inversão dos Dados Magnéticos	67
5.4.4 Medidas de Susceptibilidade Magnética	68
5.5 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	69
5.5.1 Modelos Elétricos (Seções 2D).....	69
5.5.2 Mapas Magnéticos.....	71

5.5.3 Medidas e Modelo de Susceptibilidade Magnética	75
5.5.4 Integração Dados Elétricos e Magnéticos – Seções 2D (MZ4)	77
5.5.5 Alvos Potenciais.....	78
5.5 CONCLUSÕES.....	80
5.6 AGRADECIMENTOS.....	81
5.7 REFERÊNCIAS	81
CAPÍTULO VI – Discussões e Conclusões.....	87
CAPÍTULO VI – Referências Bibliográficas.....	90

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1.1 - Mapa Geológico do Greenstone Belt Serra de Santa Rita (Escala 1:100.000), com a área de estudo delimitada (modificado de Baeta, 2000).....</i>	2
<i>Figura 2.1 - Representação esquemática das classificações litológicas de depósitos VMS, modificado de Barrie e Hannington (1999) por Franklin et al., (2005), com a adição do híbrido bimodal félsico como um sub-tipo epitérmal de VMS bimodal-félsico. (Galley et al., 2007)....</i>	8
<i>Tabela 2.1. - Tabela das principais propriedades físicas contrastantes de minerais de minério e das rochas hospedeiras em depósitos do tipo VMS.....</i>	9
<i>Figura 2.2. - Custo aproximado por km² de diferentes tipos de aquisições geofísicas aplicadas a depósitos VMS e variação aproximada com o tamanho da área de aquisição (modificado de Dentith e Mudge, 2014).....</i>	11
<i>Tabela 2.2- Métodos Geofísicos aplicados a prospecção de depósitos VMS e sua respectiva efetividade. Os métodos variam de alta a moderada efetividade na detecção direta e identificação do arcabouço geológico (Morgan, 2012).....</i>	12
<i>Figura 3.1 – Mapa geológico 1:30.000 da Formação Digo-Digo, com posição do furo de sondagem GDD001, linhas de eletrorresistividade e IP e área de recobrimento dos dados de magnetometria terrestre.</i>	14
<i>Figura 3.2- (a) Susceptibilímetro magnético modelo MPP-EM2S+ (GDD Instrumentation). Testemunho de sondagem GDD-001: (b) Nível de 0.20cm amostrado para petrografia e (c) Testemunho de sondagem GDD-001 com níveis variáveis de preservação.....</i>	16
<i>Figura 3.3 – Fluxograma de processamento dos mapas magnéticos.</i>	18
<i>Figura 4.1. – (A) Delimitação do Brasil com localização do polígono da Figura 1B. (B) Cenário geotectônico e principais subdivisões da província de Tocantins, Brasil Central, com destaque para posição do Domínio Crixás-Goiás na Faixa Brasília (modificado de Jost et al., 2013). (C) Mapa do estado de Goiás, com delimitação do DCG. (D) Limites e subdivisão do DCG, polígono vermelho representa a área da Figura 2 (modificado de Jost et al., 2014) ..</i>	28
<i>Figura 4.2. - Mapa geológico do greenstone belt Serra de Santa Rita, referente ao polígono delimitado na figura 1D (modificado de Borges et al., 2017), a área de estudo corresponde a ocorrência de sulfeto maciço no mapa (estrela vermelha).</i>	30
<i>Figura 4.3 – (A) Camada de metachert carbonoso com centimétricos níveis de sulfeto maciço. (B) Detalhe da figura 2a, com níveis maciços de pirita grossa. (C) Seção polida de metachert com níveis de sulfeto maciço, com composição modal de 35-45% pirita e 45-55% quartzo. (D) Afloramento de ocorrência dos níveis de sulfetos maciços com mudança de direção na foliação, indicando dobramento decamétrico. (E) Mapa geológico de detalhe da região de confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho.</i>	32
<i>Figura 4.4 – (A) Resistivímetro Syscal Pro 72, preparado para aquisições de medidas de cargabilidade. (B) Eletrodo de aço inox conectado a multi-cabo para execução das medidas de resistividade (250 e 1000ms). (C) Disposição da linha no momento de aquisição de cargabilidade, na margem nordeste do Rio Vermelho. (D) Posição do Syscal Pro durante a</i>	

aquisição dos dados de resistividade (250 e 1000ms), na margem sudoeste do Rio Vermelho. (E) Configuração espacial da linha de levantamento elétrico..... 35

Figura 4.5- Distribuição dos pontos de resistividade elétrica obtidos na região do Córrego Digo-Digo. Seções de dados brutos e filtrados, obtidos com períodos de amostragem de 250ms, 1000ms e 2000ms. (A) 250ms – raw data. (B) 250ms – filtered data. (C) 1000ms – raw data. (D) 1000ms – filtered data. (E) 2000ms – raw data. (F) 2000ms – filtered data. 36

Figura 4.6 – (A) Pontos de amostragem de dados de cargabilidade com falta de amostragem apenas na passagem do Córrego Digo-Digo – 210 metros. (B) Pontos de amostragem após a filtragem. Curvas de decaimento do potencial elétrico dos dados brutos (C) e dos dados após a filtragem (D)..... 37

Figura 4.7 - Modelos de resistividade elétrica obtidos com ciclos de corrente de 2000ms (A), 1000ms (B), e 250ms (C). (D) Modelo geofísico-geológico da seção 2D elaborado a partir da integração dos dados de eletrorresistividade e dados geológicos de superfície 40

Figura 4.8- Modelos elétricos: (A) Cargabilidade (IP domínio do tempo), (B) Fator metal domínio do tempo e (C) Fator Metal domínio da Frequência. 42

Figura 4.9 – (A) Modelo ternário composto pela integração dos resultados 2D de resistividade elétrica, cargabilidade e fator metal (domínio da frequência). Ternário elétrico (RGB), zonas com maior potencial para hospedar minerais metálicos são realçadas pelas cores arroxeadas/rosadas. (B) Modelo de prospectivo para a região da confluência do Córrego Digo-Digo com Rio vermelho, zonas com alto potencial para hospedar minerais metálicos estão destacadas em vermelho. Zonas alvos mais restritas (t1, t2, t3 e t4) estão identificadas por círculos de cor laranja..... 45

Figura 5.1 - (a) Localização da porção norte da Faixa Brasília. (b) Mapa geológico da porção centro-norte da Faixa Brasília (modificado de Cordeiro e Oliveira 2017, Borges et al., 2021). (c) Domínio Crixás-Goiás (modificado de Jost et al., 2014). (d) Greenstone belt Serra de Santa Rita com destaque para área de estudo e ocorrência de sulfeto maciço (modificado de Baeta et al., 1989 e Borges et al., 2017)..... 58

Figura 5.2 - Mapa geológico de detalhe da Formação Digo-Digo na área de estudo, com indicação da área de recobrimento dos dados magnéticos e elétricos, e posição furo de sondagem GDD001. 59

Figura 5.3 - Litotipos da formação Digo-Digo na área de estudo. (A) Intercarlação de filitos e metacherts carbonosos com texturas boxworks, próximo ao contato com as metaultramáficas da Fm. Manoel Leocádio. (B) Dobras métricas fechadas a apertadas em intercalações centimétricas de metacher e filitos carbonosos. (C) Amostra de talco-tremolita-clorita xisto com magnetita pertencente a lente de metaultramáficas da Fm. Digo-Digo. (D) Ocorrência de gossans silicificados com trend N40°W, próximo a Fazenda Paraíso (porção oeste da área). (E) Metadiorito com cristais euhedrais de pirita oxidada. (F) Afloramento de metatuffo com porções oxidadas. 61

Figura 5.4 - (a) Metatuffo com vênula centimétrica de carbonato com pirrotita, calcopirita e pirita subordinada. (b) Biotita-clorita-xisto com lentes de carbonato e pirita euhédrica disseminada. (c) Clorita- quartzo xisto com cristais euhedrais grossos de magnetita. (d) Mineralização principal, nível de sulfeto semi-maciço associado a silicificação composto por

pirrotita, calcopirita e pirita (20 a 20.65m de profundidade). (e) Hanging wall da 2ª zona mineralizada, possível brecha com matriz cloritica e veios centimétricos de turmalina. (f) Contato do Metatuffo com alteração hidrotermal pervasiva da 2ª zona mineralizada. (g) Contato da 2ª zona mineralizada com metatuffos, com presença de ouro visível. (h) Stringer composto por quartzo, pirrotita, calcopirita e pirita disseminados..... 63

Figura 5.5 - (a) Resistivímetro multi-eletródico modelo SYSCAL PRO 72, conectado aos eletrodos de injeção de corrente e de potencial; (b) Cabos utilizados na aquisição de dados de cargabilidade; (c) Eletrodo de potencial de PVC, conectado a cabo; (d) Eletrodo de injeção de corrente (aço inox). 65

Figura 5.6 - Seções de resistividade elétrica (A), cargabilidade (B) e Fator Metal (C), obtidos após a modelagem inversa no software Res2dinv, com a indicação de anomalias associadas às MZS 4 e 6..... 70

Figura 5.7 - Seções de resistividade elétrica (A), cargabilidade (B) e Fator Metal (C), obtidos após a modelagem inversa no software Res2dinv, com a indicação de anomalias associadas às MZs 1, 2 e 4. 71

Figura 5.8 - Mapas magnéticos: (a) CMA, (b) CMA – UPC20, (c) AGHT e (d) ASA, com zonas mineralizadas inferidas (MZs) e indicação das principais anomalias magnéticas identificadas no dado. 72

Figura 5.9 - Mapas magnéticos: (a) Dz, (b) TDR, (c) Dy e (d) mapa de lineamentos magnéticos. 74

Figura 5.10 - Produtos obtidos pelo matched filtering realçando o topo das fontes magnéticas em profundidades distintas: (a) fontes rasas (13.27m), (b) fontes intermediárias (36.22m), (c) fontes rasas (13.27m) e (d) espectro da potência..... 75

Figura 5.11 – (a) Gráfico bloxpot e tabela com medidas estatísticas das medidas de susceptibilidade magnética obtidas no testemunho de sondagem GDD001. (b) MVI apenas com valores inferiores a 0.003SI, referente ao possível background da área. (c) MVI apenas com valores superiores a 0.003SI realçando anomalias com potencial de associação com sulfetos maciços. 77

Figura 5.12 – (a) MVI com recorte horizontal na cota de 565m, realçando principais alvos rasos (anomalias) da área. Com posição da Linha I e do perfil A-A'. (b) Modelo de isosuperfícies de susceptibilidade magnética com potenciais alvos assinalados. (c) Seções 2D, correspondente ao perfil A-A' da figura 5.12a: eletrorresistividade, cargabilidade, fator metal e susceptibilidade magnética (de cima para baixo). 79

CAPÍTULO I – Introdução

1.1 INTRODUÇÃO

O éon arqueano representa mais de um terço da história da Terra e foi um período prolífico para a formação de depósitos de sulfetos maciços vulcanogênicos (VMS- Volcanogenic Massive Sulphides; Franklin et al., 2005). Aproximadamente 8% da tonelagem global de VMS (produção, reservas e recursos) está em depósitos de idade arqueana. Dado o baixo grau de preservação da crosta arqueana (Veiser, 1988), a abundância dos depósitos VMS com esta idade é notável (Mercier-Langevin et al., 2013).

Os depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico (VMS), normalmente ocorrem como lentes de sulfeto maciço polimetálico ricas em Cu, Zn, Pb, Au, Ag que se formam em ambientes vulcânicos submarinos.

Na porção centro-oeste do Brasil, o Domínio Arqueano-Paleoproterozóico Crixás-Goiás (DCG) hospeda nos seus terrenos *greenstone belts* os principais depósitos epigenéticos de ouro da região. O potencial das mineralizações para ocorrência de depósitos de ouro nos *greenstone belts* do DCG, pode ser exemplificada pelos depósitos de Crixás (7 Moz), Pilar (0.7 Moz), Guarinos (6.5Moz) e Faina (Sertão e Cascavél, aprox. 500Koz) (Bogossian et al., 2020). Além dos depósitos epigenéticos, ocorrências singenéticas de ouro, ferro, manganês e metais base nesses terrenos são conhecidas, mas ainda são pouco estudadas (Jost et al., 2014).

Uma ocorrência de ouro, associada a depósito do tipo VMS, foi identificada no *greenstone belt* Serra de Santa Rita na década de 1970 pela Metais de Goiás S.A. (METAGO), que realizou o primeiro programa de exploração na região (Jost et al. 2014).

Em 2011, a Yamana Gold Inc. adquiriu o direito de pesquisa e iniciou a exploração na região do Córrego Digo-Digo. Atualmente, a região está em fase inicial de pesquisa com trabalhos de exploração realizados pela empresa Orinoco Gold.

O prospecto localiza-se 5km ao norte da Cidade de Goiás, associado a uma lente de metavulcanooclásticas félsicas do Membro Superior da Formação Digo-Digo com cerca de 17 km de comprimento, segundo NW, e 4 km de largura média, segundo NE (**Figura 1.1**). No topo da Formação são reconhecidos horizontes exalativos métricos compostos de metacherts

bandados com filitos carbonosos, ricos em pirita e ouro, ou de intervalos de pirita maciça foram identificados nas margens do Digo-Digo (Resende et al. 1999, Jost et al. 2014).

Atualmente, novas descobertas de depósitos VMS exigem análises e interpretações sofisticadas. Na última década, métodos geofísicos vêm sendo amplamente utilizados na exploração mineral para detecção de depósitos minerais. A aplicação de inversões 2-D e 3-D são utilizadas para identificação e imageamento da geometria de potenciais corpos de minério com propriedades físicas contrastantes, como no caso de depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico (VMS), onde as propriedades físicas são muito distintas das propriedades de suas encaixantes (Morgan, 2012).

A principal motivação do presente trabalho é verificar a eficácia dos métodos de polarização induzida e magnetometria na identificação das assinaturas geofísicas das ocorrências de sulfeto maciço ou na detecção direta de potenciais mineralizações no *greenstone belt* Serra de Santa Rita. Além disso, objetiva-se fomentar a realização de novas pesquisas na região, com aplicação de métodos geológicos, geofísicos, geoquímicos e geocronológicos modernos, que auxiliem no entendimento das mineralizações existentes na sequência vulcânica do *greenstone belt* Serra de Santa Rita.

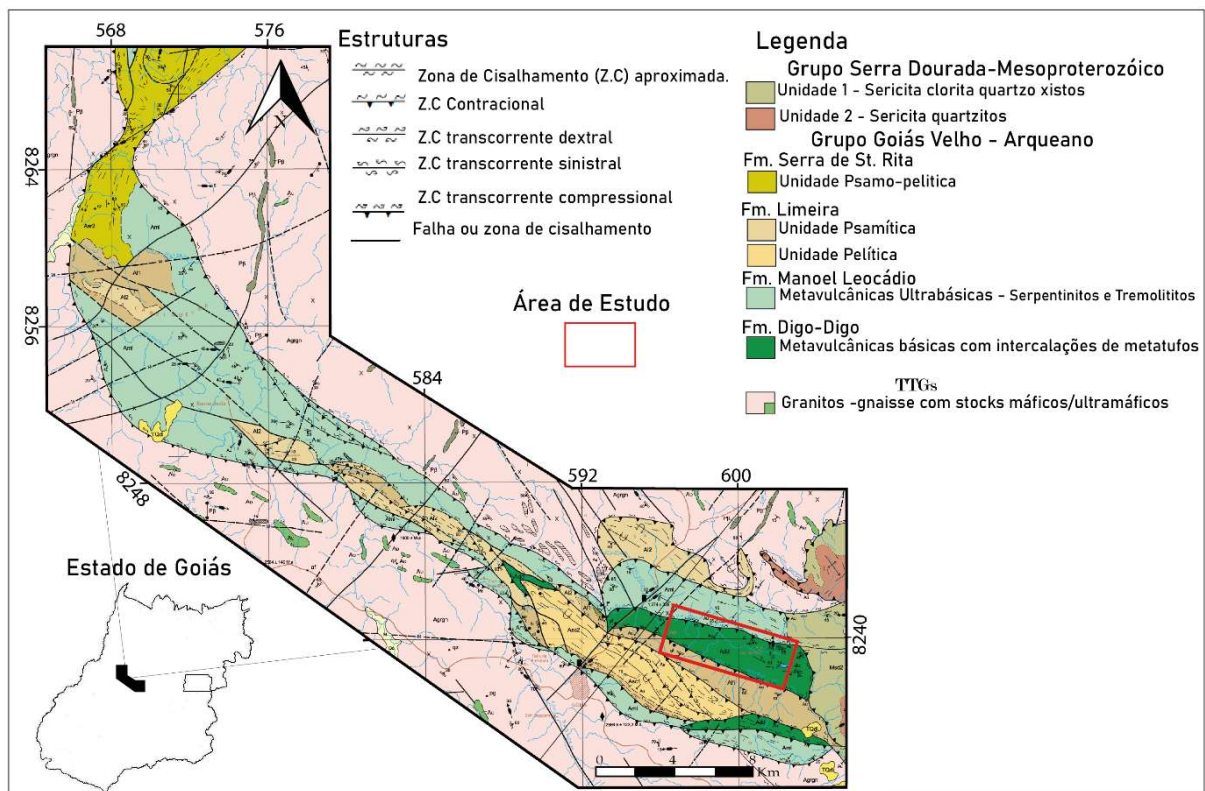


Figura 1.1 - Mapa Geológico do Greenstone Belt Serra de Santa Rita (Escala 1:100.000), com a área de estudo delimitada (modificado de Baeta, 2000).

1.2 OBJETIVOS GERAIS

O objetivo central deste projeto é a detecção direta e identificação da assinatura geofísica das ocorrências de sulfetos maciços hospedados nas rochas vulcânicas e em horizontes exalativos da Formação Digo-Digo, a partir da integração de dados magnéticos, elétricos, geológicos e de susceptibilidade magnética.

Como objetivos específicos propõem-se:

- Mapeamento geológico com integração de dados históricos, priorizando a área de ocorrências das rochas metavulcânicas, vulcanoclásticas, horizontes exalativos e lentes de sulfeto maciço na Formação Digo-Digo;
- Processamento e interpretação de dados magnéticos terrestres, objetivando reconhecer possíveis estruturas locais e regionais associadas as mineralizações e/ou detecção direta de potenciais alvos exploratórios;
- Inversão e modelagem dos dados magnéticos, para geração de modelos 3D de susceptibilidade magnética e identificação de potenciais corpos de alta susceptibilidade associados a níveis de sulfetos maciços;
- Aquisição, processamento, inversão e interpretação de dados de IP no domínio do tempo e da frequência;
- Aferição de medidas de susceptibilidade magnética e descrição das amostras em testemunho de sondagem, para auxílio na interpretação dos modelos geofísicos;
- Verificação da aplicabilidade da combinação dos métodos de polarização induzida e magnetometria terrestre como uma estratégia de exploração eficiente na detecção de alvos associados a sulfetos maciços na Formação Digo-Digo.

1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

O presente trabalho está estruturado em seis capítulos principais. O primeiro capítulo apresenta os aspectos introdutórios para entendimento dos objetivos e estruturação da dissertação.

O capítulo 2, aborda brevemente as características físicas de corpos de minério do tipo VMS, e a aplicabilidade e limitações dos métodos geofísicos na detecção e/ou imageamento desses corpos. O capítulo 3, detalha os materiais e métodos utilizados na aquisição e processamento dos dados levantados na presente pesquisa.

Os capítulos 4 e 5 correspondem a dois artigos a serem submetidos para publicação após avaliação e recomendações da banca examinadora.

O primeiro artigo (capítulo 4), a ser submetido para *Journal of Applied Geophysics* tem como principal objetivo a análise da resposta, eficácia e integração dos métodos de polarização induzida nos domínios do tempo e da frequência para identificação das lentes de sulfeto maciço (exalitos) expostas na confluência do córrego Digo-Digo com o rio Vermelho, correspondente ao topo da Formação Digo-Digo.

O segundo artigo ainda em estágio de preparação (capítulo 5), apresenta a caracterização das propriedades físicas do minério e suas encaixantes (susceptibilidade magnética) e os resultados de inversões de dados magnéticos e elétricos (domínio do tempo), com objetivo de testar a eficácia dos métodos supracitados na detecção direta das mineralizações já conhecidas na Formação Digo-Digo e na identificação novos alvos potenciais. A revista para submissão do segundo artigo ainda será definida.

CAPÍTULO II – Métodos Geofísicos Aplicados a Prospecção de Depósitos do Tipo VMS.

2.1 INTRODUÇÃO

Os depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico (VMS) apresentam grande importância econômica como fonte de metais base (Cu, Pb, Zn), metais preciosos (Ag, Au) e fontes significativas de Co, Sn, Se, Mn, Cd, In, Bi, Te, Ga e Ge (Galley et al., 2007; Koski et al., 2012; Tornos et al., 2015). Devido ao seu conteúdo poli metálico, os depósitos VMS continuam a ser um dos tipos de depósito mais desejáveis em termos de segurança contra a flutuação de preços dos diferentes metais (Galley et al., 2007).

Atualmente, em distritos VMS bem conhecidos, novas descobertas exigem análises e interpretações sofisticadas para as quais a informação superficial ou próxima da superfície não é suficiente. Se testemunhos de sondagem fornecem informações extremamente precisas localmente, a geofísica fornece uma visão mais ampla e tem a capacidade de detectar alvos com potencial em profundidades consideráveis (Astic e Choteau, 2018).

Métodos geofísicos apresentam resultados apreciáveis em depósitos do tipo VMS, devido ao forte contraste geofísico causado por diferenças das propriedades químicas e físicas entre a rocha encaixante e a zona mineralizada. As principais propriedades físicas da terra geradoras de contraste nestes depósitos são: susceptibilidade e intensidade magnética, densidade, condutividade e velocidade acústica (Morgan, 2012).

Nas últimas décadas, o aumento do poder computacional e os avanços na teoria matemática para otimização se combinaram para produzir novos algoritmos para realizar a inversão de dados geofísicos e recuperar modelos 1D, 2D ou 3D das propriedades físicas da Terra (Oldenburg, 1998).

Os trabalhos aplicados à exploração mineral atualmente, utilizam modelos de inversão 2-D e 3-D das propriedades físicas da Terra. Os resultados desses modelos demonstram a eficácia do método tanto na delimitação da geometria de depósitos já conhecidos por sondagem como na identificação de novos e potenciais corpos de minério em distritos minerais (e.g. Leão-Santos et al., 2016; Melo et al., 2016; Tavakoli et al., 2016).

Os modelos de inversão podem trazer informações da geometria de corpos mineralizados, e seu uso pode auxiliar em diversas etapas da prospecção mineral, como na locação de furos de

sondagem, reconhecimento de anomalias em dados regionais, delineamento de ocorrências e até mesmo dar suporte no desenvolvimento de minas (Philips et al., 2001).

Em programas de exploração mineral, a aplicação de métodos geofísicos inadequados a áreas de interesse, podem ocasionar desperdício de tempo e recursos, dessa forma atrasando ou impossibilitando a descoberta mineral. Por isso, o entendimento das aplicações e limitações de métodos geofísicos em determinados tipos de depósitos devem ser analisadas e compreendidas.

A escolha do levantamento geofísico correto, pode gerar modelos de inversão de dados com melhores e mais confiáveis resultados para delimitação da geometria de corpos de interesse ou geração de novos alvos. O objetivo deste capítulo é revisar a aplicabilidade e limitações dos métodos geofísicos aplicados a prospecção de corpos de minério do tipo VMS e suas respectivas encaixantes.

2.2 DEPÓSITOS VMS

2.2.1 Definição

Os depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico (VMS) também são conhecidos como depósitos de sulfetos maciços hospedados por rochas vulcânicas ou vulcano-sedimentares (VHMS). Estes depósitos normalmente ocorrem como lentes de sulfeto maciço polimetálico (ricas em Cu, Zn, Pb, Au, Ag) que se formam em fundo oceânico ou próximo dele, em ambientes vulcânicos submarinos. São gerados a partir da descarga focalizada de fluidos hidrotermais quentes e ricos em metais, associados à convecção hidrotermal de assoalho oceânico. Por esta razão, os depósitos VMS são classificados sob o título geral de Depósitos “Exalativos” (Galley et al., 2007).

2.2.2 Geometria e Estilo de Mineralização

Os depósitos VMS apresentam-se tipicamente como corpos maciço (tipo *mound*) ou em estrutura stratabound, são compostos principalmente por sulfetos (> 40%), quartzo e filosilicatos (e.g. clorita e sericita) e subordinadamente óxidos de ferro.

Esses corpos estratificados são tipicamente limitados por sistemas de veios do tipo *stockworks* discordantes a semi concordantes e sulfetos disseminados. Os sistemas de veios *stockwork*, ou *pipes*, são envolvidos por halos de alteração distintos, que podem se estender até os estratos das rochas encaixantes posicionadas acima do depósito VMS (Galley et al., 2007).

As lentes de sulfeto maciço (tipo *mound*), possuem uma ampla gama de geometrias, comumente com larguras e comprimentos aproximadamente iguais (aprox. 100–300 m) e espessuras muito menores (Slack, 2012). O *stockworks* geralmente ocorrem no *footwall* estratigráfico dos depósitos de sulfeto maciço e representam a zona de alimentação através da qual fluidos hidrotermais se elevavam em direção ao assoalho oceânico (Franklin et al., 2005). A espessuras dos *stockworks* variam de dezenas de metros a centenas de metros em alguns depósitos. Em áreas relativamente não deformadas, os *stockworks* geralmente têm uma forma de funil inversa; outros formam uma estrutura em tubo (Slack, 2012). Além das lentes de sulfeto maciço (tipo *mound*), os *stockworks* em diversos depósitos possuem importância econômica (e.g. Kuroko, Noranda, Quebec), já as mineralizações disseminadas principalmente no *footwall* são comumente consideradas sub econômicas.

2.2.3 Tipos de VMS

O principal sistema de classificação de depósitos VMS, divide-os em 6 principais classes. A divisão foi sugerida por Barrie e Hannington (1999), e posteriormente modificada por Franklin et al., (2005). Este sistema classifica os depósitos de VMS por suas rochas hospedeiras, que inclui todos os estratos dentro de uma sucessão de rochas encaixantes, definindo um evento estratigráfico de tempo distinto (Franklin et al., 2005).

Os seis grupos diferentes são: bimodal-máfico, *back-arc* máfico, pelítico-máfico, bimodal-félsico, félsico-siliciclástico e híbrido bimodal félsico. Este último é considerado um modelo híbrido que representa o cruzamento entre um VMS e uma mineralização epitermal de águas rasas (Galley et al., 2007; **Figura 2.1**).

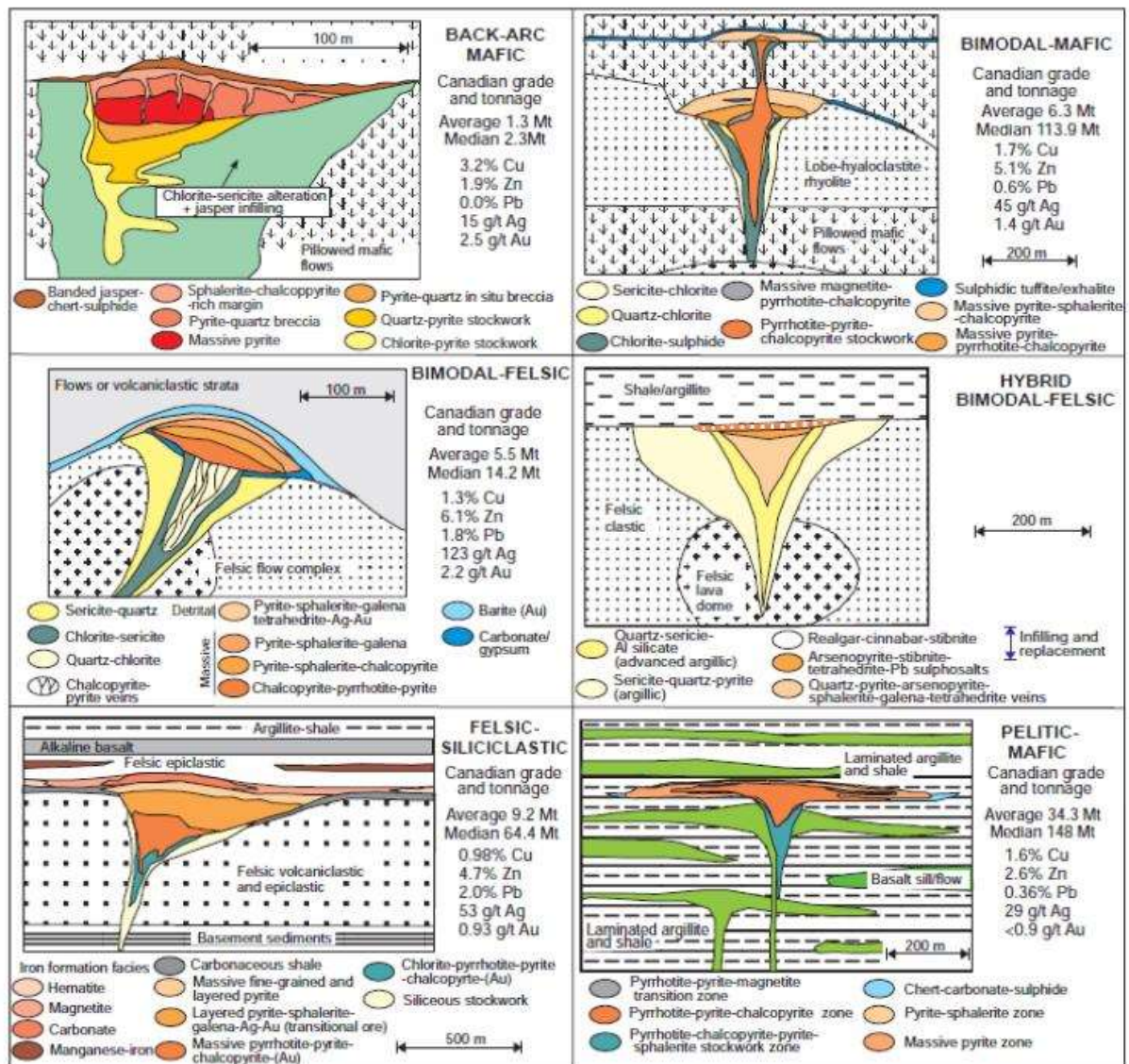


Figura 2.1 - Representação esquemática das classificações litológicas de depósitos VMS, modificado de Barrie e Hannington (1999) por Franklin et al., (2005), com a adição do híbrido bimodal félsico como um sub-tipo epitermal de VMS bimodal-félsico. (Galley et al., 2007).

2.2.4 Características do Minério

O minério é composto principalmente por sulfeto maciço (>40% de sulfetos), e a composição mineralógica dominante na maioria dos minérios de depósitos VMS é simples. Em todos os subtipos de depósito, o sulfeto mais abundante é pirita ou pirrotita. Em seguida, calcopirita e esfalerita, ocorrem em quantidades variáveis, em alguns depósitos, estes sulfetos excedem as concentrações do teor de sulfeto de ferro. Outro mineral principal é a galena, que ocorre principalmente em depósitos associados a rochas bimodal-félsicas e siliciclásticas-félsicas (Koski, 2012).

As rochas vulcânicas e sedimentares que tipicamente hospedam as mineralizações do tipo VMS podem incluir lavas, tufos, folhelhos, siltitos e/ou arenitos e seus equivalentes metamorfizados. Conglomerados sedimentares são incomuns a raros. Brechas vulcânicas e rochas piroclásticas fragmentadas são as rochas hospedeiras de muitos depósitos, refletindo a proximidade das fontes hidrotermais aos centros vulcânicos (e.g. Franklin et al., 2005; Galley et al., 2007).

Em muitos casos, depósitos de sulfeto maciço ocorrem ao longo ou perto de domos riólíticos brechados, que estão bem documentados em diversos campos VMS, como o distrito de Hokoruko no Japão e no distrito Noranda de Quebec (Slack, 2012). As rochas encaixantes e os minerais de minério que compõe depósitos VMS, apresentam fortes contrastes geofísicos por vezes com diferenças superiores a 2 vezes o valor da mesma propriedade física (e.g. densidade), os principais valores das propriedades das encaixantes e dos minerais de minério estão compilados na **Tabela 2.1**.

Minerais de minério	Densidade (g/cm ³)	Susceptibilidade (SIx10 ⁻³)	Resistividade (ohm.m)	Cargabilidade (ms)	Valor IP (mV/V)
Pirita (FeS ₂)	4.9 - 5.2	0.05 - 5	1 - 300	Rochas com 2 - 8% de sulfetos: 500 - 1000ms	Rochas mineralizadas com 2 a 8% de sulfetos : 45 - 100mV/V
Galena (PbS)	7.4 - 7.6	0.05 - 5	0.1 - 300	Rochas com 8- 20% de sulfetos: 1000 - 2000ms	Rochas mineralizadas com 8 a 20% de sulfetos : 100 - 200mV/V
Pirrotita (Fe _{1-x} S)	4.5 - 4.8	3200*	0.000014 - 0.0002	Rochas com 20% de sulfetos: 2000 - 3000ms	
Esfalerita (Zn,Fe)S	3.5 - 4.0	0.7*	0.75 - 130		
Calcopirita (CuFeS ₂)	4.1 - 4.3	0.4*	0.0001 - 1		
Rochas Hospedeiras					
Riolito	2.35 - 2.7	0.2 - 35	25.000*	8 - 20	5 - 45**
Andesito	2.4 - 2.8	160*	170 - 45.000		5 - 45**
Tufo	2.3 - 2.7	6*	2000 - 100.000	300 - 800	25 - 80
Filito	2.74*	0- 35 (6*)	10 - 800	3 - 10	5 - 50
Arenito	1.61 - 2.76	0 - 20 (0.4*)	5 - 1000	3 - 12	5 - 50
Basalto (Lavas)	2.8- 3.0	10*	100 - 50.000	100 - 500	5 - 45**

* Valor médio da propriedade física.

**Range de valores referente a rochas vulcânicas densas e terrenos Greenstonebelts.

Compilado de Telford (1990), Thomas et al (2000), Ford et al (2007), Loke (2010), Morgan (2012), Dentith & Mudge (2014) e Sun & Li (2015).

Tabela 2.1. - Tabela das principais propriedades físicas contrastantes de minerais de minério e das rochas hospedeiras em depósitos do tipo VMS.

2.3 GEOFÍSICA APLICADA A DETECÇÃO DE DEPOSITOS VMS

2.3.1 Geofísica na Exploração Mineral

Os programas de exploração mineral efetivos podem maximizar o uso apropriado de tecnologias de maneira benéfica. Isto reduz os custos e otimiza a realização da sondagem. Também, reduz riscos e aumenta a velocidade das descobertas (Philips et al., 2001).

Os dados geofísicos são extremamente úteis em programas de exploração mineral. Isso se tornou mais evidente nas últimas décadas devido ao aumento da capacidade de inverter dados geofísicos para produzir modelos estimados de propriedades físicas em subsuperfície. Esses modelos, juntamente com os valores das propriedades físicas medidas em rochas locais, são usados para interpretar a geologia e suas estruturas. E em última análise, ajudam o geólogo na locação de furos de sondagem.

A construção e atualização desses modelos pode ser baseada em informações geológicas já obtidas. Isso permite guiar a exploração conforme o avanço do projeto, desde seu reconhecimento até o *follow up* de anomalias. Também permite o delineamento de ocorrências conhecidas e o auxílio no desenvolvimento de minas (Philips et al., 2001).

Os dados geofísicos podem ser adquiridos por sensores terrestres ou aerotransportados em diferentes escalas e com objetivos distintos. Na escala regional os dados geofísicos são principalmente utilizados para escolha de áreas potenciais e identificação da configuração geológica-estrutural regional. Na escala de prospecto é usada para geração e refinamento de alvos. E na escala de alvo é uma excelente ferramenta para delimitação e imageamento dos corpos de minério ainda não sondados ou em estágios iniciais de exploração (e.g. Melo et al., 2016).

Os aspectos mais relevantes na escolha do método geofísico a ser empregado são: objetivo e escala da pesquisa mineral, contraste de propriedades físicas entre rocha encaixante e corpo de minério e a efetividade do custo da execução do método (Figura 2.2).

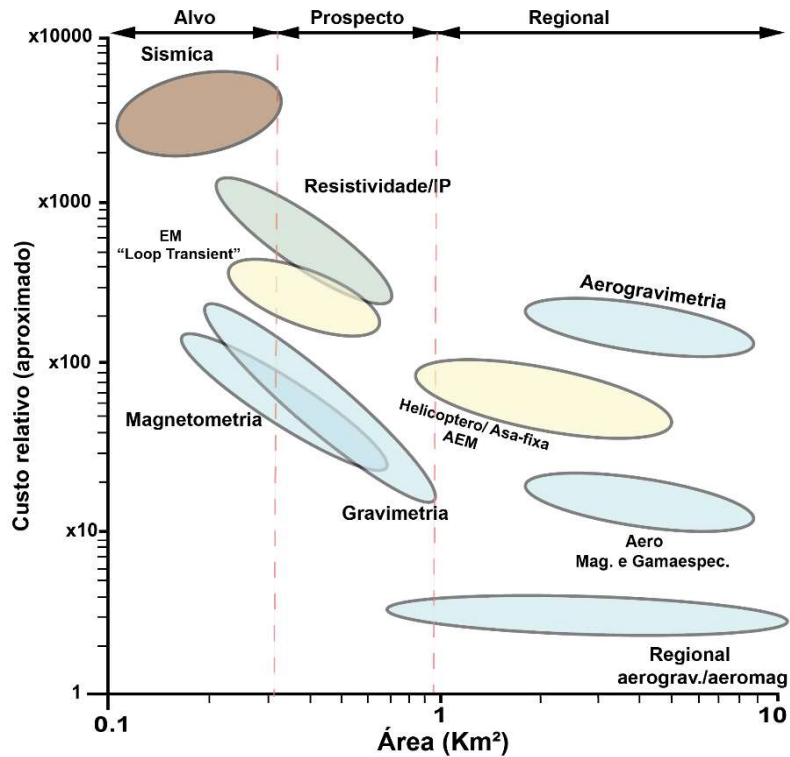


Figura 2.2. - Custo aproximado por km² de diferentes tipos de aquisições geofísicas aplicadas a depósitos VMS e variação aproximada com o tamanho da área de aquisição (modificado de Dentith e Mudge, 2014).

2.3.2 Principais Métodos Aplicados a Depósitos VMS

Devido as diferenças físicas abruptas entre corpos de minério e rochas encaixantes em depósitos VMS, diferentes métodos geofísicos podem ser aplicados com sucesso na prospecção, detecção e imageamento desses corpos (e.g. Philips, 2001; Mammo 2013; Tavakolli et al., 2016).

O potencial elétrico próprio ou respostas transientes a campos eletromagnéticos variáveis no tempo também podem ser usados para detectar depósitos de sulfeto em subsuperfície (Morgan, 2012). Tipicamente, o corpo de sulfeto é uma lente concordante, sustentada por uma área de *stockworks* discordantes ou de *stringers* com mineralizações sulfetadas (Galley et al., 2007).

À medida que a exploração de depósitos de metais base em superfície e em baixas profundidades se torna mais raro, as técnicas geofísicas são cada vez mais utilizadas. Sendo assim aplicadas tanto na identificação de áreas mineralizadas como para modelagem 2-D e 3-

D de anomalias (inversões) possivelmente associadas a corpos mineralizados em maiores profundidades.

Um conjunto diversificado de métodos geofísicos tem sido usado na exploração do VMS, tanto em escalas regionais quanto locais (**Tabela 2.2**; Slack, 2012). O contraste das propriedades físicas e o custo da efetividade da aquisição de dados geofísicos indica que os métodos geofísicos que melhor resolvem depósitos do tipo VMS em escalas de prospecto a alvo são: os eletromagnéticos, magnéticos, elétricos e gravimétricos.

Método Geofísico	Aquisição	Aplicação - Eficiência	
		Identificação do Arcabouço geológico	Detecção direta (Targeting)
Elétrico	Terrestre	Moderada	Alta
Eletromagnético	Aéreo	Moderada	Alta
	Terrestre	Moderada	Alta
Magnético	Aéreo	Alta	Alta
	Terrestre	Alta	Alta
Gravimetria	Aéreo	Moderada	Alta
	Terrestre	Moderada	Alta
Radiométrico	Aéreo	Alta	Moderada
	Terrestre	Moderada	Moderada
Sísmica	Terrestre	Moderada	Moderada

Tabela 2.2- Métodos Geofísicos aplicados a prospecção de depósitos VMS e sua respectiva efetividade. Os métodos variam de alta a moderada efetividade na detecção direta e identificação do arcabouço geológico (Morgan, 2012).

A seleção do método geofísico adequado ao depósito ou alvo, deve ser feita baseada nas peculiaridades de cada tipo de VMS, visto as diferenças nas paragêneses do minério e das rochas encaixantes. Logo a escolha deve ser baseada na associação de minerais do minério, estilo de mineralização, topografia do terreno, escala da pesquisa mineral e custo associado aos métodos. As limitações e aplicações dos métodos abordados como os mais indicados para depósitos do tipo VMS foram sumarizados na **Tabela 2.3**.

Outro aspecto relevante, é que no caso de alvos pouco ou não sondados a aplicação de no mínimo dois métodos geofísicos distintos é necessária para evitar interpretações errôneas devido a ambiguidades. Em depósitos com fortes contrastes geofísicos e quantidades consideráveis de sondagem, a aplicação de apenas um método geofísico e de seus respectivos modelos de inversão podem gerar informações relevantes sobre a geometria dos corpos de minério.

Método	Propriedade Física	Minerais contrastantes	Aquisição	Principais escalas	Limitações	Aplicações	Custo
Eletromagnéticos	Condutividade	Minerais metálicos em geral	Aéreo e terrestre	Regional a alvo	Regolitos espessos com água e rochas grafitosas/carbonosas podem gerar ambiguidades.	Eficiente na detecção dos corpos de sulfeto maciço principais (tipo mound)	Médio a Alto
Magnéticos	Intensidade e susceptibilidade de magnética	Magnetita, hematita e pirrotita	Aéreo e terrestre	Regional a alvo	Minérios sem propriedades magnéticas podem não apresentar contrastes.	- Reconhecimento do arcabouço geológico-estrutural. - Delineação e detecção direta de alvos.	Baixo a Médio
IP/Resistividade	Cargabilidade/ Resistividade	Minerais metálicos em geral (preferencialmente disseminados)	Terrestre	Prospecto a alvo	Efeito de polarização pode gerar fracas anomalias em corpos tipo mound. Terrenos com topografia acidentada dificultam a aquisição.	-Detecção de zonas de stockwork e de halos de alteração proximais com sulfetos disseminados associados. -Identificação do arcabouço geológico-estrutural.	Médio a Alto
Gravimétricos	Densidade	Galena, Pirita, pirrotita, calcopirita, hematita e magnetita.	Aéreo e terrestre	Regional a alvo	Utilização sem combinação com outros métodos pode gerar pouca informação na prospecção de VMS.	-Detecção direta de alvos -Investigações de Follow Up para solução de ambiguidades	Baixo a Médio

Tabela 2.3. - Tabela com aplicações, limitações e características relevantes dos principais métodos geofísicos aplicados em depósitos VMS.

CAPÍTULO III – MATERIAIS E MÉTODOS

Os principais métodos utilizados na presente pesquisa foram a magnetometria terrestre e a polarização induzida (IP). Para auxiliar na interpretação e melhor entendimento dos dados realizou-se também o mapeamento geológico, descrição, petrografia e aferição de medidas de susceptibilidade magnética em testemunhos de sondagem.

Na pesquisa realizou-se o levantamento elétrico em três linhas e utilizou-se dados históricos de magnetometria terrestre cedidos pela Orinoco Gold, a posição espacial e o recobrimento dos dados na área de estudo podem ser observados na **Figura 3.1**.

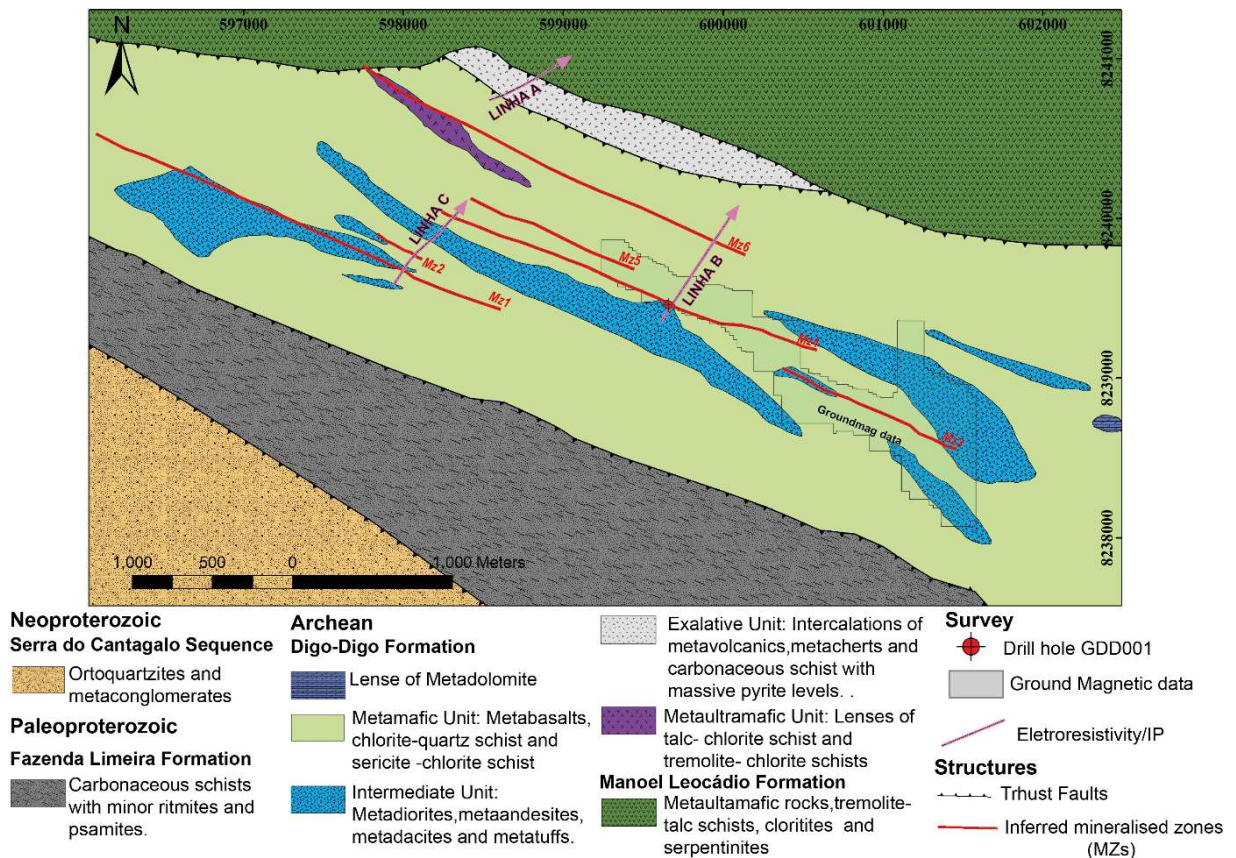


Figura 3.1 – Mapa geológico 1:30.000 da Formação Digo-Digo, com posição do furo de sondagem GDD001, linhas de eletroresistividade e IP e área de recobrimento dos dados de magnetometria terrestre.

3.1 Mapeamento Geológico

A etapa de mapeamento geológico foi realizada entre os dias 23 de julho e 11 de agosto de 2018, para realização desta etapa houve apoio do Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília e da empresa Orinoco Gold Ltda, que disponibilizou um veículo e auxiliares para a atividade de mapeamento.

Na etapa de mapeamento realizou-se um mapa na escala de 1:20.000 na região da confluência do córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho, e um segundo mapa na escala de 1:30.000 com zonas mineralizadas inferidas (MZs) na porção central da Formação Digo-Digo. Para realização do segundo mapa além da realização de perfis sistemáticos de campo utilizou-se dados históricos de amostragem de superfície e de sondagem cedidos pela Orinoco Gold Ltda.

3.2 Descrição, Petrografia e Medidas de Susceptibilidade de Testemunhos de Sondagem GDD001

Para identificação das litologias e das mineralizações na porção central da Formação Digo-Digo, realizou-se a descrição do furo de sondagem diamantada GDD-001, executado pela empresa Sertão Mineração em 2005, e cedido pela empresa Orinoco Gold Ltda para a presente pesquisa. O furo GDD-001 foi efetuado na direção N45° com mergulho de -60° e atingiu a profundidade de 41.43 metros.

Para correlacionar modelos de susceptibilidade magnética (MVI) e dados geológicos, realizou-se descrições do testemunho de sondagem GDD-001, com coleta de amostras para petrografia e aferição de medidas de susceptibilidade magnética.

As 10 amostras selecionadas para petrografia (**Figura 3.1b**) foram descritas por Godoy (2019), e para registro dos valores de susceptibilidade magnética utilizou-se o susceptibilímetro magnético modelo MPP-EM2S+ (GDD Instrumentation; **Figura 3.1a**), o registro petrofísico ao longo do testemunho de sondagem ocorreu em intervalos variando entre 5 e 20cm de acordo com o grau de preservação do testemunho (**Figura 3.1c**). Ao longo dos 41.43m do testemunho GDD-001, aferiu-se o total de 333 medidas.

Na classificação das medidas utilizou-se quatro classes de rocha, definidas pelas suas características mineralógicas definidas na petrografia e seus diferentes valores de susceptibilidade magnética. As classes definidas foram biotita-clorita xistos e clorita xistos, biotita-clorita xistos com magnetita, metatuffos e zonas de *stringers* ou níveis de sulfeto maciço.



Figura 3.2- (a) Susceptibilímetro magnético modelo MPP-EM2S+ (GDD Instrumentation). Testemunho de sondagem GDD-001: (b) Nível de 0.20cm amostrado para petrografia e (c) Testemunho de sondagem GDD-001 com níveis variáveis de preservação.

3.3 Magnetometria Terrestre

3.3.1 Aquisição dos dados

Os dados magnéticos terrestres foram adquiridos em junho de 2006 e cedidos para este trabalho pela Orinoco Gold Ltda. Os dados possuem recobrimento de aproximadamente 43.2km lineares, com linhas de direção N-S. A aquisição foi realizada com um magnetômetro fixo e outro móvel, na configuração de malha regular com 25 metros de espaçamento entre as linhas, 5m de intervalo entre as medidas e três medidas em cada ponto amostrado.

O levantamento magnético terrestre foi realizado apenas sobre um *trend* NW-SE, com o propósito de recobrir as principais ocorrências Au-Cu-Ag-Zn, já conhecidas da Formação

Digo-Digo. O objetivo da cobertura do conjunto de ocorrências de mineralizações, com dados magnéticos é detectar possíveis estruturas e/ou corpos de minério em subsuperfície associadas as principais anomalias geoquímicas em superfície.

3.3.2 Processamento

As filtragens, reduções e interpolações dos dados magnéticos aconteceram no software *Oasis Montaj 9.0* (Seequent Geosoft). A primeira etapa de processamento dos dados magnéticos, consistiu na montagem do banco de dados magnéticos, e aplicação de filtragens para a remoção de pontos espúrios (spikes e registros nulos). Após a preparação do banco de dados magnéticos, efetuou-se a correção diurna, o micronivelamento e a remoção do *International Magnetic Georeference Field* (IGRF) para obtenção do campo magnético anômalo.

O processamento dos dados foi realizado a partir da interpolação dos dados com o algoritmo bidirecional (*bi-directional grid*) com células de 6.25x 6.25m (1/4 do espaçamento entre linhas). A partir da interpolação dos dados, obteve-se o produto do Campo Magnético Anômalo (CMA), para filtrar ruídos associados a fontes rasas, aplicou-se o filtro de continuação ascendente de 20m, e posteriormente obteve-se os produtos oriundos do CMA, representados pelas derivadas horizontais (Dx e Dy) e vertical (Dz; Nabighian, 1984; Blakely, 1996; Milligan & Gunn, 1997).

A partir das derivadas verticais e horizontais, obteve-se os produtos de Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) e do Gradiente Total (Amplitude do Sinal Analítico – ASA), cujo resultado é útil para a identificação das bordas de corpos magnéticos (**Figura 3.2**).

Também obtido a partir das derivadas, o produto da derivada inclinada ou Inclinação do Sinal Analítico (TILT derivative; Miller & Singh, 1994; Salem et al., 2007; Ferreira et al., 2013) foi utilizada para a identificação de estruturas magnéticas correlatas com possíveis falhas, fraturas e/ou lineamentos. Além dos produtos supracitados, realizou-se a análise espectral a partir do Matched Filtering (filtragem combinada) para a investigação do dado magnético em profundidade.

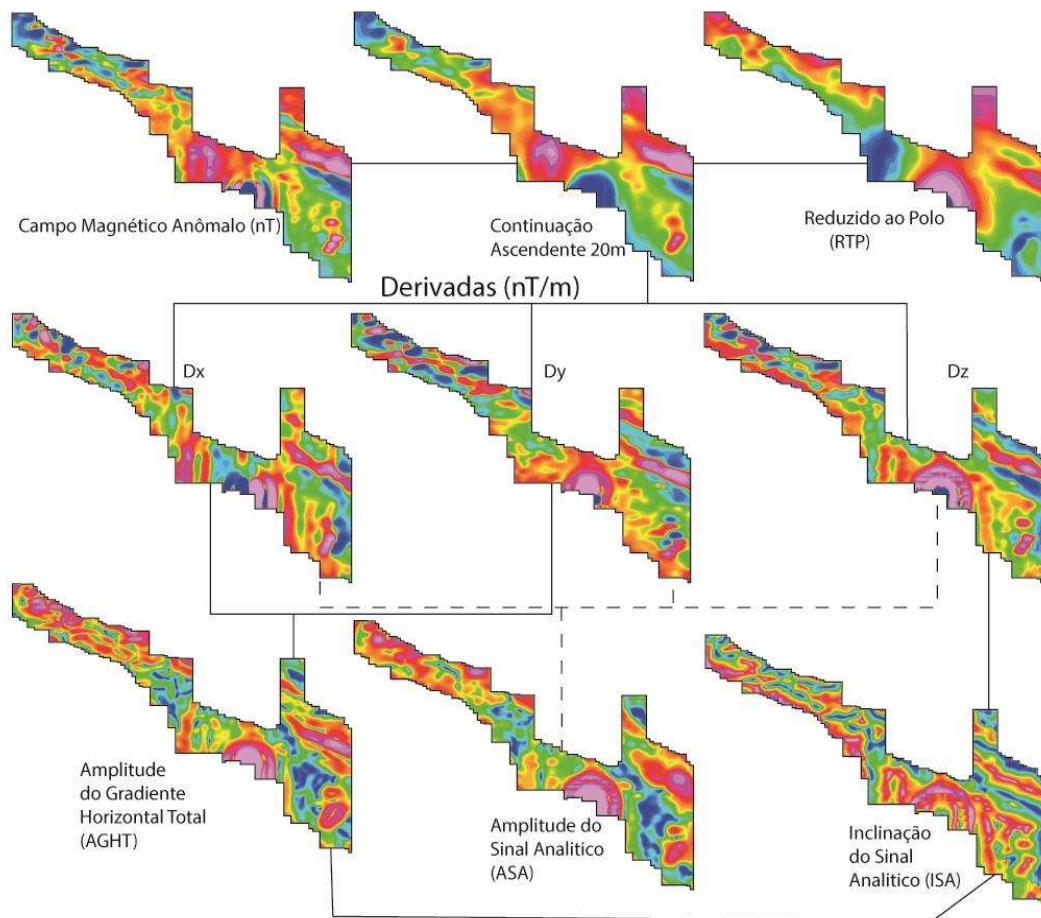


Figura 3.3 – Fluxograma de processamento dos mapas magnéticos.

3.3.3 Inversão dos dados

A inversão dos dados magnéticos foi aplicada ao produto do CMA com adição do filtro de continuação ascendente (20m), para filtrar ruídos superficiais do dado como sugerido por Li e Oldenburg (2008). Nessa etapa, a inversão foi executada com a extensão *VOXI Earth Modelling* (Seequent Geosoft) com a técnica do Vetor de Magnetização (MVI). O MVI resolve tanto a magnitude quanto a direção do campo magnético em decorrência da magnetização remanente da área de estudo, que pode ser evidenciada pelos dipolos invertidos e/ou inclinados presentes no produto do CMA.

Segundo Ellis (2012) e Barbosa e Pereira (2013), o MVI leva em consideração a remanência, a desmagnetização e a anisotropia dos materiais magnéticos para calcular a amplitude e direção dos domínios, dessa forma, gera um modelo mais real e próximo da complexa realidade das estruturas geológicas em subsuperfície.

O cálculo para o MVI é explicado pela equação (Eq. 5.1) onde o Campo Magnético (B) é expresso em seu volume (V) em um determinado ponto (r, j) e que contém uma determinada quantidade de magnetização (M(r)) (Ellis, 2012).

$$B_{rj} = \nabla \int_V M(r) \cdot \nabla \frac{1}{|r-rj|} dr^3 \quad (\text{Equação 5.1})$$

Esta equação mostra que o vetor de magnetização (M(r)) é o parâmetro óbvio para recuperar inversão do campo magnético. Isto, porque é comum considerar a magnetização de rocha como oriunda de duas fontes distintas (Eq. 5.2).

$$M = M_i + M_r \quad (\text{Equação 5.2})$$

Onde (M_i) é oriunda de fontes induzidas e (M_r) de fontes remanescentes. A Susceptibilidade convencional para a inversão assume a expressão (Eq. 5.3):

$$M_r = 0; e M_i \propto B_e \quad (\text{Equação 5.3})$$

A equação 03, mostra que não há magnetização remanescente e a magnetização induzida segue a mesma direção que o campo atual da Terra (B_e).

Segundo Ellis (2012) e Aisengart (2013), nenhuma das suposições é estritamente válida. Outros fatores não considerados pelas inversões de suscetibilidade convencionais são anisotropia magnética, os efeitos de auto desmagnetização e as perturbações locais do campo onde ocorrem anomalias intensas.

A inversão para o vetor de magnetização aplicado nessa pesquisa abrange todos esses efeitos na solução final, onde tanto a amplitude como a direção do vetor são tratadas como desconhecidos e separados em um gradiente mínimo da regularização de Tikohonov (Ellis, 2012).

3.4 Eletrorresistividade e Polarização Induzida

3.4.1 Aquisição dos dados

No presente trabalho realizou-se três linhas de aquisição elétrica (A, B e C) com posições, objetivos e parâmetros distintos, as principais diferenças entre as linhas de aquisição estão sumarizadas na **Tabela 3.1**.

A linha A foi realizada na confluência do córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho, onde afloram níveis de metachert e filitos carbonosos com níveis de pirita semi-maciça a maciça. As linhas B e C foram realizadas na porção central da área para testar possíveis zonas mineralizadas (MZs) inferidas a partir de dados geoquímicos históricos cedidos pela Orinoco Gold Ltda. Na presente dissertação a linha A será apresentada no Artigo 1 (Capítulo 4), e as linhas B e C no Artigo 2 (Capítulo 5).

Linha	Comprimento	Tempo de Injeção de Corrente (ms)	Espaçamento entre eletrodos	IP domínio	Voltagem	Capítulo/ Artigos	Alvo de Investigação
A	550m	250, 1000 e 2000	10m	Frequência e tempo	400V e 800V	Cap. 4 (Art. 1)	Exposição de níveis de sulfeto maciço e auríferos (exalitos)
B (I)	800m	4000	10m	Tempo	800V	Cap. 5 (Art. 2)	Investigação das MZ4 e MZ6.
C (II)	730m	4000	10m	Tempo	800V	Cap. 5 (Art. 2)	Investigação das MZ1, MZ2 e MZ4.

Tabela 3.1 – Informações de configuração das linhas de aquisição A, B e C.

Em campo realizou-se aquisições com o método IP no domínio do tempo e da frequência. Os dados elétricos foram adquiridos com o resistivímetro multieletródico SYSCAL PRO 72 (Iris Instruments), usando-se o arranjo dipolo-dipolo com 10 metros de espaçamento entre os eletrodos, e 10 níveis de investigação.

No modo IP tempo, o equipamento foi configurado com voltagem de 800V, e períodos de injeção de corrente de 2000 ou 4000ms. No IP tempo utilizou-se eletrodos de aço inox para a injeção de corrente elétrica e eletrodos não polarizáveis (PVC) conectados a um cabo multi-potencial, e preenchidos com solução saturada em sulfato de cobre.

Os eletrodos de transmissão de corrente, foram conectados a duas bobinas separadas conectadas ao Syscal Pro 72, que além do registro das medidas de potencial, também realizou a transmissão/injeção de corrente elétrica durante o levantamento.

No IP frequência aplicaram-se períodos de registro da resistividade elétrica de 250ms e 1000ms, utilizando-se sistemas multi-eletródicos com uso de eletrodos de aço inox. Em sistemas multi-eletródicos, comumente a configuração de movimentação do arranjo eletródico é previamente realizada computacionalmente no Syscal Pro, e durante aquisição dos dados não é necessária a movimentação manual dos eletrodos de corrente e potencial.

Em ambos os levantamentos, adicionou-se uma solução de água salinizada nos pontos de injeção/registro de corrente e potencial elétrico para reduzir elevados valores de resistência de contato. Os materiais utilizados na aquisição de dados no domínio do tempo e da frequência e suas respectivas diferenças estão presentes na **Tabela 3.2**.

Domínio	Tipo de Cabo	Nº de cabos	Comp. do Cabo	Tipo de Eletrodos		Número máx. de eletrodos	Dist. Máx. entre Eletrodos
				Injeção de corrente	Potencial		
Frequência	Multi-eletródico	2	360m (cada)	Aço inox (Polarizáveis)	Aço inox (Polarizáveis)	72	720m
Tempo	Cabos de cobre (multi potencial)	1	140m	Aço inox (Polarizáveis)	PVC (não polarizáveis)	16	120m

Tabela 3.2 – Materiais utilizados no levantamento de IP nos domínios do tempo ou da frequência.

3.4.2 Processamento e Modelagem dos dados

A redução e filtragem dos dados de resistividade elétrica e de cargabilidade, foram realizadas separadamente no software Prosys II (*Iris Instruments*). Para os dados de eletrorresistividade foram realizados os seguintes procedimentos:

1. Conversão para valores absolutos (os registros negativos correspondem a medidas de potencial elétrico negativo, isto ocorre porque há reversão de corrente elétrica);
2. Inserção de topografia em cada ponto de eletrodo;
3. Filtragem de registros de resistividade elétrica com elevados valores (spikes) e valores nulos (causados pela falta de corrente elétrica que aconteceram em função da desconexão dos eletrodos com os cabos).

No caso dos dados de cargabilidade realizou-se:

1. Remoção dos dados onde as curvas de decaimento do potencial elétrico não possuíam um comportamento exponencial, ou seja, as janelas temporais apresentavam curva de decaimento com geometria errática ou sem tendências monótonas com padrões distintos do modelo Cole-Cole assumido;
2. Registros de cargabilidade negativas ou nulas;
3. Registros com valores superiores a 100mV/V em que a curva de decaimento não apresentava tendências monótonas perfeitas.

Após as filtragens, a modelagem inversa dos dados 2D aconteceu no programa de inversão Res2Dinv (Loke, 2012), e utilizou-se a inversão por mínimos quadrados ou por mínimos quadrados com restrição de suavidade (*Smoothness Constraint Least Square*).

3.4.3 Fator Metal

Na polarização induzida no domínio da frequência, a resistividade aparente é medida em duas frequências distintas (Loke, 2012), na presente pesquisa utilizou-se a frequência de 1 e 4Hz (250ms e 1000ms) e o resultado é apresentado em porcentagem de frequência efetiva e/ou fator metal (Loke, 2012).

O fator metal (*Metal Factor* - MF) é um parâmetro normalizado utilizado principalmente no método de polarização induzida no domínio da frequência (Halof, 1964). Embora este parâmetro não meça nenhuma propriedade física exclusiva, ele é usado extensivamente na exploração mineral como uma técnica de exibição de dados (Witherly e Vyseelar, 1990).

Halof (1964), baseado em resultados de polarização induzida obtidos em campo sugere que o fator metal é uma indicação muito melhor da quantidade de mineralização que causa a anomalia de IP maior do que os efeitos de frequência (PFE).

O Fator Metal pode ser calculado tanto para medidas no domínio da frequência como do domínio do tempo. No domínio da frequência, o valor do Fator Metal ($MF_{freq.}$) é calculado com a Equação 1 (Loke, 2002).

$$MF_{freq.} = 10^5(\rho_{dc} - \rho_{ac}) / \rho_{ac}^2 \text{ (Eq.1)}$$

Onde ρ_{dc} são os valores de resistividade obtidos na aquisição de baixa frequência e ρ_{ac} os valores obtidos na aquisição de alta frequência, ambos em ohms por metro. No domínio do

tempo, o valor do Fator Metal é calculado com a Equação 2 (Madden e Marshal, 1959; Telford et al., 1990).

$$MF_{\text{tempo}} = (1000M) / \rho_{ac} \quad (\text{Eq. 2})$$

Onde a cargabilidade (M) é dada em termos de milissegundos (Loke 2002; Witherly e Vyseelar, 1990).

Para cálculo do Fator de Metal, a topografia foi inicialmente inserida nos dados brutos para correção das medidas de resistividade. Posteriormente, o cálculo da MF foi realizado pela equação 2 em módulo para evitar resultados negativos. Em seguida, foram eliminados os valores muito altos de MF e/ou pontos com erros RMS elevados, o objetivo foi reduzir a alta variância dos dados de MF e, conseqüentemente, reduzir os valores de erro RMS dos modelos de inversão.

CAPÍTULO IV

Artigo 1: Electrical prospecting of gold mineralization in Digo-Digo VMS occurrence, Central Brazil

Resumo:

Os *greenstone belts* do Domínio Crixás-Goiás possuem elevada importância econômica por hospedarem significativos depósitos epigenéticos de ouro e apresentarem potencial para depósitos singenéticos ainda pouco estudados. As ocorrências de ouro associadas a depósitos VMS na região são documentadas apenas em rochas vulcanoclásticas da Formação Digo-Digo, *Greenstone belt* Serra de Santa Rita. O objetivo deste trabalho é apresentar a eficiência dos métodos de polarização induzida nos domínios do tempo e da frequência na diferenciação geológica e na identificação de potenciais zonas mineralizadas nos exalitos associados a ouro do tipo VMS na Formação Digo-Digo. Na aquisição dos dados utilizou-se um resistímetro multieletródico com o arranjo dipolo-dipolo, tempos de injeção de corrente distintos (250, 1000 e 2000ms) e 10 metros de espaçamento entre os eletrodos. Após os cálculos, filtragens e inversões dos dados realizaram-se as integrações dos dados elétricos em modelos ternários RGB e CMY (cargabilidade, resistividade e fator metal) com o objetivo de ressaltar zonas de alta cargabilidade, resistividade e fator metal (domínio da frequência), dessa forma indicando zonas com maior potencial para hospedar minerais metálicos polarizáveis. A partir da integração de dados elétricos e geológicos de superfície, elaborou-se um modelo geológico-geofísico que possibilitou a identificação de 4 áreas anômalas relacionadas à potenciais zonas mineralizadas. Os dados geológicos confirmam que dois alvos estão associados a contatos geológicos das unidades metamáfica, metavulcânica intermediária e horizonte exalativo, um dos alvos coincide com um horizonte exalativo rico em sulfetos (VMS) e o último alvo ocorre na área de ocorrência de rochas metaultramáficas, onde anteriormente não foram descritas ocorrências de mineralizações auríferas sendo um alvo promissor para futuras investigações.

Keywords: Electrical Prospecting; VMS deposits; Digo-Digo Formation; Geophysical Exploration; Electrical ternary

4.1 INTRODUÇÃO

Os depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico (VMS), normalmente ocorrem como lentes de sulfeto maciço (>40%) polimetálico ricas em metais base (Cu, Zn, Pb) e preciosos (Au e Ag). Os VMS são gerados a partir da descarga focalizada de fluidos hidrotermais quentes e ricos em metais, associados à convecção hidrotermal de assoalho oceânico (Piercey, 2010). Por esta razão, os depósitos VMS são classificados sob o título geral de Depósitos “Exalativos” (Galley et al., 2007). Esses depósitos podem também se formar como corpos estratiformes exalativos ou corpos de substituição e comumente possuem mineralizações do tipo *stockwork* associado ao *footwall* proximal (Tornos et al., 2015).

A prospecção de depósitos VMS ocorre principalmente com geoquímica e geofísica. Os métodos geofísicos comumente usados na pesquisa destes depósitos são os eletromagnéticos, a polarização induzida, a magnetometria e a gravimetria (Paterson & Hallof, 1993; Dendith et al., 1994; McIntosh et al., 1999; Swiridiuk & Close, 2004; Morgan, 2012; Hodges et al., 2016; Tavakoli et al., 2016; Newton & Vowles, 2017; Ugalde et al., 2018, Yang et al., 2018). A presença de grandes volumes de sulfetos do tipo calcopirita, pirita e pirrotita transformam comumente os horizontes exalativos em excelentes condutores elétricos (Pelton et al., 1978; Palacky, 1987; Clark et al., 1988) tornando-os excelentes alvos para os métodos eletromagnéticos e para a polarização induzida.

Em áreas tropicais, até a década de 80, em função do espesso manto intemperizado e da elevada concentração de minerais magnéticos no solo, os instrumentos geofísicos não tinham sensibilidade para identificar as pequenas respostas destes métodos (Palacky & Kadkaru, 1979), entretanto com a melhoria na instrumentação geofísica aérea e terrestre, a aplicação destes métodos mostrou-se mais eficiente na determinação dos depósitos VMS (Claprood et al., 2008; Cox et al., 2012; Legault et al., 2015).

Devido ao forte contraste de propriedades físicas entre corpos de minério do tipo VMS e suas rochas encaixantes (Morgan, 2012), diversos métodos geofísicos vêm sendo empregados com sucesso na prospecção desses depósitos. Levantamentos eletromagnéticos e magnéticos aéreos combinados a levantamentos eletromagnéticos em poços de sondagem (*TDEM borehole*) foram a principal ferramenta na descoberta da maioria dos depósitos VMS do mundo (Gibson et al., 2007).

Recentemente, levantamentos de eletrorresistividade e polarização induzida foram aplicados com sucesso na geração de alvos poli metálicos no distrito mineral de Skellefte, na porção norte da Suécia, onde mais de 80 depósitos do tipo VMS já foram descobertos (e.g.

Tavakolli et al., 2012; 2016; 2016). A aplicação dos métodos elétricos na detecção de mineralizações do tipo VMS, teve sua eficiência atestada anteriormente em trabalhos onde a aquisição de dados foi realizada sobre corpos de minério já conhecidos por sondagem (e.g McIntosh et al., 1999; Phillips, 2001; Mammo, 2013).

No Brasil o registro de depósitos do tipo VMS é escassa (Araújo et al., 1995; Neder et al., 2000; Hartmann & Delgado, 2001; NetunoVillas & Santos, 2001; Grainger et al., 2008; Fruchting et al., 2009; Teixeira et al., 2010; Couto Jr et al., 2017; Dreher et al., 2018), possivelmente em função da falta de levantamentos geológicos e geofísicos de detalhe em áreas com potencial geológico de ocorrência desses depósitos.

Normalmente em programas de exploração, após a identificação de áreas com potencial mineral, realizam-se campanhas geológicas, geoquímicas e geofísicas. Na fase de levantamento geofísico usam-se principalmente os métodos magnéticos e a polarização induzida – IP (Agnolotto & Leite, 2015). Comumente usa-se o IP no domínio do tempo para a prospecção de depósitos auríferos associados a mineralizações sulfetadas (Doyle, 1986; Arifin et al., 2019).

No método IP tempo usam-se transmissores de alta potência para aumentar o efeito da polarização do meio, o que impossibilita o uso de sistemas de aquisição de dados multieletrodos visto que há indução eletromagnética nos cabos, o que consequentemente aumenta o tempo em campo para desenvolver aquisições com alta resolução (Dahlin & Leroux, 2012). Assim para obter modelos de maior resolução de depósitos auríferos sulfetados, em menor tempo, utilizam-se o método IP no domínio da frequência (Halof, 1964; Zonge et al., 1972; Nelson & Van Voorhis, 1983), que possibilita o uso de sistemas multieletródicos (Pinto et al., 2017).

Na prospecção de metais preciosos, onde minerais condutores ocorrem como minerais acessórios, os dados de polarização induzida fornecem informações úteis sobre a forma do corpo mineralizado enquanto a resistividade dá mais informações sobre a geologia geral da área (Guo et al., 1999; Spitzer & Chouteau, 2003; Loke et al., 2013).

Pesquisas de resistividade multidimensionais, em conjunto com medidas de polarização induzida, são amplamente utilizadas na pesquisa de metais base e preciosos devido aos complexos ambientes geológicos que são encontrados. Enquanto, depósitos de sulfeto maciço apresentam resistividades distintas e anomalias de polarização induzida. Os dados de IP são a ferramenta mais diagnóstica na exploração de minério disseminado em estado geoquimicamente reduzido (Loke et al., 2013).

O objetivo deste trabalho é mostrar a eficiência dos métodos de polarização induzida nos domínios do tempo e da frequência na diferenciação geológica e identificação de potenciais

zonas mineralizadas em exalitos associados a ouro do tipo VMS na Formação Digo-Digo, greenstone belt Serra de Santa Rita, Goiás, Brasil.

4.2 GEOLOGIA REGIONAL

4.2.1 Domínio Crixás-Goiás

O Terreno Arqueano-Paleoproterozóico de Goiás (Jost et al., 2013) recentemente denominado como Domínio Crixás-Goiás (DCG; Cordeiro e Oliveira, 2017), está localizado na porção centro-oeste do estado de Goiás, é um componente da Província Tocantins. A província representa um grande orógeno Brasileiro/Pan-Africano da Plataforma Sul-americana formado pela colisão entre os crátons Amazônico e Paranapanema e São Francisco/Congo durante a Orogenia Brasileira, que levou a almagamação do Gondwana-Oeste (Pimentel et al., 2000; **Figura 4.1a e 4.1b**).

O Domínio Crixás-Goiás, foi interpretado como uma microplaca alóctone amalgamada a margem oeste da Faixa Brasília, nos últimos estágios de evolução do orógeno neoproterozóico (Jost et al., 2013). O DCG se estende por cerca de 18.000 km² e consiste em aproximadamente 80% de complexos do tipo tonalito-trondhjemitó-gnaisses (TTGs; Queiroz et al., 2008) e 20% de estreitos terrenos *greenstone belts* (**Figura 4.1c e 4.1d**; Tassinari et al., 2006; Santos et al., 2008; Jost et al., 2008, 2010; Marques et al., 2013).

Os terrenos granito-gnaissicos são divididos em seis principais complexos: Anta, Caiamar, Moquém e Hidrolina, na porção norte, e Caiçara e Uvá na porção sul do bloco. Estes complexos apresentam distinções em termos de arranjos estruturais, idades e associação de rochas (Jost et al., 2014). Os *greenstone belts* correspondem a cinco principais faixas estreitas e irregulares. Na porção norte do bloco estão presentes os *greenstone belts* de Crixás, Pilar e Guarinos e, ao sul, estão os *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita, sendo o último objeto de estudo do presente trabalho.

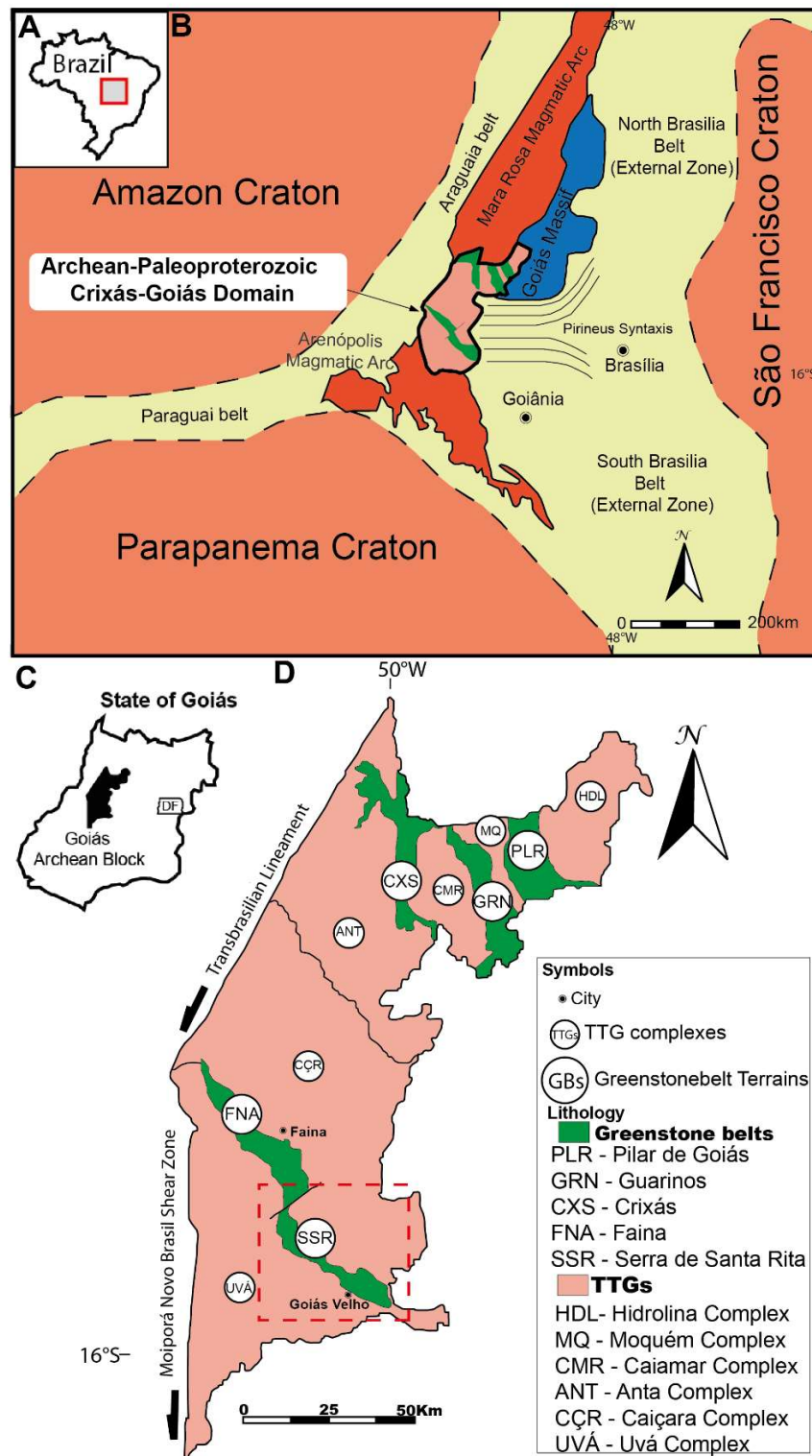


Figura 4.1. – (A) Delimitação do Brasil com localização do polígono da Figura 1B. (B) Cenário geotectônico e principais subdivisões da província de Tocantins, Brasil Central, com destaque para posição do Domínio Crixás-Goiás na Faixa Brasília (modificado de Jost et al., 2013). (C) Mapa do estado de Goiás, com delimitação do DCG. (D) Limites e subdivisão do DCG, polígono vermelho representa a área da Figura 2 (modificado de Jost et al., 2014).

4.2.2 *Greenstone belt* Serra de Santa Rita

Na porção sul do Domínio Crixás-Goiás, os *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita estão justapostos ao longo de uma falha dextral com direção N30°E (Falha de Faina) e juntos perfazem cerca de 100 Km de comprimento, com até 7 Km de largura (**Figura 4.2**; Resende et al., 1998; Resende et al., 1999). Os dois *greenstone belts* apresentam sequências basais semelhantes, constituídas por sequências vulcânicas, mas os registros sedimentares superiores são contrastantes e representam regimes deposicionais distintos de idades paleoproterozóicas (Resende et al., 1998; Jost et al., 2014; Borges et al., 2017; Bogossian et al., 2020).

A sequência basal do *greenstone belt* Serra de Santa Rita é constituída por rochas vulcânica de composição ultramáfica, que caracteriza as Formação Manoel Leocádio, seguidas por rochas vulcânicas máficas e intermediárias da Formação Digo-Digo (Resende et al., 1998). A sequência vulcânica basal possui idade entre 2.96 e 2.92 Ga (Borges et al., 2017) e é recoberta por uma sequência sedimentar formada por filitos carbonosos, com intercalações de metachert, calcixistos, formações ferríferas bandadas, e metagrauvasas compondo uma típica sequência turbidítica do Grupo Fazenda Paraíso (Resende et al., 1998).

4.2.3 Formação Digo-Digo

A Formação Digo-Digo é constituída na base por rochas metavulcânicas máficas representadas por anfibólio xistos com proporções variadas de actinotita, albita, epidoto e quartzo, com intercalações de camadas finas de metatufos feldspáticos, talco xistos, metapelitos carbonosos e metacherts (Resende et al., 1998). A porção superior da Formação Digo-Digo consiste em sericita-clorita-quartzo xistos com relíctos de texturas piroclásticas originais variando de cinza recristalizada a tufos grosseiros, incluindo camadas abundantes com fragmentos do tamanho de lapilli. A composição dos tufos félsicos variam de predominantemente dacítica a riolítica (Resende et al., 1998). A granulometria das rochas vulcanoclásticas tende a aumentar em direção aos horizontes exalativos métricos compostos de metachert bandado com filito carbonoso, ricos em pirita e ouro (0,5 a 2 ppm), ou intervalos de pirita maciça (Tomazolli, 1985; Jost et al., 2014). Datações U-Pb em zircões de rochas metavulcânicas de composição andesítica da formação Digo-Digo indicam idade de 2.97 Ga (Godoy 2020).

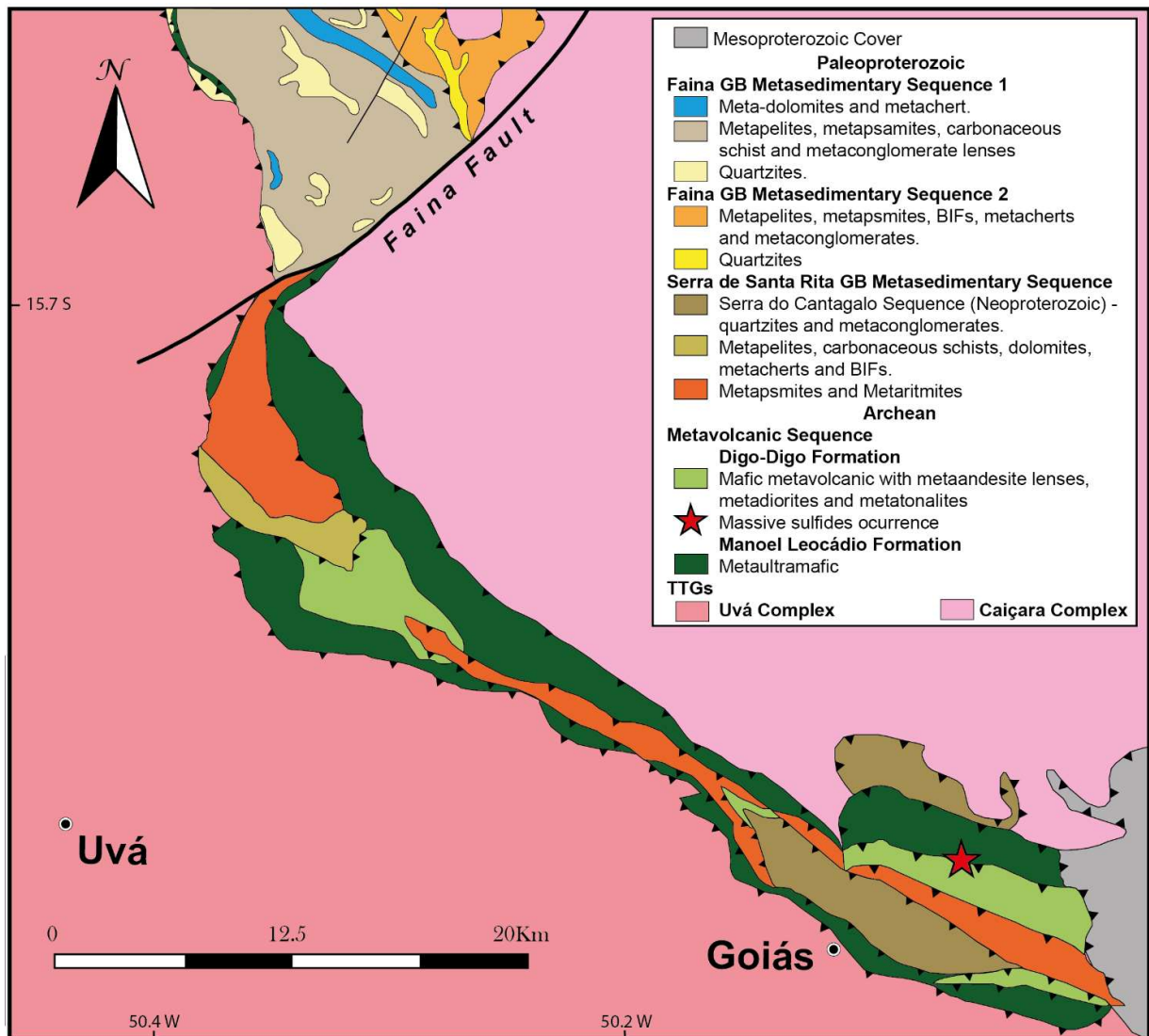


Figura 4.2. - Mapa geológico do greenstone belt Serra de Santa Rita, referente ao polígono delimitado na figura 1D (modificado de Borges et al., 2017), a área de estudo corresponde a ocorrência de sulfeto maciço no mapa (estrela vermelha).

4.2.4 Geologia Local – Área do Levantamento

A área de estudo corresponde a região de confluência do córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho, onde há uma ocorrência aflorante de metacherts e filitos com níveis de sulfeto maciço e auríferos. Próximo ao afloramento, houve a coleta de 7 amostras de rocha para análise química por ICP-MS, que registraram concentrações de ouro entre 0.2 e 0.5ppm associados a níveis de metachert e filito carbonoso com níveis ricos em pirita. Próximo à parte oeste da linha geolétrica, a análise química de uma amostra de clorita-quartzo xisto com sulfetos oxidados, apresentou concentrações de 2.65 ppm de ouro e 0.5 ppm de prata (Figura 4.3e).

Na área, a foliação principal possui mergulhos moderados de 30° a 70° para sudoeste (210°-250°/ 30°-70°; *dip direction*). Em perfil geológico de SW para NE, são identificados clorita-quartzo xistos(metabasaltos) com aparecimento e aumento da quantidade de carbonatos em direção as rochas vulcanoclásticas. As rochas vulcanoclásticas apresentam intensa alteração hidrotermal, sendo representadas por clorita-sericita-quartzo xistos e clorita-albita-sericita xistos (**Figura 4.3e**).

Nas proximidades da confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho, inicia-se o horizonte exalativo da Formação Digo-Digo, representada por intercalações de camadas centimétricas a métricas de metavulcânicas, metacherts e filitos carbonosos, os dois últimos com ocasionais níveis de pirita disseminadas a maciças e traços de ouro (**Figuras 4.3a e 4.3b**). Estudos petrográficos dos níveis ricos em sulfetos hospedados nos metacherts, resultaram em composições de 30 a 50% de pirita, 40 a 70% de quartzo com muscovita e ilmenita como minerais traços (**Figura 4.3c**).

Além dos teores positivos de Au identificados pela análise química (ICP-MS) de amostras de rocha. Recentemente, Godoy (2019) realizou estudos petrográficos detalhados das rochas dos horizontes exalativos expostos na região da confluência do Rio Vermelho, em seções polidas foram identificados grãos de ouro com tamanhos superiores a 5 µm, hospedados em níveis centimétricos de sericita-albita-clorita xisto (metavulcânica intermediária).

O principal afloramento do horizonte exalativo apresenta-se fortemente dobrado, com brusca mudança na foliação principal das camadas de SW para 050°/70° (*dip Direction*; **Figura 4.3d**), devido a um dobramento métrico a decamétrico fechado com vergência para NE dos exalitos. Na margem norte do Rio Vermelho há o contato gradacional da Formação Digo-Digo com as rochas metaultramáficas da Formação Manoel Leocádio, representadas principalmente por talco-xistos e talco-tremolita xistos.

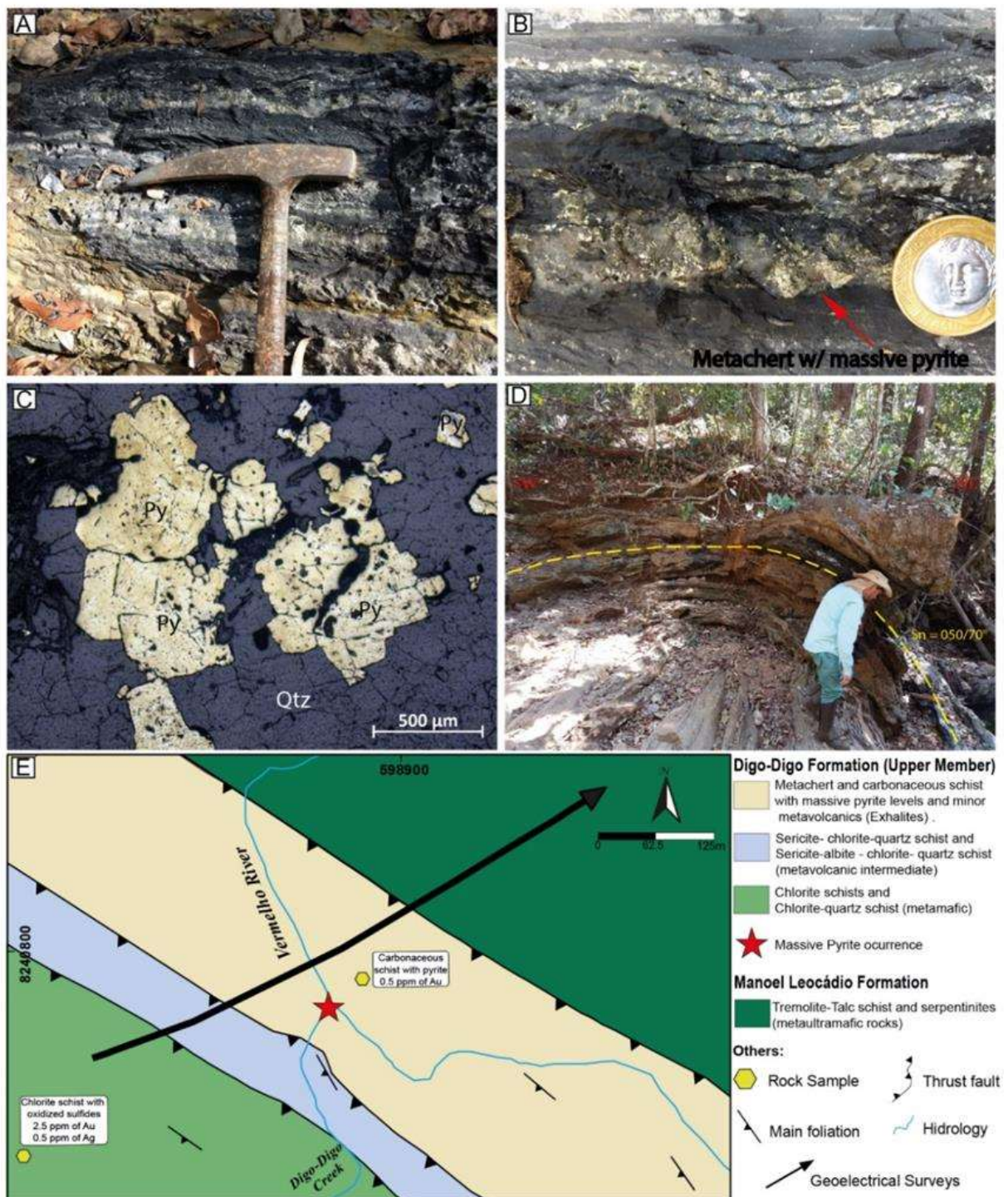


Figura 4.3 – (A) Camada de metachert carbonoso com centimétricos níveis de sulfeto maciço. (B) Detalhe da figura 2a, com níveis maciços de pirita grossa. (C) Seção polida de metachert com níveis de sulfeto maciço, com composição modal de 35-45% pirita e 45-55% quartzo. (D) Afloramento de ocorrência dos níveis de sulfetos maciços com mudança de direção na foliação, indicando dobramento decamétrico. (E) Mapa geológico de detalhe da região de confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho.

4.2.5 Revisão da Exploração na Formação Digo-Digo

As ocorrências de ouro do Tipo VMS na região do Domínio Crixás-Goiás são apenas documentadas associadas as rochas vulcanoclásticas da Formação Digo-Digo, no greenstone belt Serra de Santa Rita. Jost et al. (2014), estima que as rochas dessa formação, possam gerar uma diversidade de depósitos de ouro tipo VMS.

Desde a época dos Bandeirantes, a região da Formação Digo-Digo é explorada para ouro em aluviões e terraços antigos que margeiam o Rio Vermelho, e em zonas de enriquecimento supergênico (Jost et al., 2014). O reconhecimento do exalitos da Formação Digo-Digo, representados pela intercalação de rochas vulcânicas, filitos e metacherts carbonosos com níveis de pirita maciço e auríferos (0.5 – 2ppm de Au; Tomazolli, 1985) na confluência do Rio Vermelho, atraiu diversas empresas de mineração que pesquisaram a região na busca de depósitos de ouro e metais base.

Nas décadas de 1970-1980, a empresa METAGO realizou um programa de exploração, com mapeamento, sondagem, geofísica e geoquímica. Os dados geoquímicos apresentaram valores anômalos para ouro e cobre. Porém, devido aos valores dos metais na época, a pesquisa foi descontinuada (Jost et al., 2014; Tomazolli et al., 1985).

De 1992 até 2000, a empresa WMC retomou as pesquisas na área, realizou novas amostragens de solo, rocha, sedimento de corrente e furos de sondagem rotativa a ar (RAB) e por circulação reversa (RC) dispersos pela área da Formação Digo-Digo, com foco na pesquisa de ouro.

No ano de 2001, a WMC realizou o leilão das áreas dos *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita, até o ano de 2007 a exploração na região foi realizada pela joint venture entre Troy Resources (70%) e Amazônia Mineração (30%) denominada Sertão Mineração. Nessa época foram executadas na área da Formação Digo-Digo novas amostragens de rocha e solo, levantamentos de magnetometria e um furo de sondagem diamantado (GDD-001) com intuito de realizar estudos petrográficos e metalúrgicos.

No furo diamantado GDD-001 realizado pela Sertão Mineração, foram identificados dois tipos de mineralização hospedados em metatuffos: (1) associada a sulfetos disseminados com presença ouro livre com teores médios de Au (< 4 ppm; com aproximadamente 3 metros de espessura), e a mineralização principal representada por um nível centimétrico a métrico (aproximadamente 0.7 m) de sulfetos maciços compostos por pirrotita, calcopirita e pirita associados a quartzo com altos teores de Au (>12ppm), este último tipo interceptado apenas em

dois furos no programa de sondagem por circulação reversa. Ainda hospedados em biotita-clorita xistos, clorita-quartzo xistos e metatuffos, foram reconhecidas zonas mais extensas (superior a 5 metros) com disseminações de sulfetos (pirrotita, calcopirita e pirita) com baixos teores de Au (<1ppm).

Em 2011, a empresa Yamana Gold em parceria com a Mineração Goiás Velho, realizou amostragens de rocha e furos de sondagem diamantada na região do Córrego Digo-Digo e obtiveram valores positivos para a associação de Au, Cu, Ag e Zn. Atualmente a empresa Orinoco Gold detém os direitos minerários da área e realiza a pesquisa ainda em estágios iniciais.

4.3 METODOLOGIA

4.3.1 Aquisição de Dados

Devido as dificuldades no acesso e travessia das margens do Rio Vermelho, adquiriram-se três conjuntos de dados com as mesmas posições espaciais (**Figuras 4.4c a 4.4e**). A linha de pesquisa, foi posicionada na direção SW-NE, perpendicularmente a direção principal das estruturas geológicas regionais, com objetivo de reduzir efeitos de estruturas tridimensionais que não podem ser modeladas com precisão por inversões 2-D e, portanto, causam distorções nos modelos de resistividade elétrica ([Chambers et al., 2002](#); [Bentley e Gharibi, 2004](#); [Nimmer et al., 2008](#); [Loke et al., 2013](#)).

Nas aquisições dos dados de resistividades e de cargabilidades aparentes utilizou-se o resistivímetro multieletródico SYSCAL PRO SWITCH 72 (Iris Instruments; **Figura 4.4a**). No campo realizaram-se aquisições com o método IP tempo e IP frequência, com eletrodos equiespaçados em 10 metros usando-se o arranjo dipolo-dipolo. No modo IP tempo usaram-se eletrodos não polarizáveis nos pontos de registro de potencial elétrico, e eletrodos de aço carbono nos pontos de injeção de corrente elétrica.

No IP frequência aplicaram-se períodos de registro da resistividade elétrica de 250ms e 1000ms, utilizando-se eletrodos de aço inox (**Figura 4.4b**). Em ambos os levantamentos, adicionou-se uma solução de água salinizada nos pontos de injeção/registo de corrente e potencial elétrico para reduzir os elevados valores de resistência de contato.

Apesar da aplicação de espaçamento e arranjo semelhantes, as seções dos levantamentos realizados apenas com uso de cabos multieletródicos (250 e 1000ms) atingiram 56 metros de profundidade enquanto a aquisição de resistividade realizada simultaneamente com a

cargabilidade (2000ms) foram alcançados apenas 32.5 metros em função do limite máximo 10 níveis de profundidade de investigação do equipamento, o que restringe a distância máxima entre os eletrodos de corrente e potencial para 100m, dessa forma reduzindo a profundidade do modelo de inversão.

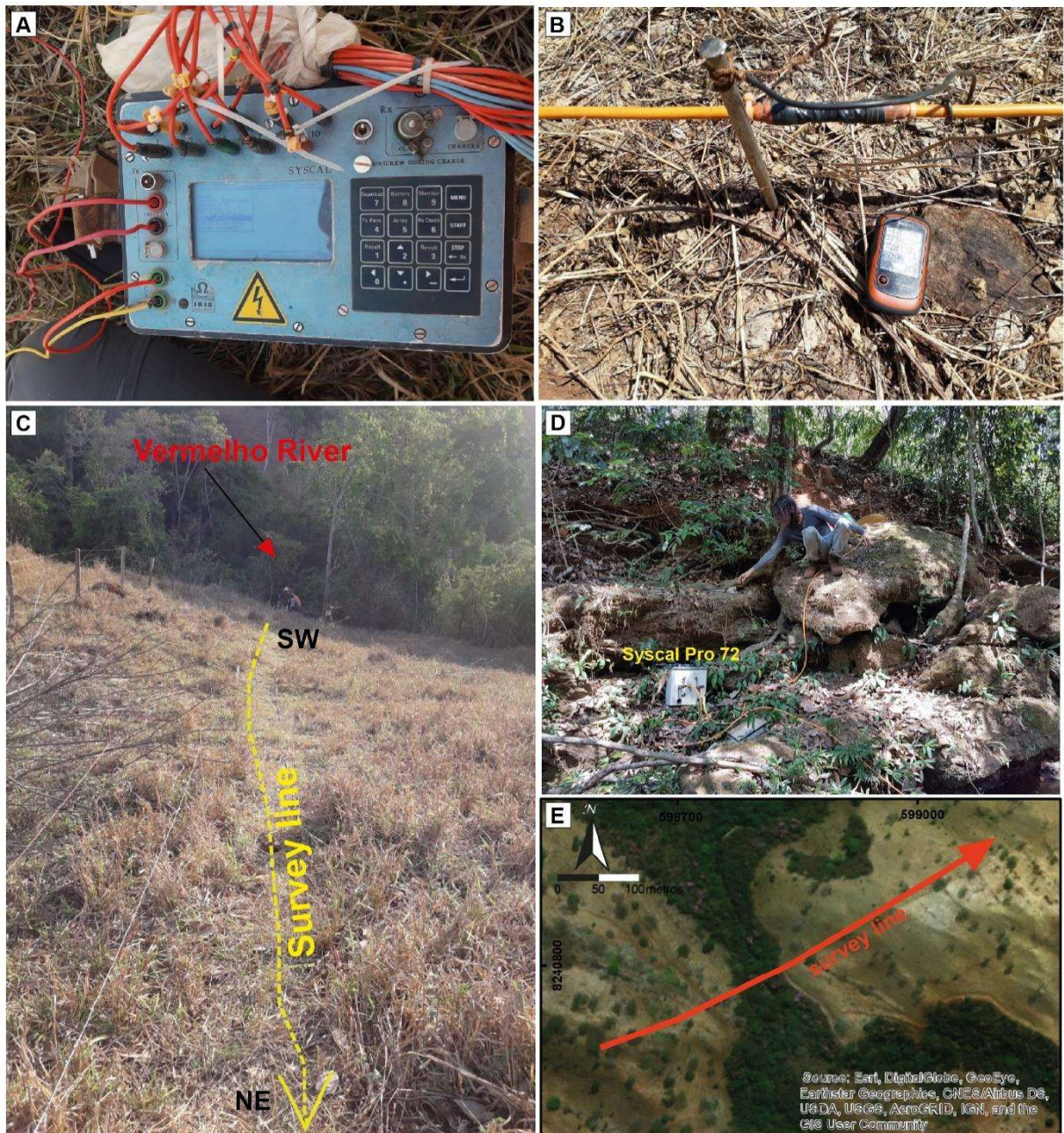


Figura 4.4 – (A) Resistivimetro Syscal Pro 72, preparado para aquisições de medidas de cargabilidade. (B) Eletrodo de aço inox conectado a multi-cabo para execução das medidas de resistividade (250 e 1000ms). (C) Disposição da linha no momento de aquisição de cargabilidade, na margem nordeste do Rio Vermelho. (D) Posição do Syscal Pro durante a aquisição dos dados de resistividade (250 e 1000ms), na margem sudoeste do Rio Vermelho. (E) Configuração espacial da linha de levantamento elétrico.

4.3.2 Modelagem Inversa

A redução e filtragem dos dados, de resistividade elétrica e de cargabilidade, foram realizadas separadamente no software Prosys II (*Iris Instruments*):

Resistividade elétrica – (1) conversão para valores absolutos (os registros negativos correspondem a medidas de potencial elétrico negativo, isto ocorre porque há reversão de corrente elétrica); (2) inserção de topografia em cada ponto de eletrodo; (3) filtragem de registros de resistividade elétrica com elevados valores (spikes) e valores nulos (causados pela falta de corrente elétrica que aconteceram em função da desconexão dos eletrodos com os cabos). A maior parte dos pontos removidos correspondem aos registros referentes aos locais de passagem do Rio Vermelho e aos locais onde havia sedimentos coluvionares (pedregulhos) presente em superfície (**Figura 4.5**).

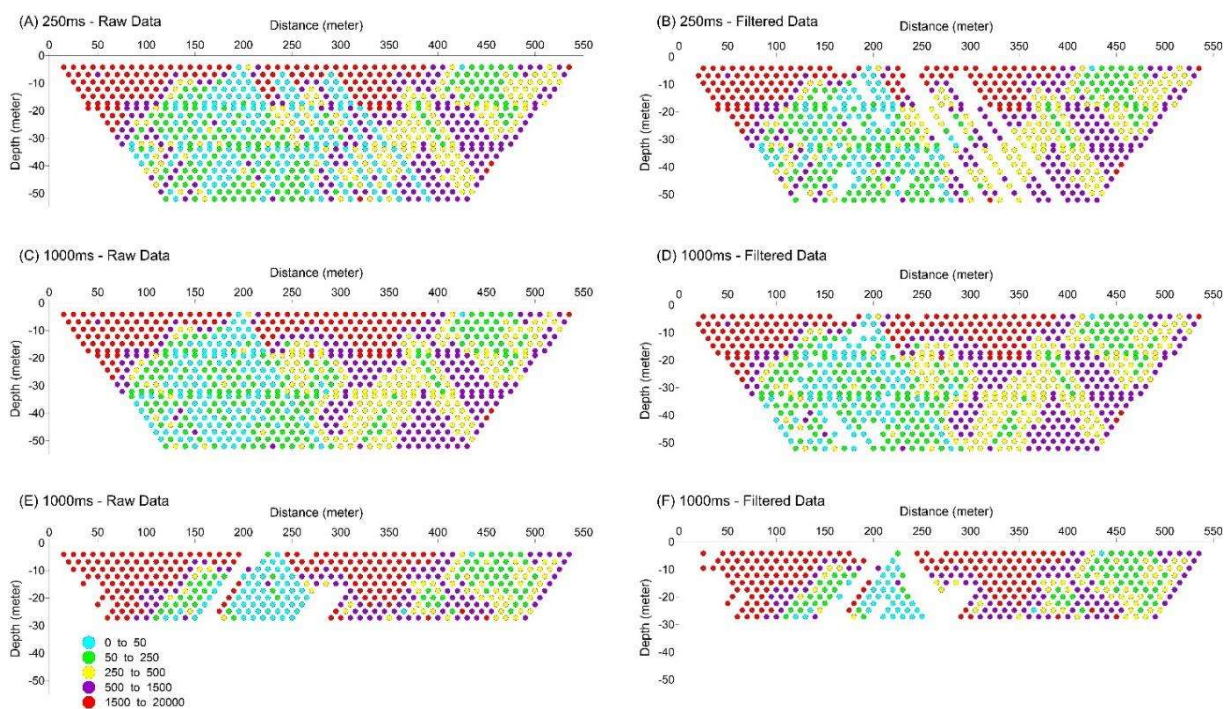


Figura 4.5- Distribuição dos pontos de resistividade elétrica obtidos na região do Córrego Digo-Digo. Seções de dados brutos e filtrados, obtidos com períodos de amostragem de 250ms, 1000ms e 2000ms. (A) 250ms – raw data. (B) 250ms – filtered data. (C) 1000ms – raw data. (D) 1000ms – filtered data. (E) 2000ms – raw data. (F) 2000ms – filtered data.

Cargabilidade – (1) remoção dos dados onde as curvas de decaimento do potencial elétrico não possuíam um comportamento exponencial, ou seja, as janelas temporais apresentavam curva de decaimento com geometria errática ou sem tendências monótonas com padrões distintos do modelo Cole-Cole assumido; (2) registros de cargabilidade negativas ou

nulas; e (3) com valores superiores a 100mV/V que a curva de decaimento não apresentava tendências monótonas perfeitas (**Figura 4.6**).

Após as filtragens, a modelagem inversa dos dados 2D aconteceu no programa de inversão Res2DInv (Loke, 2012), que utiliza como padrão a inversão por mínimos quadrados, que tenta minimizar o quadrado da diferença entre as resistividades medidas e as calculadas. No programa Res2DInv, efetuou-se uma segunda filtragem dos dados utilizando a ferramenta *exterminate bad datum points*, que permite a identificação e exclusão de pontos com valores de resistividade aparente muito baixos ou muito altos em relação aos valores vizinhos, comumente esses pontos ocorrem devido a problemas de conexão dos eletrodos durante a aquisição dos dados.

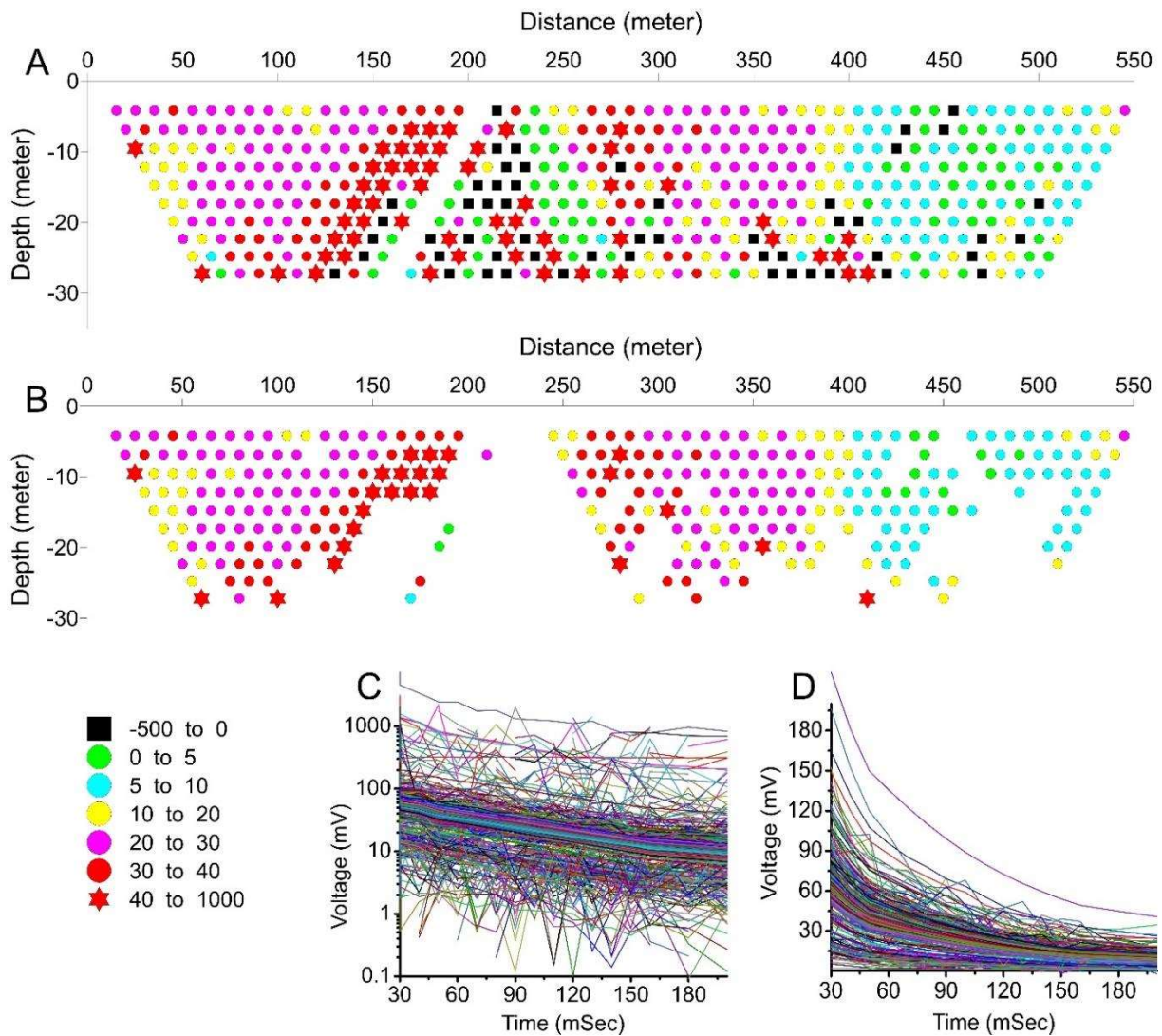


Figura 4.6 – (A) Pontos de amostragem de dados de cargabilidade com falta de amostragem apenas na passagem do Córrego Digo-Digo – 210 metros. (B) Pontos de amostragem após a filtragem. Curvas de decaimento do potencial elétrico dos dados brutos (C) e dos dados após a filtragem (D).

Na polarização induzida no domínio da frequência, a resistividade aparente é medida em duas frequências distintas comumente variando entre 0.1 a 10Hz e o resultado é apresentado em porcentagem de frequência efetiva e/ou fator metal (Loke, 2012). O fator metal (*Metal Factor* - MF) é um parâmetro normalizado utilizado principalmente no método de polarização induzida no domínio da frequência (Halof, 1964). Embora este parâmetro não meça nenhuma propriedade física exclusiva, ele é usado extensivamente na exploração mineral como uma técnica de exibição de dados (Witherly e Vyseelar, 1990). Halof (1964), baseado em resultados de polarização induzida obtidos em campo sugere que o fator metal é uma indicação muito melhor da quantidade de mineralização que causa a anomalia de IP maior do que os efeitos de frequência (PFE). O Fator Metal pode ser calculado tanto para medidas no domínio da frequência como do domínio do tempo. No domínio da frequência, o valor do Fator Metal ($MF_{freq.}$) é calculado com a Equação 1 (Loke, 2002).

$$MF_{freq.} = 10^5(\rho_{dc} - \rho_{ac}) / \rho_{ac}^2 \text{ (Eq.1)}$$

Onde ρ_{dc} são os valores de resistividade obtidos na aquisição de baixa frequência e ρ_{ac} os valores obtidos na aquisição de alta frequência, ambos em ohms por metro. No domínio do tempo, o valor do Fator Metal é calculado com a Equação 2 (Madden e Marshal, 1959; Telford et al., 1990).

$$MF_{tempo} = (1000M) / \rho_{ac} \text{ (Eq. 2)}$$

Onde a cargabilidade (M) é dada em termos de milissegundos (Loke 2002; Witherly e Vyseelar, 1990).

A partir dos dados não filtrados apenas com a correção topográfica realizada, usaram-se as fórmulas descritas acima em módulo (para evitar valores negativos), assim obtendo os valores de Fator Metal. Posteriormente na filtragem do MF, para reduzir o erro RMS dos modelos de inversão, realizou-se a exclusão de pontos com valores de MF extremamente elevados (outliers).

4.4 RESULTADOS

4.4.1 Eletrorresistividade

Nas três seções de resistividade elétrica (**Figura 4.7**) notam-se seis principais zonas geoeletricas com contrastes laterais e verticais:

- (i) Camada espessa de alta resistividade, corresponde as posições de 0 a 70m do levantamento elétrico com valores variando entre 1.100 e 9.000 ohms.m;
- (ii) Camada espessa de baixa resistividade com valores entre 7 a 200 ohms.m subjacente a uma fina camada superficial de alta resistividade com valores superiores a 7000ohm.m, referente as posições de 100 a 215m;
- (iii) Zona de baixa resistividade similar a (ii) porém com valores de resistividade um pouco superiores variando entre 65 e 500 ohms.m, nas posições entre 215m e 400m;
- (iv) Zona espessa de baixa resistividade associadas a zonas de médias resistividades variando entre 25 e 1.000 ohm.m, que pode ser mais bem observada na seção de 250ms (fig. 6c) referente as porções entre 400 a 550m do dado.
- (v) Zona superficial no topo do perfil elétrico com alta resistividade, valores acima de 7.000 ohms.m que se estende lateralmente por quase todo perfil.
- (vi) Zona superficial em contato laterar com a zona (v), com resistividades baixas variando entre 30 e 500ohms.m, ocorre no intervalo de 410 a 480m na superfície.

4.4.2 Cargabilidade

O modelo de cargabilidade obtido após a modelagem inversa convergiu com 7.5% de erro RMS após 4 iterações (**Figura 4.8a**). Na secção 2D, há ocorrência de três principais anomalias positivas com valores entre 45 e 100mv/V entre as posições 100 e 360m, as três principais anomalias identificadas possuem associação espacial com a zona (ii) e (iii) que apresentam os menores valores de resistividade obtidos no levantamento sobre o horizonte exalativo da Formação Digo-Digo. Uma quarta anomalia IP está presente na posição de 400m com cerca de 24m de profundidade, esta anomalia possui correlação espacial com uma zona de alta resistividade (3.000 a 8.000 ohms.m) com geometria similar a um pináculo na região limítrofe entre as zonas de resistividade (iii) e (iv).

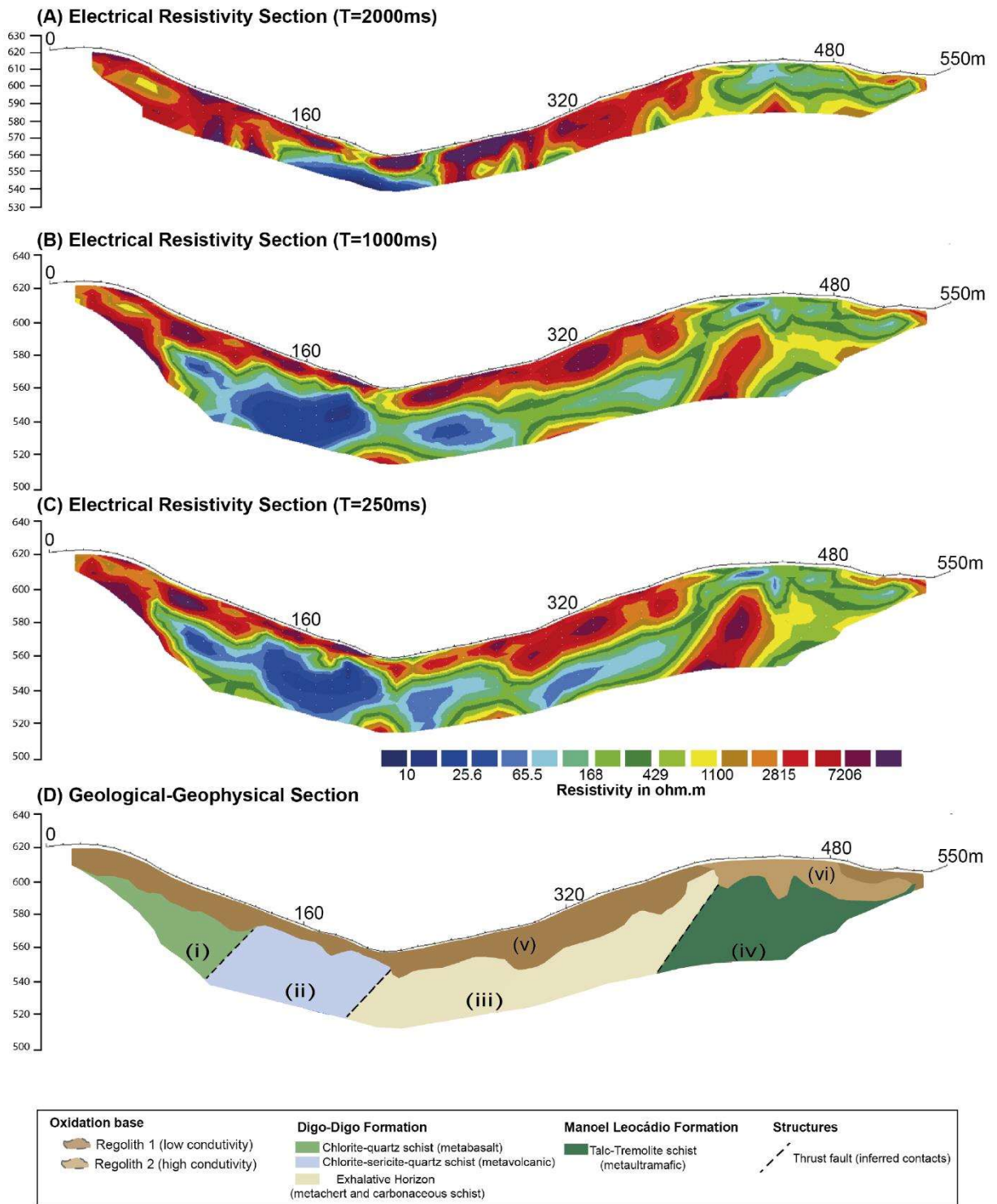


Figura 4.7 - Modelos de resistividade elétrica obtidos com ciclos de corrente de 2000ms (A), 1000ms (B), e 250ms (C). (D) Modelo geofísico-geológico da seção 2D elaborado a partir da integração dos dados de eletrorresistividade e dados geológicos de superfície

4.4.3 Fator Metal

Os modelos de fator metal (**Figuras 4.8b e 4.8c**) calculados após filtragem dos dados apresentaram valores entre 0 e 35500, devido os valores normalizados resultantes dos cálculos do Fator Metal possuírem uma grande variação (1 a 35.500), o erro RMS calculado pelo software RES2DINV alcança valores aproximados de 80%.

As principais anomalias positivas observadas em ambas as inversões de Fator Metal, possuem valores entre 20.500 e 35.500, e estão espacialmente associadas a porção central do levantamento, onde também ocorrem as principais anomalias IP que correspondem a zonas de baixa resistividade no modelo de eletrorresistividade. No geral, as anomalias nos modelos de MF domínio do tempo apresentaram valores mais baixos que as presentes no modelo do domínio da frequência.

O modelo de fator metal domínio do tempo apresentou três anomalias pontuais com formato de pináculo, com valores médios de 25.500, e pontualmente superiores a 30.000 (**Figura 4.8b**). O modelo de fator metal domínio da frequência apresentou duas anomalias com valores superiores a 30.000, as anomalias possuem continuidade na porção central do dado (160 – 300m) onde ocorrem valores inferiores a 10.000, no modelo a geometria do *trend* das anomalias é de uma camada arqueada levemente distorcida (**Figura 4.8c**).

4.4.4 Integração de dados

Com o objetivo de analisar os melhores locais em subsuperfície com potencial para hospedar mineralizações associadas a sulfetos maciços a disseminados, realizou-se a integração dos modelos de cargabilidade, resistividade e de fator metal (domínio da frequência).

Para integração das seções, os modelos de inversão foram importados para o software Oasis Montaj, realizou-se as interpolações dos modelos pelo método do *Inverse Distance Weighting* (IDW) que apresentou melhor correspondência com os modelos 2D gerados previamente no software Res2Dinv. A ideia geral do IDW é baseada na suposição que o valor atribuído a um ponto não amostrado é a média ponderada dos valores conhecidos na vizinhança e seus pesos estão inversamente relacionados entre o local não amostrado e os amostrados (Lu e Wong, 2008). Para aplicação da interpolação usaram-se valores de 2.7m para o tamanho da célula (aproximadamente $\frac{1}{2}$ do espaçamento entre os pontos), os valores aplicados nas variáveis *slope* e *power* são respectivamente 1 e 2, que correspondem aos valores padrões do software.

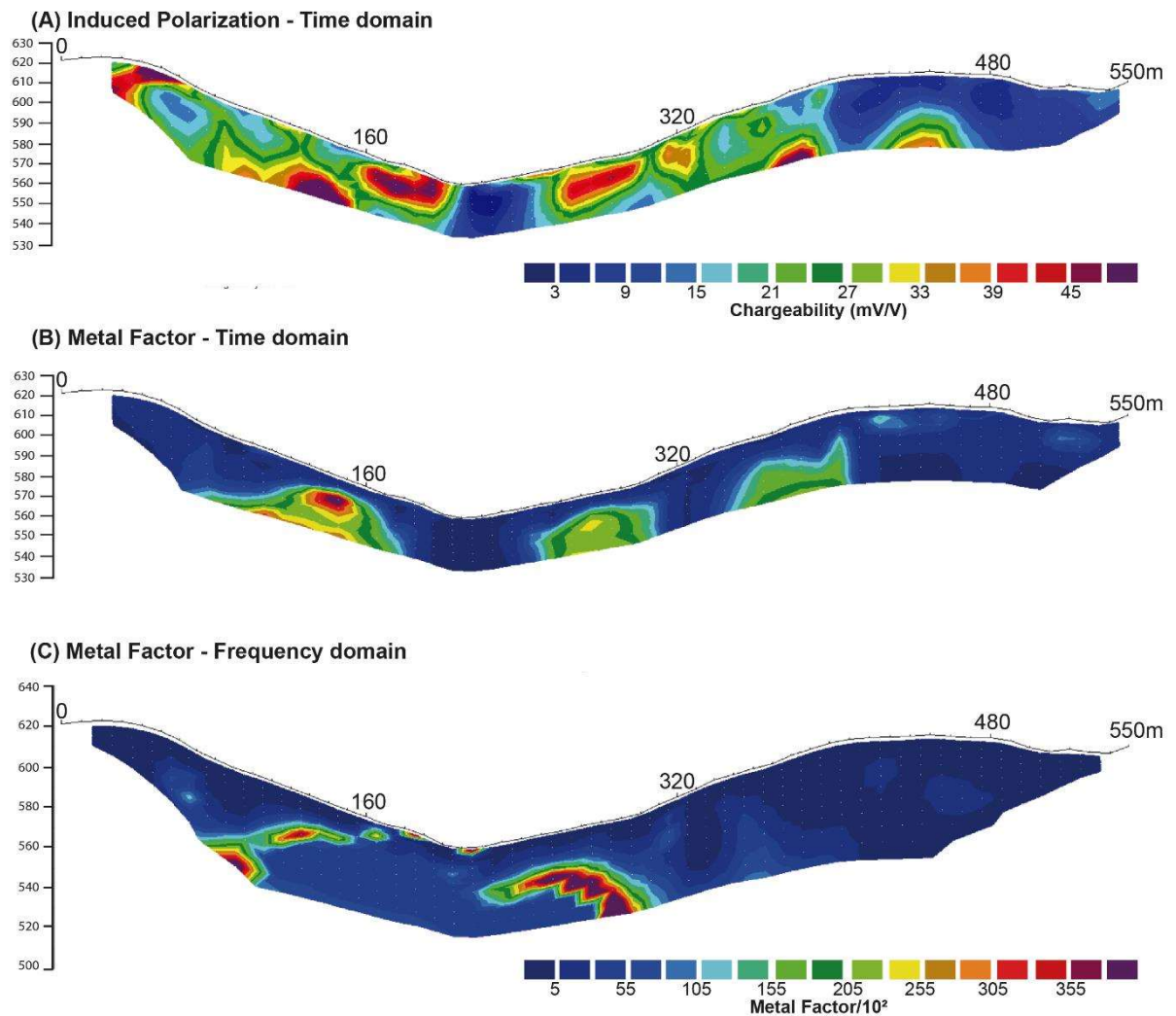


Figura 4.8- Modelos elétricos: (A) Cargabilidade (IP domínio do tempo), (B) Fator metal domínio do tempo e (C) Fator Metal domínio da Frequência.

Posteriormente foi gerado um modelo ternário através da sobreposição dos novos grids em RGB (*red-green-blue*). Neste produto, as zonas que apresentam alta cargabilidade, alto fator metal e baixa resistividade são sobrepostas, realçando as zonas de maior potencial para as mineralizações associadas à presença de sulfetos metálicos.

No modelo ternário as cores arroxeadas (**Figura 4.9a**), indicam zonas com maior potencial para ocorrência de mineralizações, enquanto áreas com cores verdes sugerem zonas de alta resistividade e valores baixos de fator metal e cargabilidade, propriedades comuns de materiais não metálicos indicando assim possíveis zonas estéreis no modelo ternário RGB.

No ternário RGB, três zonas com as características com potencial para mineralizações sulfetadas ocorrem entre: (1) 75 e 220m, (2) 270 e 310m e (3) 470 – 490m, iniciando-se nas profundidades entre 10 e 20 metros (**Figura 4.9a**).

4.5 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A informação geológica obtida em superfície apresenta coerência com as respectivas variedades laterais identificadas nas seções de resistividade elétrica (**Figura 4.7**).

- A zona de número (i) está espacialmente associada aos clorita-quartzo xistos da Formação Digo-Digo;
- A zona (ii) possui correlação espacial com as metavulcânicas intermediárias (sericita-clorita-quartzo xistos);
- A zona (iii) referente as porções centrais do levantamento, apresenta os menores valores de resistividade da secção e pode ser espacialmente correlacionado ao horizonte exalativo com níveis disseminados a maciços de pirita e auríferos.
- A zona (iv) ocorre a nordeste do Rio Vermelho, apresenta respostas elétricas distintas das anteriores, com valores de resistividade intermediários (500 – 1100 ohms.m) e correlação espacial com as rochas meta-ultrabásicas da Formação Manoel Leocádio.
- As zonas (v) e (vi) correspondem no modelo a duas camadas superficiais (topo dos perfis) com valores resistividades distintas, a zona (v) corresponde a uma camada com valores de resistividade entre 5000 e 8000 ohms.m que se estende lateralmente por quase todo o perfil, exceto entre 400 e 480m, intervalo em que ocorre a segunda zona superficial (vi) com resistividades inferiores a 600ohms.m, ambas as zonas são interpretadas como regolitos, com características físicas distintas.

A partir das características elétricas das zonas (i a vi), nos dados geológicos obtidos em superfície e nas suas correlações, propõe-se uma seção interpretada com principais litologias, estruturas e cobertura dos modelos de eletrorresistividade (**Figura 4.7d**).

No modelo integrado dos dados de eletrorresistividade, cargabilidade e fator metal (domínio da frequência), gerado pela sobreposição dos modelos no espectro RGB, determinaram-se zonas com maior potencial para hospedar mineralizações associadas a sulfetos, e por fim propor um modelo prospectivo da seção de estudo.

O modelo prospectivo ressaltou três principais zonas extensas com propriedades que indicam a possível presença de minerais metálicos, as zonas estão ressaltadas pela cor vermelha

e indicam áreas com valores altos de cargabilidade, fator metal e condutividade (baixa resistividade).

A partir do modelo prospectivo e das áreas extensas com potencial para mineralizações geraram-se 4 alvos prospectivos mais restritos (t1, t2, t3 e t4; **Figura 4.9b**):

- Os alvos t1 e t2 correspondem a possíveis zonas de contato com possível presença de minerais metálicos, t1 está no contatos dos clorita-quartzo xistos (metabasaltos) com as metavulcânicas intermediárias e t2 no contato entre as metavulcânicas intermediárias com o horizonte exalativo, comumente depósitos e ocorrências minerais estão associadas a zonas de contato geológico devido a remobilizações de metais, controles estruturais (zonas de cisalhamento), reações de oxirredução e diferenças de tamponamento ou de permeabilidade entre as rochas.
- O alvo t3 está hospedado nas intercalações de metavulcânicas, metacherts e filitos carbonosos com níveis de sulfeto disseminado a maciço com auríferos, unidade alvo do presente estudo.
- O alvo t4 está hospedado nas rochas metaultramáficas da Formação Manoel Leocádio, em trabalhos anteriores não foram descritas ocorrências de mineralizações associadas a esta unidade, logo a seleção desta região alvo possui caráter investigativo.

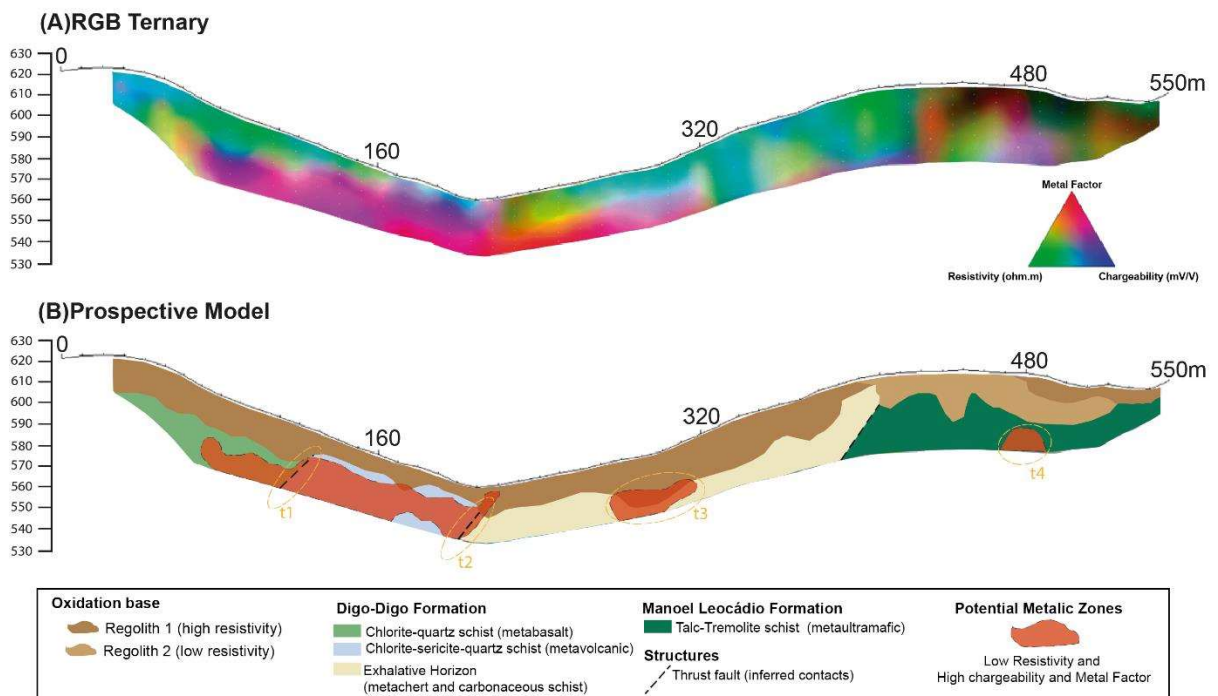


Figura 4.9– (A) Modelo ternário composto pela integração dos resultados 2D de resistividade elétrica, cargabilidade e fator metal (domínio da frequência). Ternário elétrico (RGB), zonas com maior potencial para hospedar minerais metálicos são realçadas pelas cores arroxeadas/rosadas. (B) Modelo de prospectivo para a região da confluência do Córrego Digo-Digo com Rio vermelho, zonas com alto potencial para hospedar minerais metálicos estão destacadas em vermelho. Zonas alvas mais restritas (t1, t2, t3 e t4) estão identificadas por círculos de cor laranja.

Algumas estruturas geológicas, como o possível dobramento evidenciado na exposição de rochas do horizonte exalativo, devido a resolução da aquisição não puderam ser claramente identificadas nos dados de resistividade e de cargabilidade, apesar disso no modelo de MF domínio da frequência é possível observar que a zona com valores anômalos de fator metal apresenta uma geometria continua semelhante ao formato de uma dobra aberta de escala hectamétrica. Caso realmente a geometria presente no modelo de MF corresponda a uma estrutura geológica, possivelmente a dobra observada em campo trata-se de um dobramento parasítico associada a dobra de escala maior do modelo de fator metal.

Em relação as diferenças identificadas na aquisição e resultados dos dados no domínio do tempo e da frequência pode-se observar que:

- 1) Os dados de IP no domínio da frequência devido ao uso de sistemas multieletródicos, obteve 80% mais pontos com medidas de eletrorresistividade, e alcançou cerca de 20m a mais de profundidade que os dados obtidos no domínio do tempo e necessitaram apenas de 50% do tempo de aquisição.

- 2) Os dados de cargabilidade demonstraram anomalias mais amplas e dispersas pela seção, enquanto os dados de fator metal no domínio da frequência apresentaram anomalias mais restritas e estruturadas, porém ainda com boa correlação espacial com os dados de cargabilidade e fator metal no domínio do tempo, principalmente na porção central associada ao horizonte exalativo da Formação Digo-Digo.

Os dados no domínio da frequência se mostraram tão eficientes quanto os dados do domínio do tempo na detecção de potenciais zonas mineralizadas na Formação Digo-Digo, podendo ser uma boa opção em casos de projetos de exploração que necessitem de dados rápidos com profundidades maiores e custos reduzidos utilizando resistivímetros com transmissões de corrente relativamente baixas.

4.6 AGRADECIMENTOS

Agradecemos a empresa Orinoco Gold Ltda pelo apoio nas etapas de campo, e pelos dados concedidos para a pesquisa. O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

4.7 REFERÊNCIAS

- Agnoletto, E.; Leite, E. P. 2015. Identification of exploration gold targets in the Alta Floresta Gold Province, Mato Grosso state, Brazil, based on an integrated interpretation of magnetic and geoelectrical data. *Revista Brasileira de Geofísica*, 33(02):305-318. <https://doi:10.22564/rbgf.v33i2.722>.
- Araujo, S. M.; Fawcett, J.J.; Scott, S.D. 1995. Metamorphism of hydrothermally altered rocks in a volcanogenic massive sulfide deposit: the Palmeirópolis, Brazil, example. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(3):173-184.
- Arifin, M. H.; Kayode, J. S.; Izwan, M. K.; Zaid, H. A. H.; Hussin, H. 2019. Data for the potential gold mineralization mapping with the applications of Electrical Resistivity Imaging and Induced Polarization geophysical surveys. *Data in Brief*, 22, 830–835. <https://doi:10.1016/j.dib.2018.12.086>.
- Best, ME; Fage, I. 2017. Case Study of Mineral Deposits in the Yukon Using High Resolution Resistivity / Induced Polarization Techniques. *CSEG RECORDER*, 42(4):28-32p.
- Bellefleur, G.; Cheraghi, S.; Malehmir, A. 2019. Reprocessing legacy three-dimensional seismic data from the Halfmile Lake and Brunswick No. 6 volcanogenic massive sulphide deposits, New Brunswick, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56(5), 569-583. <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0103>.

- Boszczuk, P.; Cheng, L. Z.; Hammouche, H.; Roy, P.; Lacroix, S.; Cheilletz, A. 2011. A 3D gravity data interpretation of the Matagami mining camp, Abitibi Subprovince, Superior Province, Québec, Canada: Application to VMS deposit exploration. *Journal of Applied Geophysics*, 75(1), 77-86. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.06.031>.
- Claprod, M.; Chouteau, M.; Cheng, L. Z. 2008. Rapid detection and classification of airborne time-domain electromagnetic anomalies using weighted multi-linear regression. *Exploration Geophysics*, 39(3), 164. <https://doi:10.1071/eg08018>.
- Clark, D. A.; Emerson, D. W.; Kerr, T. L. 1988. The use of electrical conductivity and magnetic susceptibility tensors in rock fabric studies. *Exploration Geophysics*, 19(2), 244. <https://doi:10.1071/eg988244>.
- Couto Jr, M. A.; Wosniak, R.; Marques, E. D.; Duque, T.; Carvalho, M. T. N. 2017. VTEM and Aeromagnetic Data Modeling Applied to Cu, Zn and Pb Prospection in Palmeirópolis Project, TO, Brazil. In: 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. <https://doi:10.13140/RG.2.2.21388.62088>.
- Cox, L. H.; Wilson, G. A.; Zhdanov, M. S. 2012. 3D inversion of airborne electromagnetic data. *Geophysics*, 77(4), WB59–WB69. <https://doi:10.1190/geo2011-0370.1>.
- Dahlin, T.; Leroux, V. 2012. Improvement in time-domain induced polarization data quality with multi-electrode systems by separating current and potential cables. *Near Surface Geophysics*, 10(6), 545–565. <https://doi:10.3997/1873-0604.2012028>.
- Dahlin, T.; Zhou, B. 2006. Multiple gradient array measurements for multi-channel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4(2): 113-123. <https://doi:10.3997/1873-0604.2005037>.
- Dentith, M. C.; Frankcombe, K. F.; Trench, A. 1994. Geophysical signatures of Western Australian mineral deposits: an overview. *Exploration Geophysics*, 25(3), 103. <https://doi:10.1071/eg994103>.
- Doyle, H. A. 1986. Geophysical exploration for gold? a review. *Exploration Geophysics*, 17(4), 169. <https://doi:10.1071/eg986169>.
- Dreher, A. M.; Tavares, F. M.; Oliveira, J. K. M. 2018. Wall rocks and hydrothermal alteration associated with the Pojuca and Furnas Deposits, Carajás Province. In: Anais do 49 Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, RJ.
- Eaton, D. W.; Milkereit, B.; Salisbury, M. 2003. Seismic methods for deep mineral exploration: Mature technologies adapted to new targets. *The Leading Edge*, 22(6):580-585. <https://doi.org/10.1190/1.1587683>.
- Fruchting, A.; Boniatti, J.; Oliveira, G.; Oliveira, S. B.; Pires, P. F. R.; Henrique, E. 2009. Aplicação dos métodos eletromagnéticos aéreos e de polarização induzida espectral em mineralizações de cobre/zinco tipo VMS. In: 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF 2009, Salvador, Bahia, Brazil, 24-28 August 2009. <https://doi:10.1190/sbgf2009-106>.
- Galley, A. G.; Hannington, M. D.; Jonasson, I. R. 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits. *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, Special Publication, 5:141-161.

Gibson, H. L.; Allen, R. L.; Riverin, G.; Lane, T. E. 2007. The VMS model: Advances and application to exploration targeting. In: Proceedings of Exploration 07, p. 713-730.

Grainger, C. J.; Groves, D. I.; Tallarico, F. H. B.; Fletcher, I. R. 2008. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geology Reviews*, 33(3-4), 451–489. <https://doi:10.1016/j.oregeorev.2006.10.010>.

Guo, W.; Dentith, M.C.; Xu, J.; Ren, F. 1999. Geophysical exploration for gold in Gansu Province, China. *Exploration Geophysics*, 30 (2): 76–82. <https://10.1071/EG999076>.

Hallof, P. G. 1964. A comparison of the various parameters employed in the variable-frequency induced-polarization method. *geophysics*, 29(3):425–433. <https://doi:10.1190/1.1439376>.

Hartmann, L. A.; Delgado, I. 2001. Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. *Mineralium Deposita*, 36(3-4):207–217. <https://doi:10.1007/s001260100175>.

Hodges, G.; Chen, T.; Van Buren, R. 2016. HELITEM detects the Lalor VMS deposit. *Exploration Geophysics*. 47(4), <https://doi.org/10.1071/eg16006>.

Jost, H.; Carvalho, M. J.; Rodrigues, V. G.; Martins, R. 2014. Metalogênese dos greenstone belts de Goiás. *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*, CPRM, Belo Horizonte, 141-168.

Jost, H.; Chemale Jr., F.; Dussin, I.A.; Tassinari, C.C.G.; Martins, R. 2010. U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, Central Brazil. *Ore Geology Reviews*, 37:127-139. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.01.003>.

Jost, H.; Junior, F. C.; Fuck, R. A.; Dussin, I. A. 2013. Uv complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 47:201-212. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.002>.

Jost, H.; Sial, A.N.; Benell, M.R.; Ferreira, V.P. 2008. Carbon Isotopes in Dolostones of Goiás State Greenstone Belts, Central Brazil. In: *Brazilian Geological Congress*, Curitiba, 44, p. 687. Abstract Volume.

Legault, J. M.; Plastow, G.; Zhao, S.; Bournas, N.; Prikhodko, A.; Orta, M. 2015. ZTEM and VTEM airborne EM and magnetic results over the Lalor copper-gold volcanogenic massive sulfide deposit region, near Snow Lake, Manitoba. *Interpretation*, 3(2):SL83–SL94. <https://doi:10.1190/int-2014-0245.1>.

Leistel, J.; Marcoux, E.; Thiéblemont, D.; Quesada, C.; Sánchez, A.; Almodóvar, G. R.; Pascual, E.; Sáez, R. 1997. The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt Review and preface to the Thematic Issue. *Mineralium Deposita*, 33:2–30. <https://doi.org/10.1007/s001260050130>.

- Loke, M. H. 2002. User manual for Res2dinv ver. 3.5. Geotomo software. Available in <https://www.geotomosoft.com/downloads.php>
- Loke, M. H.; Chambers, J. E.; Rucker, D. F.; Kuras, O.; Wilkinson, P. B. 2013. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of applied geophysics*, 95: 135-156. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.02.017>.
- Lu, G. Y.; Wong, D. W. 2008. An adaptive inverse-distance weighting spatial interpolation technique. *Computers & geosciences*, 34(9): 1044-1055. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.010>.
- Malehmir, A.; Durrheim, R.; Bellefleur, G.; Urosevic, M.; Juhlin, C.; White, D. J.; Milkereit, B.; Campbell, G. 2012. Seismic methods in mineral exploration and mine planning: A general overview of past and present case histories and a look into the future. *Geophysics*, 77(5):WC173-WC190. <https://doi.org/10.1190/geo2012-0028.1>.
- Madden, T. R.; Marshall, D. J. 1959. Induced polarization, a study of its causes. *Geophysics*, 24(4): 790-816. <https://doi.org/10.1190/1.1438659>.
- Mammo, T. 2013. Geophysical models for the Cu-dominated VHMS mineralization in Katta district, western Ethiopia. *Natural resources research*, 22(1): 5-18. <https://doi.org/10.1007/s11053-012-9186-0>.
- McIntosh, S. M.; Gill, J. P.; Mountford, A. J. 1999. The geophysical response of the Las Cruces massive sulphide deposit. *Exploration Geophysics*, 30(4): 123. <https://doi.org/10.1071/eg999123>.
- Milkereit, B.; Eaton, D.; Wu, J.; Perron, G.; Salisbury, M. H.; Berrér, E. K.; Morrison, G. 1996. Seismic imaging of massive sulfide deposits; Part II, Reflection seismic profiling. *Economic Geology*, 91(5): 829-834. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.5.829>.
- Morgan, L. A. 2012. Geophysical Characteristics of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. In: Shanks, P. & Thurston, R. (eds.). *Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model*. US Geological Survey, Reston, Virginia. p. 113-131.
- Neder, R. D.; Figueiredo, B. R.; Beaudry, C.; Collins, C.; Leite, J. A. D. 2000. The Expedito Massive Sulfide Deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geologia*, 30(2):222-225. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.200030222225>.
- Nelson, P. H.; Van Voorhis, G. D. 1983. Estimation of sulfide content from induced polarization data. *Geophysics*, 48(1): 62-75. <https://doi.org/10.1190/1.1441408>.
- NetunoVillas, R.; Santos, M. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, 36(3-4): 300-331. <https://doi.org/10.1007/s001260100178>.
- Newton, O.; Vowles, A. 2017. Geophysical Overview of Lalor VMS Deposit. In: *Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration*. Edited by V. Tschirhart and M.D. Thomas, p. 619-635.

- Palacky, G. 1987. Resistivity Characteristics of Geological Targets. In: Nabighian, M., Ed., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Theory*, Society of Exploration Geophysicists Tulsa, OK, 53-129.
- Palacky, G. J.; Kadekaru, K. 1979. Effect of tropical weathering on electrical and electromagnetic measurements. *Geophysics*, 44(1): 69–88. <https://doi.org/10.1190/1.1440924>.
- Paterson, N. R.; Hallof, P. G. 1993. *Geophysical exploration for gold. Gold Metallogeny and Exploration*, Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-94-011-2128-6_12.
- Pelton, W. H.; Ward, S. H.; Hallof, P. G.; Sill, W. R.; Nelson, P. H. 1978. Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. *Geophysics*, 43(3): 588–609. <https://doi.org/10.1190/1.1440839>.
- Piercey, S. J. 2010. An overview of petrochemistry in the regional exploration for volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 10(2): 119–136. <https://doi.org/10.1144/1467-7873/09-221>.
- Pinho, F. E. 1996. *The Origin of the Cabaçal Cu-Au Deposit, Alto Jauru Greenstone Belt, Brazil*. The University of Western Ontario. Department of Earth Sciences. 230p. Digitized Theses. 2656. <https://ir.lib.uwo.ca/digitizedtheses/2656>.
- Pinto, V. P.; Seimetz, E. X.; COSTA, A. S. J.; Canata, R. E.; Estevanato, R.; Borges, W. R.; Ferreira, F. J. F.; Zan, W. G. A comparison between time and frequency domain IP applied to gold prospecting at Alta Floresta Gold Province (MT-Brazil). In: 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2017, Rio de Janeiro. Anais do 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2017. v. Cd-rom.
- Resende, M. G.; Jost, H.; Osborne, G. A.; Mol, A. G. 1998. The stratigraphy of the Goiás and Faina Greenstone Belts, Central Brazil: a new proposal. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, SP, 28(1): 77-94. <https://10.5327/RBG.V28I1.613>.
- Resende, M. G.; Jost, H.; Lima, B. E. M.; Teixeira, A. D. A. 1999. Proveniência e Idades modelos Sm/Nd das Rochas Siliciclásticas Arqueanas dos Greenstone Belts de Faina e Santa Rita, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3): 281-290.
- Santos, R.V.; Oliveira, C.G.; Souza, V.H.V.; Carvalho, M.J.; Andrade, T.V.; Souza, H.G.A. 2008. Correlação isotópica baseada em isótopos de Carbono entre os greenstone belts de Goiás. In: *Brazilian Geologic Congress*, Curitiba, 44, p. 52. Abstract Volume.
- Salisbury, M. H.; Bernd, M.; Ascough, G.; Adair, R.; Matthews, L.; Schmitt, D. R.; Wu, J. 2000. Physical properties and seismic imaging of massive sulfides. *Geophysics*, 65(6): 1882-1889. <https://doi.org/10.1190/1.1444872>.
- Salisbury, M. H.; Milkereit, B.; Bleeker, W. 1996. Seismic imaging of massive sulfide deposits; Part I, Rock properties. *Economic Geology*, 91(5): 821-828. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.5.821>.
- Sheriff, R. E. 1991. *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*: Society of Exploration Geophysicists, 3rd ed., 376 p.

- Schetselaar, E.; Bellefleur, G.; Hunt, P. 2019. Elucidating the Effects of Hydrothermal Alteration on Seismic Reflectivity in the Footwall of the Lalor Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Snow Lake, Manitoba, Canada. *Minerals*, 9(6): 384. <https://doi.org/10.3390/min9060384>.
- Spitzer, K.; Chouteau, M. 2003. A DC resistivity and IP borehole survey at the Casa Berardi gold mine in northwestern Quebec. *Geophysics* 68 (2): 453–463. <https://doi.org/10.1190/1.1567221>.
- Sumner, J. S. 1976. *Principles of Induced Polarization for Geophysical Exploration*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Swiridiuk, P.; Close, B. 2004. Geophysical surveying over VMS deposits in Oman. *ASEG Extended Abstracts*, 2004(1), 1. <https://doi.org/10.1071/aseg2004ab145>.
- Tassinari, C.C.G.; Jost, H.; Santos, J.C.; Nutman, A.P.; Bennell, M.R. 2006. Pb and Nd isotope signatures and SHRIMP U-Pb geochronological evidence of Paleoproterozoic age for Mina III gold mineralizations, Crixás District, Central Brazil. In: V South American Symposium on Isotope Geology, pp. 615-617. Pucon, Chile, Extended Abstracts, CD-rom.
- Tavakoli, S.; Bauer, T. E.; Rasmussen, T. M.; Weihed, P.; Elming, S. 2016. Deep massive sulphide exploration using 2D and 3D geoelectrical and induced polarization data in Skellefte mining district, northern Sweden. *Geophysical Prospecting*, 64(6): 1602–1619. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12363>.
- Tavakoli, S.; Dehghannejad, M.; Juanatey, M. A. G.; Bauer, T.; Weihed, P.; Elming, S. 2016. Potential Field, Geoelectrical and Reflection Seismic Investigations for Massive Sulphide Exploration in the Skellefte Mining District, Northern Sweden. *Acta Geophysica*. 64(6): 2171–2199. <https://doi.org/10.1515/acgeo-2016-0088>.
- Tavakoli, S.; Bauer, T. E.; Elming, S. Å.; Thunehed, H.; Weihed, P. 2012. Regional-scale geometry of the central Skellefte district, northern Sweden—results from 2.5 D potential field modeling along three previously acquired seismic profiles. *Journal of applied geophysics*, 85: 43-58. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.06.012>.
- Teixeira, J. B. G.; Silva, M. G.; Misi, A.; Cruz, S. C. P.; Silva Sá, J. H. 2010. Geotectonic setting and metallogeny of the northern São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(2): 71–83. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.02.001>.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. 740 p.
- Tomazzoli, E.R. 1985. *Geologia, Petrologia, deformação e potencial aurífero do greenstone belt de Goiás - GO*. Master Thesis, Universidade de Brasília, 206p.
- Tornos, F.; Peter, J. M.; Allen, R.; Conde, C. 2015. Controls on the siting and style of volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, 68, 142-163. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.01.003>.
- Ugalde, H.; Morris, W. A.; Van Staal, C. 2018. The Bathurst Mining Camp, New Brunswick: Data Integration, Geophysical Modelling and Implications for Exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 56(4). <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0048>.

Witherly, K. E.; Vyselaar, J. 1990. A geophysical case history of the Poplar Lake copper-molybdenum deposit, Houston area, British Columbia in Ward, SH. Ed. Induced polarization: Society of Exploration Geophysics, 304-324.

Yang, D.; Fournier, D.; Kang, S.; Oldenburg, D. W. 2018. Deep mineral exploration using multi-scale electromagnetic geophysics: The Lalor massive sulphide deposit case study. Canadian Journal of Earth Sciences. 56(4). <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0069>.

Zonge, K. L.; Sauck, W. A.; Sumner, J. S. 1972. Comparison of time, frequency, and phase measurements in induced polarization. Geophysical Prospecting, 20(3): 626–648. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1972.tb00658.x>.

CAPÍTULO V

Artigo 2: Geophysical signatures of gold rich-volcanogenic massive sulphides (Au-VMS) of Digo-Digo Formation and implications for target generation in Serra de Santa Rita Greenstone belt, Central Brazil.

5.1 INTRODUÇÃO

Depósitos de sulfeto maciço vulcanogênico ricos em ouro (Au-VMS) são um subtipo/combinção de depósito VMS e de ouro filoneano (Poulsen e Hannington, 1996; Hannington et al., 1999; Huston, 2000; Poulsen et al., 2000). Como a maioria dos depósitos VMS, consistem em lentes de sulfeto semi-maciças a maciças, concordantes, sustentadas por zonas de alimentação de material discordante. A principal diferença entre Au-VMS e outros depósitos VMS é a sua concentração de ouro, que excede os conteúdos somados de Cu, Pb e Zn (Dube et al., 2007).

Segundo Mercier-Langevin et al (2015), os conteúdos anômalos de metais preciosos em depósitos da classe VMS podem ser explicados por dois fatores condicionantes principais: 1) rochas e fluidos de fontes intrinsecamente enriquecidas em Au e/ou Ag, devido a um cenário de herança geodinâmica específica e/ou entrada magmática e 2) eficiência no transporte (ligantes favoráveis) e precipitação (ebulição/separação de fases). As duas condições atuantes em escalas diferentes, podem ou não ser mutuamente exclusivas, uma vez que além dos conteúdos primários de metais, também pode ocorrer enriquecimento tardio de Au e/ou Ag, devido à superposição de diferentes sistemas de mineralizantes (e.g. epi-termal, intrusion-related, orogênico e outros) (Mercier-Langevin et al., 2015).

Em depósitos do tipo VMS, as zonas mineralizadas são representadas por corpos de sulfetos maciço (>40% de sulfetos), compostos principalmente por pirita ou pirrotita, com quantidades variáveis de calcopirita e esfalerita. As rochas hospedeiras das mineralizações

podem incluir lavas, tufos, folhelhos, siltitos e/ou arenitos e seus equivalentes metamorfizados (Koski, 2012).

Nas pesquisas geofísicas de depósitos VMS são utilizados inicialmente dados magnéticos (Telford et al., 1990; Blakely, 1996; Hinze et al., 2013), devido ao baixo custo e a sua eficiência tanto na identificação do arcabouço estrutural quanto para a detecção direta de anomalias magnéticas associadas a mineralizações.

Na última década, modelos de inversão multidimensionais de dados magnéticos e elétricos, são amplamente aplicados na prospecção e detecção de mineralizações do tipo VMS (Phillips, 2002; Bolzcuk et al., 2013; Mammo et al., 2013; Tavakolli et al., 2012; 2016), em depósitos similares aos encontrados na Formação Digo-Digo.

Modelos geoeletricos, obtidos após as inversões 2D, mostram eficiência na identificação de estruturas complexas em subsuperfície, sendo uma ferramenta útil principalmente onde o contraste de resistividade entre as litologias é significativo (Loke, 2002). Por outro lado, a inversão de dados magnéticos sem restrição (Ellis, 2012) fornece modelos de baixo custo e alta relevância em estágios iniciais de exploração, principalmente no mapeamento de estruturas, identificação de rochas hospedeiras e detecção de alvos rasos (e.g Fitzpatrick e Large, 2015).

Neste trabalho apresentamos novos dados geológicos, geofísicos e petrofísicos das ocorrências de Au-Cu-Ag-Zn da porção central da Formação Digo-Digo, além da inversão de dados magnéticos e polarização induzida sem restrição (*unconstrained*) para geração e follow up de alvos em estágios iniciais de exploração nas rochas metavulcânicas da Formação Digo-Digo. Nesse contexto, são utilizados métodos elétricos (polarização induzida e eletrorresistividade) e magnéticos, e seus respectivos modelos de inversão 2D e 3D (sem restrição) como ferramenta no direcionamento dos estágios iniciais da exploração mineral.

5.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Província do Tocantins (Almeida et al., 1981) representa um orógeno Brasileiro/Pan-Africano da Plataforma Sul-Americana, formado pela colisão dos crátons Amazônico, São Francisco-Congo e Paranapanema, que levou à amalgamação do supercontinente Gondwana Oeste no Neoproterozóico (Figura 5.1a). A província consiste em três faixas de dobramento: a faixa Paraguai na porção sudoeste, a faixa Araguaí na parte norte, e a Faixa Brasília, que tem seu limite na borda oeste do Craton de São Francisco (Pimentel et al., 2000).

O Bloco Arqueano-Paloproterozóico de Goiás (Jost et al., 2013), recentemente renomeado como Domínio Crixás-Goiás (Cordeiro e Oliveira, 2017) é interpretado por alguns

autores como um fragmento exótico e alóctone de crosta Arqueana-Paleoproterozóica, amalgamado na margem oeste da Faixa Brasília durante os últimos estágios de evolução do orógeno (Pimentel et al., 2000, Jost et al., 2014). Cordeiro e Oliveira (2016), com base em dados isotópicos e geotectônicos, sugerem que o Domínio Crixás-Goiás tenha sido amalgamado a demais terrenos ainda durante o Paleoproterozóico, gerando assim novas implicações na configuração geotectônica da faixa Brasília (**Figura 5.1b**).

5.2.1 Domínio Crixás-Goiás (DCG)

O Domínio Crixás-Goiás está localizado na porção centro-oeste da Faixa Brasília e abrange uma área de aproximadamente 18.000 km². Cerca de 80% do domínio corresponde terrenos granito -gnáissicos arqueanos distintos (Queiroz et al., 2008, Jost et al., 2013), o restante do bloco consiste em sequências supracrustais distribuídas em cinco *greenstone belts* de idades arqueanas a paleoproterozoicas (Fortes et al., 1995, Tassinari et al., 2006, Santos et al., 2008, Jost et al., 2010, Borges et al., 2017; Borges et al., 2021), onde estão presentes alguns dos principais depósitos de ouro do Estado de Goiás.

Os *greenstone belts* são representados no DCG, por cinco faixas supracrustais alongadas de formato irregular situadas entre os complexos granito-gnáissicos. Os contatos com os complexos gnáissicos adjacentes são tectônicos e marcados por falhas empurrão com vergência para noroeste (Jost et al., 2005; Jost et al., 2014).

Na porção norte, estão presentes os *greenstone belts* de Crixás, Guarinos e Pilar de Goiás, na porção sul os *greenstone belts* de Faina e Serra de Santa Rita (**Figura 5.1c**; Jost et al., 2014). A estratigrafia dos *greenstone belts* consiste em sequências metavulcânicas basais compostas de metakomatiitos e metabasaltos, sobrepostos por sequências metassedimentares com estratigrafias distintas, provavelmente devido aos diferentes sistemas deposicionais e cenários paleogeográficos de cada *greenstone belt* (Jost & Oliveira, 1991; Resende et al., 1999). A reconstrução estratigráfica destes terrenos é complexa devido ao estado fragmentário, deformação policíclica, afinamento, espessamento e raridade de horizontes guias, o que dificulta a correlação através de descontinuidades estruturais e ígneas (Jost et al., 2014; Borges et al., 2017).

5.2.2 Greenstone Belt Serra de Santa Rita

Os *greenstone belts* Serra de Santa Rita e Faina estão situados na porção sul do DCG e consistem em uma estrutura sinclinal com cerca de 100 km de comprimento e 6 km de largura orientada na direção NW-SE (Resende *et al.*, 1998; Kuyumjian e Jost, 2006). Estes *greenstone belts* são separados pela falha transcorrente dextral de Faina de direção N30E, e estão e limitados a sul e norte pelos complexos granito-gnaiss Uvá e Caiçara, respectivamente (Resende *et al.*, 1999).

Inicialmente, os *greenstone belts* Faina e Serra de Santa Rita foram interpretadas como uma única faixa de tendência NW-SE, porém, apesar das sequências metavulcânicas basais semelhantes, possuem registros sedimentares contrastantes com contextos e regimes deposicionais distintos (Resende *et al.*, 1998; Jost *et al.*, 2014; Borges *et al.*, 2017; Bogossian *et al.*, 2020).

O *greenstone belt* Serra de Santa Rita, objeto de estudo desta pesquisa, estende-se por cerca de 50 km na direção N60-70W, possui larguras entre 3 e 7km, e compreende uma complexa estrutura sinclinal internamente redobrada e desmembrada (**Figura 5.1d**; Danni, 1988; Resende *et al.*, 1999).

A porção basal do *greenstone belt* Serra de Santa Rita, é composta pelas rochas metavulcânicas de composição ultramáfica da Formação Manoel Leocádio e consistem principalmente em xistos com quantidade variáveis de talco, clorita e tremolita, com pontuais ocorrências de clorititos (Resende *et al.*, 1998; Resende *et al.*, 1999; Borges *et al.*, 2017). Datações U-Pb em clorititos dessa unidade forneceram idades de 2960 ± 5 Ma para porção basal do *greenstone belt* Serra de Santa Rita (Borges *et al.*, 2017).

Ainda na porção basal do *greenstone belt* Serra de Santa Rita, sobrepostas a Formação Manoel Leocádio, estão as rochas da Formação Digo-Digo que consistem em rochas vulcânicas máficas transformadas em actinolita xistos com proporções variáveis de actinolita, albita, epidoto e quartzo, e intercalações de finas camadas de sericita-clorita-xistos, metatufos feldspáticos, talco xistos, metapelitos e metacherts carbonosos (Resende, 1998). As sequências vulcânicas foram afetadas por pelo menos dois eventos metamórficos de fácies xisto verde a anfíbolito enquanto as sequências metassedimentares subjacentes registram apenas o metamorfismo de fácies xisto verde (Borges *et al.*, 2017).

A sequência metassedimentar do *greenstone belt* Serra de Santa Rita é representada por três unidades. A unidade basal consiste em filitos carbonosos com camadas métricas locais de metapelitos e metacherts sotopostos por níveis ricos metacherts ferruginosos e BIFs (fácies

óxido). A unidade intermediária é composta por calcita-dolomita mármores e a unidade de topo, corresponde a metarritmitos representados por intercalação centimétricas de quartzitos micáceos, quartzitos feldspáticos e metapelitos, sobrepostos por camadas centimétricas de quartzito micáceos e feldspáticos, de cor cinza com estruturas sedimentares primárias reliquiares como estratificações cruzadas e estruturas “cut and fill” (Resende et al., 1998).

Sotoposta a sequência metassedimentar do *greenstone belt* Serra de Santa Rita, ocorre uma sucessão de de metaconglomerados e ortoquartzitos (Sequência Santa Galo) de provável idade paleoproterozóica (Resende et al., 1998, Jost et al., 2014).

5.2.3 Formação Digo-Digo

A Formação Digo-Digo é subdividida em membros inferior e superior. O membro inferior é composto por rochas metavulcânicas máficas representadas por anfibólio xistos com proporções variáveis de actinolita, albita, epidoto e quartzo, com intercalações de finas camadas de metatufos feldspáticos, talco xistos, filitos carbonosos e metacherts, que ocorrem como lentes com cerca de 5km de extensão e espessura máxima de 200m (Resende et al., 1999; Pimentel et al., 2000). Essas rochas apresentam afinidade toleítica e calci-alcalina (Borges et al., 2017, Godoy, 2019)

O membro superior consiste em sericita-clorita-quartzo xistos, com relictos de texturas piroclásticas originais, que variam de cinzas recristalizadas a tufos grossos, incluindo camadas abundantes com fragmentos do tamanho lapilli (Resende et al., 1998; Pimentel 2000).

Os basaltos calcialcalinos da Formação Dio-Digo são Mesoarqueanos e apresentam idades U-Pb de 2968.3 ± 7.0 Ma (Borges et al., 2017). Datações recentes realizadas nas lentes de rochas intermediárias da Formação Digo-Digo (membro superior), em metandesito e metadiorito forneceram idades 2.975 ± 3.9 Ma e 2.962 ± 6.6 Ma, respectivamente (Godoy 2019).

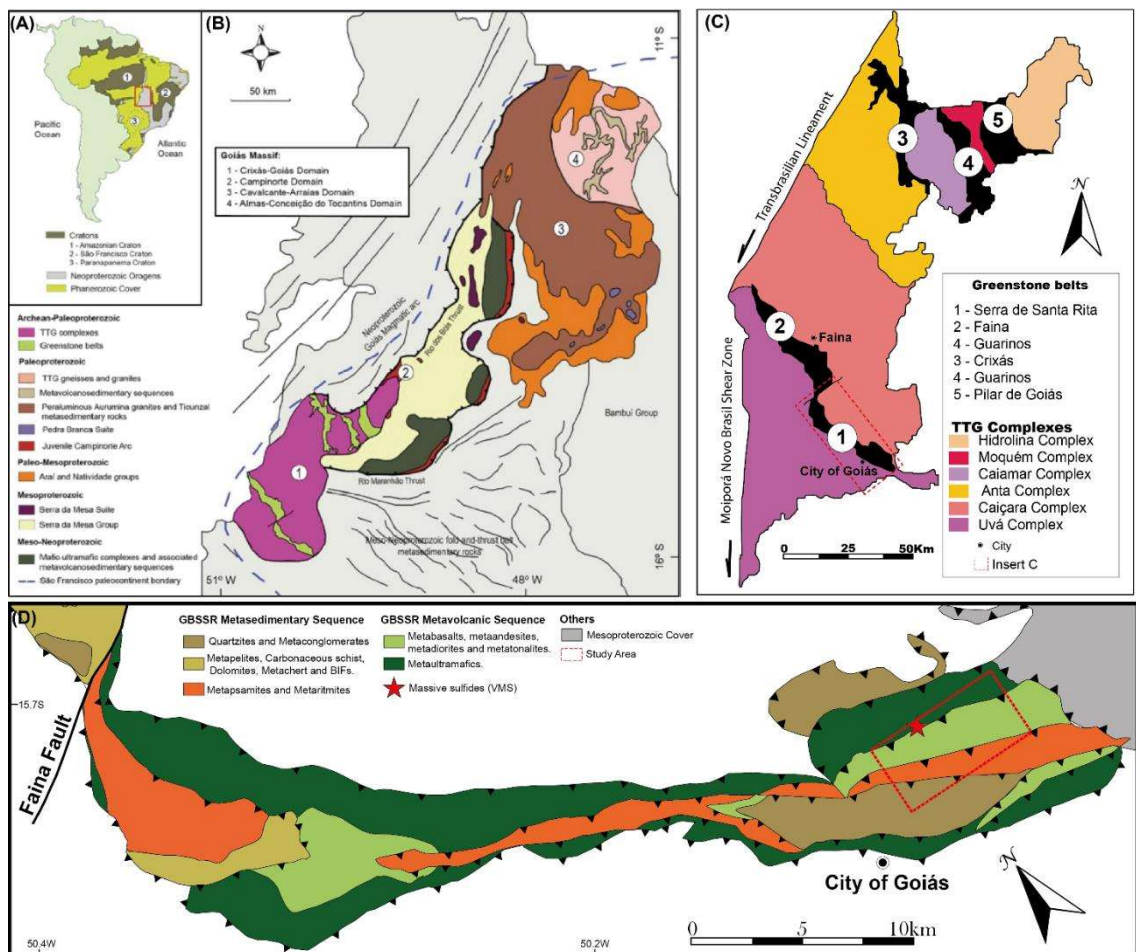


Figura 5.1 - (a) Localização da porção norte da Faixa Brasília. (b) Mapa geológico da porção centro-norte da Faixa Brasília (modificado de Cordeiro e Oliveira 2017, Borges et al., 2021). (c) Domínio Crixás-Goiás (modificado de Jost et al., 2014). (d) Greenstone belt Serra de Santa Rita com destaque para área de estudo e ocorrência de sulfeto maciço (modificado de Baeta et al., 1989 e Borges et al., 2017).

5.3 DADOS GEOLÓGICOS

5.3.1 Geologia da Área de Estudo

A área de estudo, está situada a cerca de 5km a norte da Cidade de Goiás, no extremo leste do *greenstone belt* Serra de Santa Rita, sendo principalmente composta por rochas metamáficas com lentes métricas a decamétricas de rochas metaultramáficas e metavulcânicas intermediárias pertencentes à Formação Digo-Digo (**Figura 5.2**). Para elaboração do mapa geológico da área, além de perfis de caminhamento em campo, realizou-se a compilação de dados de mapas geológicos antigos, dados de amostragem de rocha e furos de sondagem RC reclassificados.

A Formação Digo-Digo na área de estudo, pode ser dividida em quatro principais unidades: metamáfica, metavulcânica intermediária, metaultramáfica e exalativa (Figura 5.2). A unidade metamáfica é a predominante e ocorre por toda extensão da formação, corresponde a xistos máficos que são representadas principalmente por clorita-quartzo xistos, clorita-sericita – quartzo xistos e clorititos, por vezes com presença de magnetita, sulfetos disseminados e/ou texturas *boxwork*. As unidades metavulcânica intermediária e metaultramáfica ocorrem principalmente como lentes métricas a decamétricas (Figura 5.3c), e eventualmente hectamétricas no interior da unidade metamáfica.

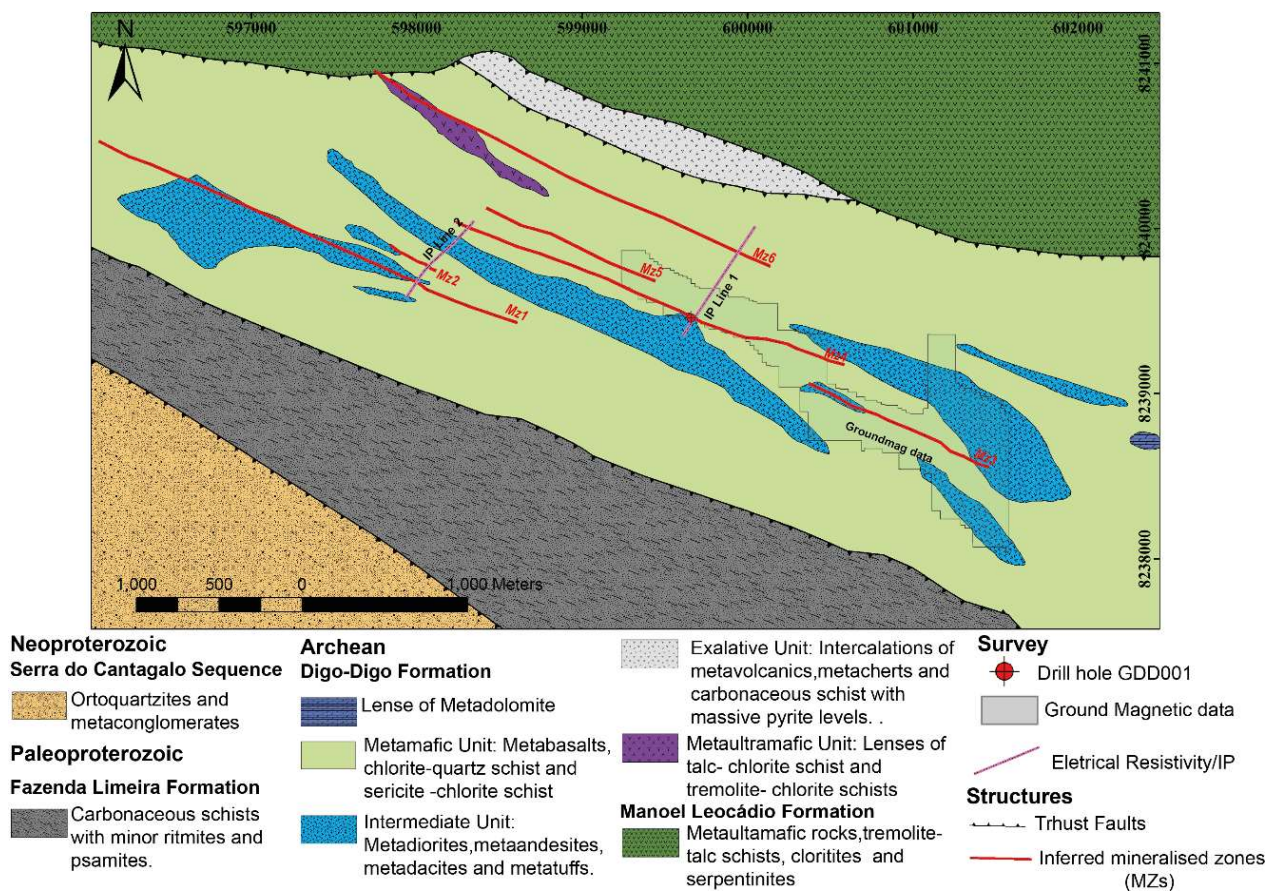


Figura 5.2 - Mapa geológico de detalhe da Formação Digo-Digo na área de estudo, com indicação da área de recobrimento dos dados magnéticos e elétricos, e posição furo de sondagem GDD001.

Na porção central da área, em meio as rochas metamáficas ocorrem as principais lentes da unidade metalvucânica intermediária que englobam rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas de composições andesíticas (Figuras 5.3e e 5.3f). Corpos subvulcânicos de dioritos ocorrem concordantes com a foliação tectônica. Devido à deformação polifásica que afetou essa região, essas rochas são representadas principalmente por metatuffs feldspáticos e

xistos feldspáticos, por vezes milonitizados, compostos por albita + clorita + quartzo ± carbonato ± sericita ± biotita com pontual presença de texturas boxworks e/ou sulfetos, representados por pirrotita, calcopirita e pirita disseminadas e deformadas.

Na porção oeste da área ocorre uma lente com geometria circular de rochas carbonáticas, representada por exposições decamétricas de metamargas e metadolomitos. A relação dessa lente com as rochas vulcânicas da Formação Digo-Digo, permanece em aberto.

A unidade exalativa ocorre apenas na porção norte da área em contato tectônico com as rochas metaultramáficas da Formação Manoel Leocádio, composta principalmente por albita-sericita-quartzo xistos, clorita-sericita quartzo xistos, metavulcânicas e metavulcanoclásticas intermediárias e intercalações centimétricas a métricas de filitos e metacherts carbonosos com eventuais níveis de pirita disseminada a maciça e auríferos (exalitos; **Figuras 5.3a e 5.3b**), sendo interpretada como um possível horizonte exalativo.

As exposições de intercalações de rochas metavulcânicas com filitos e metacherts carbonosos com níveis ricos em pirita (exalitos), na confluência do córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho, representam o topo da Formação Digo-Digo, e podem indicar os estágios finais dos eventos eruptivos associados a vulcanismo e o início da deposição das sequências metassedimentares superiores.

A presença de metais preciosos associados ao horizonte exalativo do topo da Formação Digo-Digo, foi descrita anteriormente pelos autores Tomazolli (1985), Jost (2014) e Godoy (2019). O último autor identificou grãos de ouro em seção polida, hospedados em níveis de muscovita-clorita xisto coletada no afloramento de exalitos na confluência do córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho.

As principais ocorrências de metais preciosos e base na área, foram identificadas por resultados de análises químicas para ouro e/ou multi-elemento cedidas pela Orinoco Gold. As mineralizações em superfície são principalmente representadas por gossans, brechas gossaníferas, blocos silicificados com sulfetos oxidados ou texturas boxworks e óxi-hidróxidos de ferro, sericita-clorita xistos e metavulcânicas/ metavulcanoclásticas intermediárias com sulfetos disseminados e/ou texturas boxwork.

As ocorrências comumente apresentam teores sub-econômicos a econômicos de Au, Cu, Ag e eventualmente Zn, as principais zonas mineralizadas inferidas possuem extensões aproximadas de 400 a 2000 metros, e estão associadas a possíveis estruturas de direção N40°W (**Figura 5.3d**). Os principais *trends* com ocorrências de cobre e/ou ouro estão principalmente associados a zonas próximas a contatos entre lentes de metavulcânicas/metavulcanoclásticas de

composição intermediária e clorita-quartzo xistos (metabasaltos). As zonas mineralizadas (MZs; **Figura 5.2**), foram interpretadas e inferidas a partir de mapeamento geológico e resultados pontuais de análises químicas de amostras de rocha.

Amostras das mineralizações com teores econômicos de ouro apresentam associação geoquímica de Au-Ag-Cu-Bi-Te (\pm As \pm Zn \pm Pb), geralmente com valores de ouro em gramas por tonelada superiores a soma dos valores de Cu, Zn e Pb em peso por cento.



Figura 5.3 - Litotipos da formação Digo-Digo na área de estudo. (A) Intercarlarção de filitos e metacherts carbonosos com texturas boxworks, próximo ao contato com as metaultramáficas da Fm. Manoel Leocádio. (B) Dobras métricas fechadas e abertas em intercalações centimétricas de metacher e filitos carbonosos. (C) Amostra de talco-tremolita-clorita xisto com magnetita pertencente a lente de metaultramáficas da Fm. Digo-Digo. (D) Ocorrência de gossans silicificados com trend N40°W, próximo a Fazenda Paraíso (porção oeste da área). (E) Metadiorito com cristais euhedrais de pirita oxidada. (F) Afloramento de metatufo com porções oxidadas.

5.3.2 Estilo de Mineralização (Bore hole GDD001)

Além da mineralização aurífera associada aos níveis de metachert e filitos carbonos com níveis de pirita disseminadas a maciças da unidade exalativa, aflorantes na confluência do Córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho (e.g. Tomazolli, 1985; Jost et al., 2014; Godoy, 2019). Outros estilos de mineralização hospedadas em metatuffos de composição andesítica, na porção central da área de estudo foram identificadas no testemunho de sondagem GDD001, posicionado no interior do levantamento magnético terrestre.

O furo de sondagem GDD-001, foi realizado pela empresa Sertão Mineração em 2005, foi efetuado na direção N45° com mergulho de -60° e profundidade de 41.43 metros. O testemunho possui cerca de 5.74 metros de regolito. A partir da rocha fresca estão presentes metavulcânicas de composição intermediária (metatuffo) com foliação incipiente, composta por albita, biotita, clorita, carbonato e quartzo com pirrotita, calcopirita e, subordinadamente, pirita disseminadas. A partir de 26m de profundidade, o testemunho é composto por intercalações métricas de clorita-biotita xistos (**Figura 5.4b**), clorita xistos e biotita-clorita xistos miloníticos com magnetita.

No testemunho de sondagem GDD-001, analisado apenas para ouro (*fire assay*) identificou-se dois níveis mineralizados com teores econômicos nas profundidades de: 20 a 20.65m (0.65m a 12.65g/t Au) e 23.56 a 25m (1.44m a 6.15g/t Au; Morton e Montresor, 2006).

A mineralização principal com alto teor de ouro e conteúdo de sulfetos corresponde a um intervalo de 0.65m (de 20 a 20.65m) e está hospedada nos metatuffos. este nível mineralizado é composto principalmente de pirrotita, pirita, calcopirita e esfalerita subordinada, que ocorrem de forma semi-maciça a maciça (40-60%) associada a uma zona de silicificação, e teor médio de 12.65ppm Au (**Figura 5.4d**).

O segundo nível mineralizado, também hospedado em metatuffos, possui cerca de 1.44m de espessura (a partir de 23.56m) e é caracterizado por alteração hidrotermal pervasiva com sulfetos disseminados (<5%), composta por quartzo + clorita+ carbonato+ biotita± pirita ± pirrotita ± calcopirita ± Au livre, com teor médio de 6.15 ppm Au (**Figuras 5.4f e 5.4g**).

O *footwall* e *hanging wall* do segundo nível é marcado por uma alteração proximal pouca espessa (< 0.5m) com feições e texturas de brecha hidrotermal, composta por matriz cloritica com fragmentos de metatuffos carbonatados, pirita disseminada e localmente veios centimétricos de turmalina (**Figura 5.4e**). Sotoposto ao estreito nível de brecha, há uma camada (>8m) de clorita xistos e clorita-biotita xistos milonitizados com porfiroblastos de magnetita (**Figura 5.4c**), que pode representar um *footwall* proximal-intermediário da zona mineralizada.

Além das intersecções econômicas previamente descritas, também ocorrem níveis métricos, não analisados para cobre (teores desconhecidos), com presença de calcopirita, pirita e pirrotita disseminadas na matriz com eventuais *stringers* de sulfeto semi-maciço compostos por quartzo + pirita + calcopirita + pirrotita (até 10cm; **Figura 5.4h**) e/ou vênulas de carbonato + pirita + calcopirita + pirrotita (**Figura 5.4a**), hospedados em metatufos ou biotita-clorita xistos.

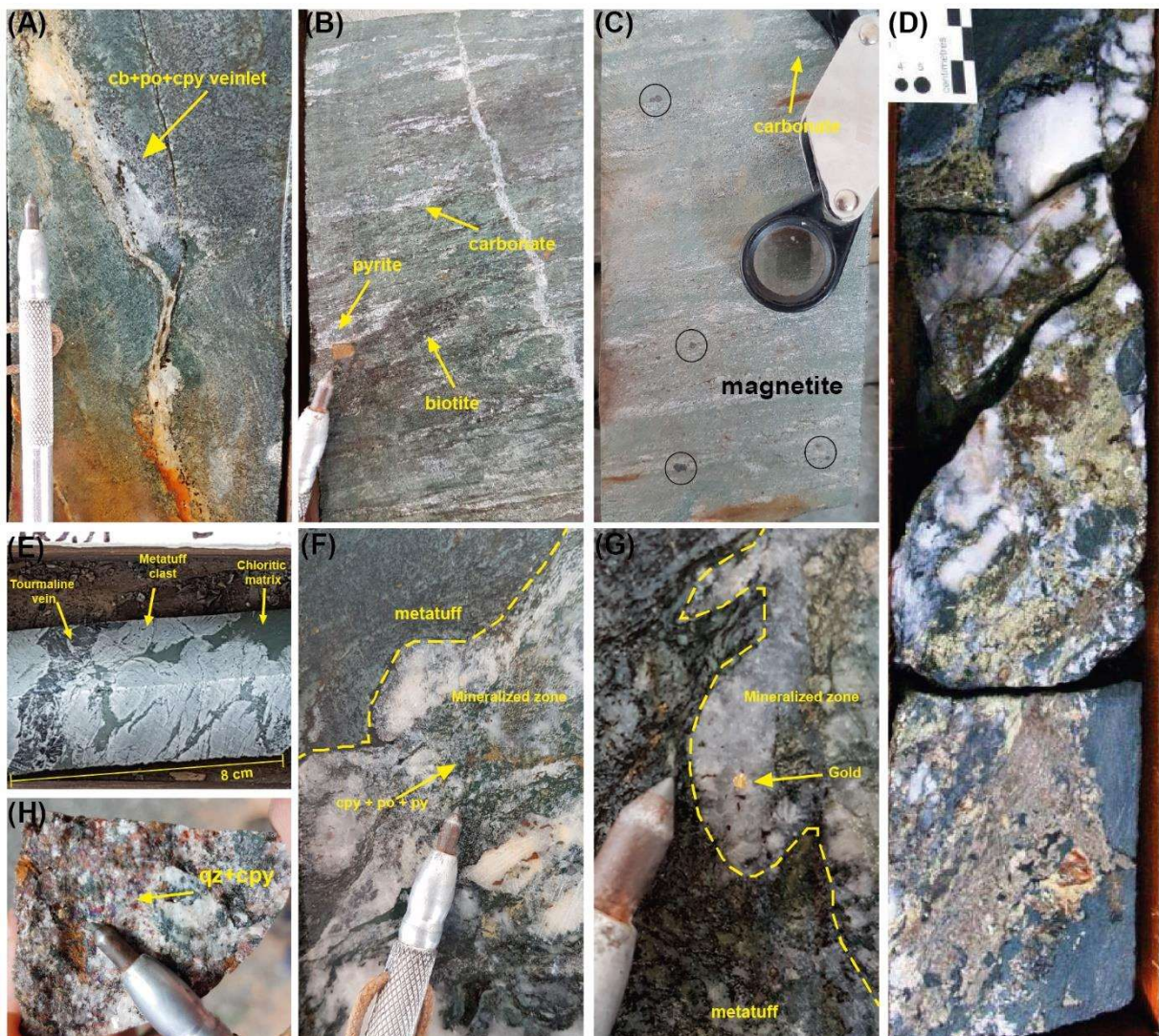


Figura 5.4 - (a) Metatuffo com vênula centimétrica de carbonato com pirrotita, calcopirita e pirita subordinada. (b) Biotita-clorita-xisto com lentes de carbonato e pirita euhédrica disseminada. (c) Clorita- quartzo xisto com cristais euhedrais grossos de magnetita. (d) Mineralização principal, nível de sulfeto semi-maciço associado a silicificação composto por pirrotita, calcopirita e pirita (20 a 20.65m de profundidade). (e) Hanging wall da 2ª zona mineralizada, possível brecha com matriz cloritica e veios centimétricos de turmalina. (f) Contato do Metatuffo com alteração hidrotermal pervasiva da 2ª zona mineralizada. (g) Contato da 2ª zona mineralizada com metatuffos, com presença de ouro visível. (h) Stringer composto por quartzo, pirrotita, calcopirita e pirita disseminados.

5.4 AQUISIÇÕES E PROCESSAMENTOS DE DADOS GEOFÍSICOS

Neste trabalho optou-se pelo uso dos métodos elétricos e magnéticos em função das características físicas dos minerais metálicos presentes nas zonas mineralizadas identificadas no testemunho de sondagem GDD001 (pirrotita, calcopirita e pirita).

5.4.1 Eletrorresistividade e Polarização Induzida

As aquisições de dados de resistividade elétrica e de cargabilidade ocorreram ao longo de dois perfis perpendiculares a potenciais zonas mineralizadas. A Linha I, além de investigar duas potenciais mineralizações (MZ4 e MZ6), foi realizada próxima ao local de amostragem do furo GDD001, com o objetivo de identificar a resposta e/ou a geometria das mineralizações com sulfetos disseminados a maciços identificadas nos testemunhos de sondagem. A aquisição da Linha II ocorreu fora dos limites dos dados magnéticos, com o objetivo de investigar três zonas mineralizadas inferidas com direção N50W (MZ1, MZ2 e MZ4; **Figura 5.2**).

Os dados elétricos foram adquiridos com o resistivímetro multieletródico *SYSCAL PRO 72 (Iris Instruments)*, usando-se o arranjo dipolo-dipolo com espaçamento entre os eletrodos de 10 metros, e 10 níveis de investigação. O equipamento foi configurado com voltagem de 800V, tempo de injeção de corrente de 4 segundos. Na aquisição dos dados utilizou-se eletrodos de aço inox para a injeção de corrente elétrica e eletrodos não polarizáveis, preenchidos com solução saturada em sulfato de cobre, no registro das medidas de potencial (**Figura 5.5**).

A remoção de dados espúrios, de resistividade elétrica e de cargabilidade, e a inserção da topografia, aconteceu no software *Prosys II (Iris Instruments)*. Após as filtrações realizou-se também o cálculo do Fator Metal (MF) se aplicando a fórmula proposta por Witherly e Vyseelar (1990), onde o MF equivale a 1000 vezes o valor da cargabilidade dividida pelo valor de resistividade elétrica no ponto registrado, dessa forma a cargabilidade é normalizada em relação a resistividade, e há um realce das zonas com maior conteúdo de minerais metálicos.

Nas modelagens inversas usou-se o software *Resis2dInv (Geotomo)* com o método de “otimização de mínimos quadrados com restrição de suavidade” (*Smoothness Constraint Least Square*), que possibilita um melhor resultado quando o objetivo é resolver estruturas em que a largura e espessura são menores que a profundidade do modelo (Tavakolli et al., 2016).



Figura 5.5 - (a) Resistivímetro multi-eletródico modelo SYSCAL PRO 72, conectado aos eletrodos de injeção de corrente e de potencial; (b) Cabos utilizados na aquisição de dados de cargabilidade; (c) Eletrodo de potencial de PVC, conectado a cabo; (d) Eletrodo de injeção de corrente (aço inox).

5.4.2 Dados Magnéticos

. Os dados magnéticos terrestres foram adquiridos em junho de 2006 e cedidos para este trabalho pela *Orinoco Gold Ltda.* Os dados possuem recobrimento de aproximadamente 43.2km lineares, com linhas de direção N-S, a aquisição foi realizada com um magnetômetro fixo e outro móvel, na configuração de malha regular com 25 metros de espaçamento entre as linhas, 5m de intervalo entre as medidas e três medidas em cada ponto amostrado. A área de estudo está próxima da zona de baixa latitude magnética do Brasil (inclinação magnética

O levantamento magnético terrestre foi realizado apenas sobre um *trend* NW-SE, com o propósito de recobrir as principais ocorrências Au-Cu-Ag-Zn, já conhecidas da Formação Digo-Digo. O objetivo da cobertura do conjunto de ocorrências de mineralizações, com dados magnéticos é detectar possíveis estruturas e/ou corpos de minério em subsuperfície associadas as principais anomalias geoquímicas em superfície (**Figura 5.2**).

5.4.2.1 Processamento dos Dados Magnéticos

Para filtrar ruídos associados a fontes rasas, aplicou-se o filtro de continuação ascendente de 20m no dado magnético, e posteriormente obteve-se os produtos oriundos do CMA, representados pelas derivadas horizontais (Dx e Dy) e vertical (Dz; Nabighian, 1984; Blakely, 1996; Milligan & Gunn, 1997).

As derivadas (Dx, Dy e Dz) são úteis na identificação de feições como lineamentos magnéticos, possíveis zonas de cisalhamento e discrimina a variação espacial do dado magnético. Além disso, a partir das derivadas horizontais e vertical obteve-se os produtos de Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) e da Amplitude do Sinal Analítico (ASA), cujo resultado é útil para a identificação das bordas de corpos magnéticos. No entanto, o produto AGHT mostra-se útil na identificação de feições alongadas e variações internas aos corpos magnéticos.

O ASA atua como filtro centralizador sendo dependente da magnetização das rochas. Em princípio, Nabighian, (1972, 1974), Cordell & Grauch (1985) descrevem que o produto aplicado aos dados magnéticos é quase independente da direção do campo magnético. No entanto, Li (2006) e Reid et al. (2012) demonstraram que, para o caso magnético, a aplicação do filtro fornece a amplitude do Gradiente Total (tamanho do vetor gradiente) e é dependente da direção do campo magnético e sua magnitude.

Também obtido a partir das derivadas, o produto da derivada inclinada ou Inclinação do Sinal Analítico (TILT derivative; Miller & Singh, 1994; Salem et al., 2007; Ferreira et al., 2013) foi utilizada para a identificação de estruturas magnéticas correlatas com possíveis falhas, fraturas e/ou lineamentos.

Além dos produtos supracitados, realizou-se a análise espectral a partir *do Matched Filtering* (filtragem combinada) para a investigação do dado magnético em profundidade. Diversos métodos de filtragem foram projetados para implementar a separação residual-regional como: filtragem combinada (*Matched Filtering* – Spector & Parker, 1979),

decomposição *wavelet* (Fedi e Quarta, 1998) e decomposição do modelo empírico (Huang et al., 2010).

Segundo Chen et al., (2016), a separação regional-residual é um problema comum na interpretação de dados magnéticos, o regional geralmente está relacionado a efeitos de fontes profundas, enquanto o residual (local) implica em efeitos superficiais. A vantagem da aplicação da filtragem combinada (*matched filtering*) ao invés de outros tipos de filtro, é que a filtragem combinada tem benefícios geologicamente restritos, incluindo uma classe de modelos geológicos (restritos) e suas respectivas profundidades, enquanto outros métodos não têm.

5.4.2.2 Inversão dos Dados Magnéticos

A inversão dos dados magnéticos foi aplicada ao produto do CMA com adição do filtro de continuação ascendente (20m), para filtrar ruídos superficiais do dado como sugerido por Li e Oldenburg (2008). Nessa etapa, a inversão foi executada com a extensão *VOXI Earth Modelling* (Seequent Geosoft) com a técnica do Vetor de Magnetização (MVI). O MVI resolve tanto a magnitude quanto a direção do campo magnético em decorrência da magnetização remanente da área de estudo, que pode ser evidenciada pelos dipolos invertidos e/ou inclinados presentes no produto do CMA.

Segundo Ellis (2012) e Barbosa e Pereira (2013), o MVI leva em consideração a remanência, a desmagnetização e a anisotropia dos materiais magnéticos para calcular a amplitude e direção dos domínios, dessa forma, gera um modelo mais real e próximo da complexa realidade das estruturas geológicas em subsuperfície.

O cálculo para o MVI é explicado pela equação (Eq. 5.1) onde o Campo Magnético (B) é expresso em seu volume (V) em um determinado ponto (r, j) e que contém uma determinada quantidade de magnetização (M(r)) (Ellis, 2012).

$$B_{rj} = \nabla \int_V M(r) \cdot \nabla \frac{1}{|r-rj|} dr^3 \quad (\text{Equação 5.1})$$

Esta equação mostra que o vetor de magnetização (M(r)) é o parâmetro óbvio para recuperar inversão do campo magnético. Isto, porque é comum considerar a magnetização de rocha como oriunda de duas fontes distintas (Eq. 5.2).

$$M = M_i + M_r \quad (\text{Equação 5.2})$$

Onde (M_i) é oriunda de fontes induzidas e (M_r) de fontes remanescentes. A Susceptibilidade convencional para a inversão assume a expressão (Eq. 5.3):

$$M_r = 0; e M_i \propto B_e \text{ (Equação 5.3)}$$

A equação 03, mostra que não há magnetização remanescente e a magnetização induzida segue a mesma direção que o campo atual da Terra (B_e).

Segundo Ellis (2012) e Aisengart (2013), nenhuma das suposições é estritamente válida. Outros fatores não considerados pelas inversões de suscetibilidade convencionais são anisotropia magnética, os efeitos de auto desmagnetização e as perturbações locais do campo onde ocorrem anomalias intensas.

A inversão para o vetor de magnetização aplicado nessa pesquisa abrange todos esses efeitos na solução final, onde tanto a amplitude como a direção do vetor são tratadas como desconhecidos e separados em um gradiente mínimo da regularização de Tikhonov (Ellis, 2012).

5.4.4 Medidas de Susceptibilidade Magnética

Para correlacionar modelos de susceptibilidade magnética e dados geológicos, realizou-se descrições do testemunho de sondagem GDD-001 (**Figura 5.4**), com coleta de amostras para petrografia e aferição de medidas de susceptibilidade magnética. No registro dos valores de susceptibilidade magnética utilizou-se o susceptibilímetro magnético modelo MPP-EM2S+ (GDD Instrumentation), o registro petrofísico ao longo do testemunho de sondagem ocorreu em intervalos variando entre 5 e 20cm de acordo com o grau de preservação do testemunho. Ao longo dos 41.43m do testemunho GDD-001, aferiu-se o total de 333 medidas.

Para classificação das medidas utilizou-se quatro classes de rocha, definidas pelas suas características mineralógicas e diferenças de susceptibilidade magnética. As classes definidas foram biotita-clorita xistos e clorita xistos, biotita-clorita xistos com magnetita, metatuffos e zonas de *stringers* ou níveis de sulfeto maciço.

5.5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.5.1 Modelos Elétricos (Seções 2D)

O modelo de eletrorresistividade obtido na linha (**Figura 5.6a**), apresentou background marcado por resistividades com valores entre 90 e 300 ohms.m, oito zona anômalas de baixas resistividade estão presentes no modelo representadas por tons de azul com valores inferiores a 150 ohm.m.

O respectivo modelo de cargabilidade (**Figura 5.6b**), apresentou 6 zonas de alta cargabilidade com valores superiores a 43mV/V, dispersos aleatoriamente na seção, algumas dessas zonas possuem boa correlação espacial com zonas de alta condutividade identificadas na seção de resistividade. As zonas de alta cargabilidade e baixa resistividade que se sobrepõem, sugerem características semelhantes a zonas com presença de minerais metálicos (e.g sulfetos metálicos).

A aplicação do cálculo do Fator Metal, normaliza os valores de cargabilidade pelos valores de eletrorresistividade, ressaltando no modelo zonas com características de alta cargabilidade e baixa resistividade, dessa forma descartando zonas com propriedades diferentes.

No modelo de fator metal, duas anomalias de maior extensão se destacam, uma principal entre 160 e 250m (MZ4), e a segunda entre 580 e 630m (MZ6), ambas com valores entre 208 a 538 ($\times 10^3$ ms/ohm.m) e profundidades de 15 a 22m. A anomalia entre 160 e 250m, está hospedada na unidade de metavulcânicas/metavulcanoclásticas intermediárias, a profundidade e posição da anomalia possui equivalência com a zona mineralizada interceptada entre 20 e 25m no testemunho GDD-001 (**Figura 5.6c**).

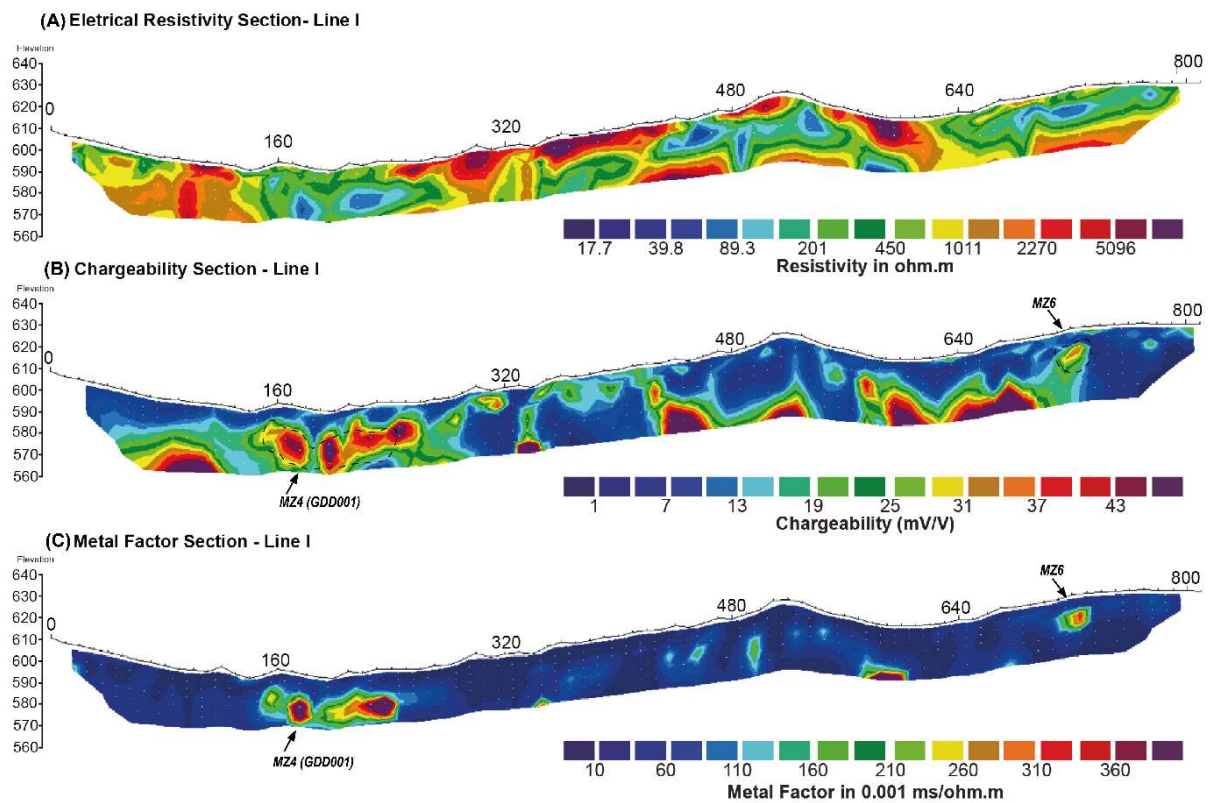


Figura 5.6 - Seções de resistividade elétrica (A), cargabilidade (B) e Fator Metal (C), obtidos após a modelagem inversa no software Res2dinv, com a indicação de anomalias associadas às MZS 4 e 6.

Na seção de eletrorresistividade da linha II, identificou-se uma camada superficial horizontalizada entre as profundidades de 0 a 25m, espessura variável entre 8 e 25m e valores inferiores a 450 ohm.m, correspondente a uma possível camada superficial de regolito. Abaixo da camada superficial ocorrem porções com valores de eletrorresistividade superiores a 1200 ohm.m, iniciando-se entre 8 e 25m de profundidade, a diferença abrupta entre as camadas de resistividades distintas sugerem um limite entre o regolito e a rocha sã (**Figura 5.7a**).

No modelo de cargabilidade da linha II (**Figura 5.7b**), três principais zonas de anomalias com valores superiores a 40mV/V associadas a regiões de alta resistividade foram identificadas, duas das anomalias possuem boa correlação espacial com as zonas MZ1 e MZ2, uma terceira anomalia posicionada na borda do modelo (50 - 70m) foi identificada.

No modelo normalizado de Fator Metal (**Figura 5.7c**), as principais anomalias ocorreram em posições similares a do modelo de cargabilidade porém com extensões mais restritas, as principais anomalias ocorrem entre 250 e 400m, com valores superiores 300 ($\times 10^3$ ms/ohm.m), possivelmente associada a MZ2 em superfície. A zona MZ1 foi ocultada no modelo de MF devido associação com uma zona de alta resistividade.

Entre 50 e 70m, há uma anomalia com tamanho mais restrito e valores superiores a 350 ($\times 10^3$ ms/ohm.m), a anomalia está espacialmente associada a uma zona de cargabilidade (acima de 43mV/V), e de baixa a moderada resistividade no modelo de eletroresistividade, esta zona pode estar relacionada a zona MZ1 ou a um potencial mineralização não identificada em superfície.

Além das anomalias da porção central, no extremo norte do dado da Linha II, entre 670 e 700m, uma anomalia de MF não identificada nos dados de cargabilidade foi destacada, esta anomalia possui valores superiores a 260 ($\times 10^3$ ms/ohm.m) e boa correlação espacial com o *trend* MZ4 na porção norte da área.

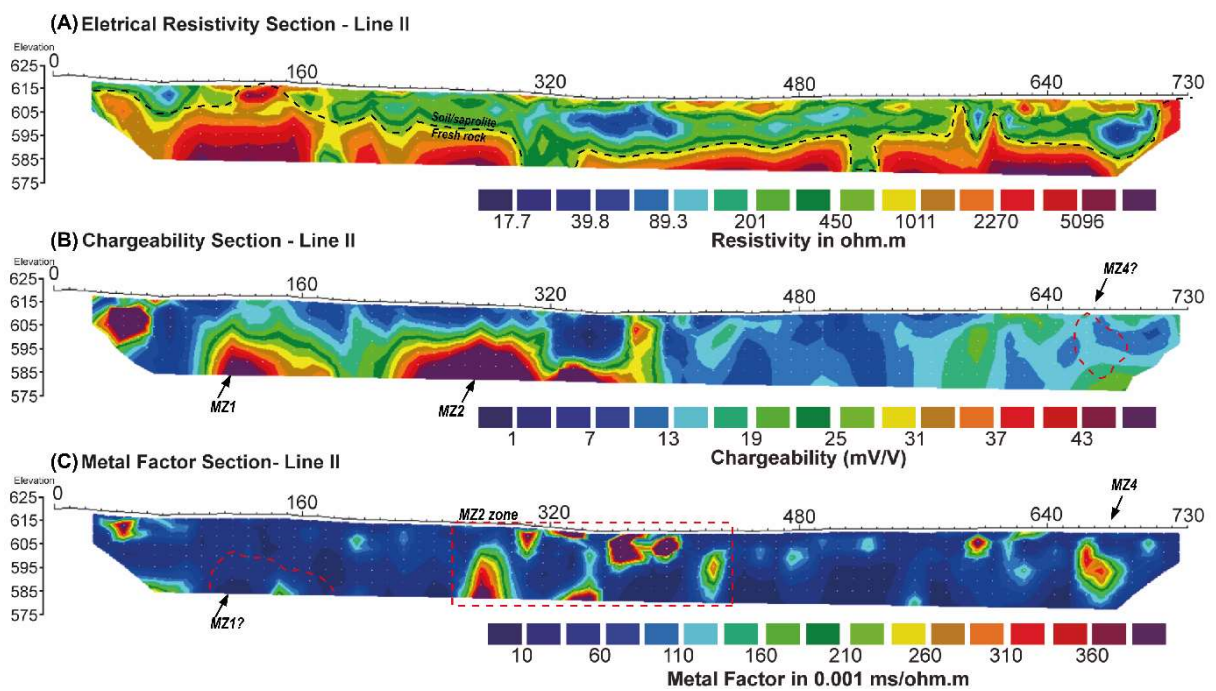


Figura 5.7 - Seções de resistividade elétrica (A), cargabilidade (B) e Fator Metal (C), obtidos após a modelagem inversa no software Res2dinv, com a indicação de anomalias associadas às MZs 1, 2 e 4.

5.5.2 Mapas Magnéticos

As assinaturas magnéticas da porção central da Formação Digo-Digo foram interpretadas a partir dos produtos de Campo Magnético Anômalo (AMF), Amplitude do Sinal Analítico (AS) e Amplitude Total do Gradiente Horizontal (THDR).

Nos produtos de AMF e AMF-UPW20 (continuação ascendente), identificaram-se cinco principais anomalias. A anomalia com os maiores valores de AMF, corresponde a um dipolo posicionado na porção central do dado (círculo v1; **Figuras 5.8a e 5.8b**). A mesma anomalia

nos produtos de AS e THDR, é reduzida e centralizada com realce e melhor definição dos limites do corpo magnético, sugerindo um corpo com formato circular, essa geometria também é evidenciada nos produtos de TDR, Dz e Dy (**Figuras 5.8 e 5.9**).

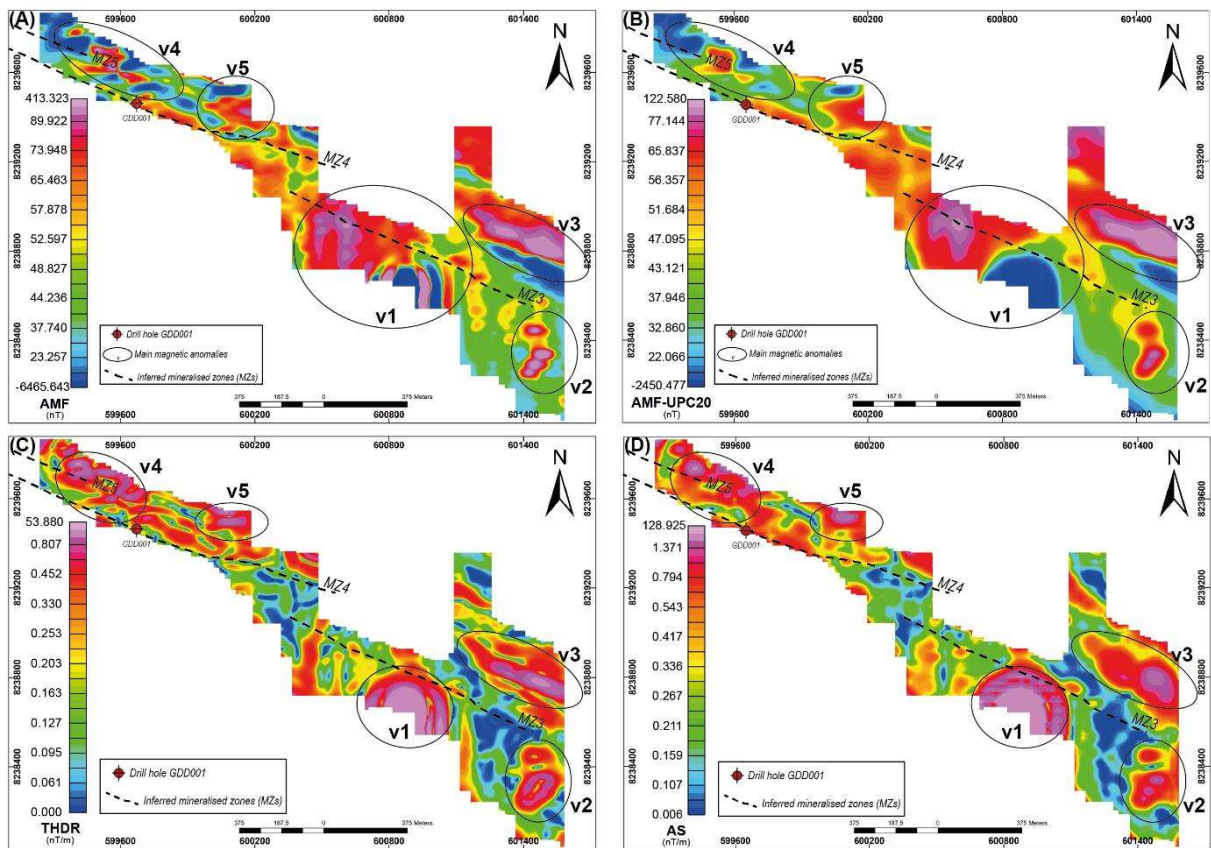


Figura 5.8 - Mapas magnéticos: (a) CMA, (b) CMA – UPC20, (c) AGHT e (d) ASA, com zonas mineralizadas inferidas (MZs) e indicação das principais anomalias magnéticas identificadas no dado.

Na porção leste do dado (círculo v2), nos produtos de AMF ocorre um conjunto de pequenas anomalias com geometria circular, nos produtos de THDR e AS, as pequenas anomalias se juntam tornando-se uma maior com formato elíptico. As anomalias inclusas nos círculos v1 e v2, são interpretadas como corpos intrusivos sin- a pós-tectônicos e não aflorantes.

O segundo dipolo com maior amplitude magnética do dado (círculo v3; **Figura 5.8**), está posicionado na porção leste da área, possui geometria elíptica possivelmente associada a estruturação regional (N40°W), o que pode ser realçado e evidenciado nos produtos de THDR, TDR e Dz (**Figuras 5.8c, 5.9a e 5.9b**). Em campo, associado a essa anomalia foram identificados metatuffos com magnetita euhedral, sendo a possível pelos valores magnéticos, como citado anteriormente o nível rico em magnetita também pode representar uma alteração proximal das zonas mineralizadas (*footwall*), tornando essa anomalia um potencial alvo.

Outras duas anomalias com extensões mais restritas ocorrem na porção oeste (círculos v4 e v5), as anomalias correspondem a conjuntos de dipolos difusos, o que é evidenciado pelos altos nos produtos de AS e THDR. Essas duas anomalias estão situadas próximas ao furo mineralizado GDD-001, são interpretadas como potenciais ocorrências de sulfeto maciço vulcanogênico.

Utilizando os produtos TDR, Dz e Dy (fig. 10a, 10b e 10c), gerou-se o mapa de lineamentos magnéticos (fig. 10d), associados as altas amplitudes, como proposto por Ferreira et al (2013). O TDR apresentou lineamentos magnéticos com valores altos, variando entre 1.043 e 1.568 rad, os principais lineamentos traçados possuem direção N40°W, semelhante à da estruturação regional da área e das mineralizações inferidas (MZs).

Identificou-se também lineamento secundários (N-S) e terciários com extensões limitadas (NE-SW). Apesar da relação entre os lineamentos primários e secundários (N50W e N-S) não ser clara, os lineamentos secundários (N-S) podem representar fraturas e/ou falhas tardias que descolam as estruturas principais (N50W) e conseqüentemente as mineralizações.

No mapa de lineamentos magnéticos, algumas porções das MZ3 e MZ4 apresentam boa correlação espacial com lineamentos, sugerindo uma possível associação das zonas mineralizadas com lineamentos de alta amplitude magnética.

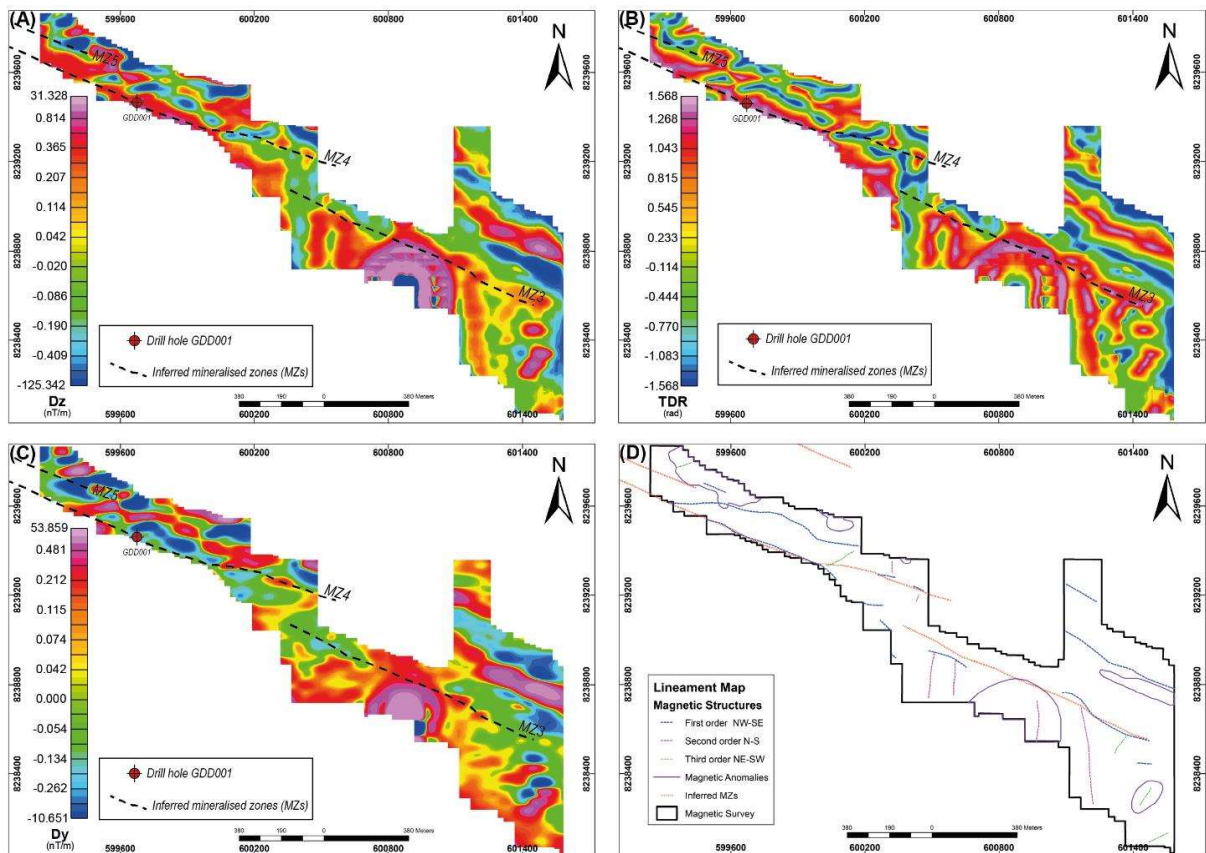


Figura 5.9 - Mapas magnéticos: (a) Dz, (b) TDR, (c) Dy e (d) mapa de lineamentos magnéticos.

A partir da aplicação da técnica da filtragem combinada (*matched filtering*), foi possível estimar profundidades e destacar suas respectivas fontes magnéticas. A aplicação de filtragens combinada é amplamente empregada em diferentes tipos de dados geofísicos. Na prospecção mineral pode ser principalmente aplicada na detecção de fontes ou estruturas associadas a mineralizações e/ou depósitos minerais, como observado nos trabalhos de Hildenbrand et al., (2000), Ponce e Glen (2002) e Carvalhêdo et al. (2020).

Após análise do espectro de potências dos dados magnéticos terrestres (**Figura 5.10**), foi possível ajustar quatro principais tendências lineares (filtros), que separam o AMF-UPC20 em quatro produtos com profundidades distintas (**Figura 5.10d**).

Nas assinaturas dos espectros de fontes rasas e intermediárias (13.27m e 33.22m), pode-se identificar uma boa correlação espacial das MZ3 e MZ4 com lineamentos magnéticos de direção NW-SE com valores superiores a 0.07 nT e 5.95nT, respectivamente.

As profundidades propostas pelo espectro de potência para fontes rasas e intermediárias (13.27 e 38.22m), apresentam posições e profundidades coerentes com o intervalo mineralizado entre 20 e 24.5m de profundidade, identificado no testemunho GDD-001.

No espectro de fontes profundas (92.28m; **Figura 5.10c**), destacou-se as fontes magnéticas regionais que apresentaram similaridades com as principais anomalias magnéticas identificadas anteriormente nos produtos de AMF, AS e THDR.

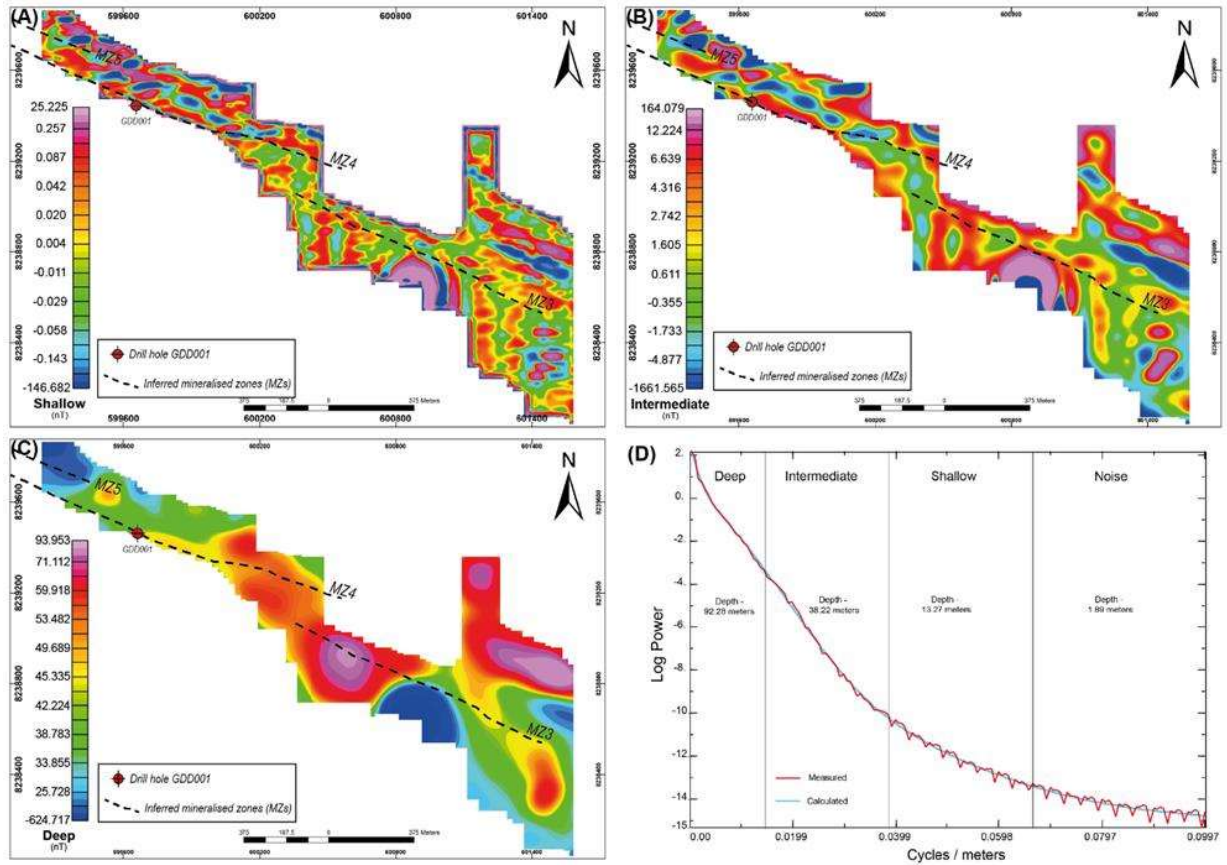


Figura 5.10 - Produtos obtidos pelo matched filtering realçando o topo das fontes magnéticas em profundidades distintas: (a) fontes rasas (13.27m), (b) fontes intermediárias (36.22m), (c) fontes rasas (13.27m) e (d) espectro da potência.

5.5.3 Medidas e Modelo de Susceptibilidade Magnética

O MVI corresponde a um modelo baseado na inversão do campo magnético anômalo (AMF-UPC20), o modelo apresenta a susceptibilidade magnética das principais fontes da área e suas respectivas profundidades estimadas.

No produto do MVI, os valores de susceptibilidade magnética variaram entre 0.0001 e 0.502 SI, as fontes rasas aflorantes ocorrem nas cotas entre 741 e 680m, fontes magnéticas profundas atingiram até 766.22m de profundidade no modelo (cota de -25.51m).

As medidas de susceptibilidade aferidas no testemunho GDD001, demonstraram que as principais rochas encaixantes como metatufos, clorita-quartzo xistos e clorita-biotita xistos (sem magnetita) possuem valores de média, mediana e desvio padrão inferiores a 0.003SI, os

maiores valores comumente estão associados a metatufos com disseminações de pirita, calcopirita e pirrotita (e.g. 0.00814 SI).

As medidas de susceptibilidade nos níveis de sulfeto maciço ou *stringers* apresentaram valores de média e mediana de 0.00711 e 0.00416 SI, respectivamente. Os valores obtidos para os xistos com magnetita apresentaram valores próximos aos das mineralizações, com mediana de 0.00335 e média de 0.00547 (**Figura 5.11a**).

Dessa forma as ocorrências de xistos com magnetita podem representar a principal ambiguidade na interpretação de dados magnéticos na área, porém, caso estes níveis com magnetita correspondam ao *footwall* proximal das mineralizações auríferas como ocorre no testemunho GDD001, o nível poderá ser utilizado como um vetor exploratório na área.

No modelo do MVI as principais anomalias magnéticas da área, apresentaram valores de susceptibilidade magnética superiores a 0.003 SI. Os valores de susceptibilidade magnética obtidos no MVI e no testemunho de sondagem, sugerem que no modelo zonas com valores inferiores a 0.003 SI, apresentam valores similares as rochas encaixantes como metatuffos e clorita xistos sem magnetita, dessa forma, essas zonas podem ser interpretadas como o possível background da área (**Figura 5.11b**).

As principais anomalias do MVI apresentam valores entre 0.003 e 0.02 SI, coerentes com os valores obtidos nas medidas de susceptibilidade em sulfetos maciços e estringes (mínimo de 0.00113SI e máximo de 0.0232SI), portanto, podem ser consideradas anomalias prospectáveis para mineralização relacionadas a sulfetos maciços (**Figura 5.11c**).

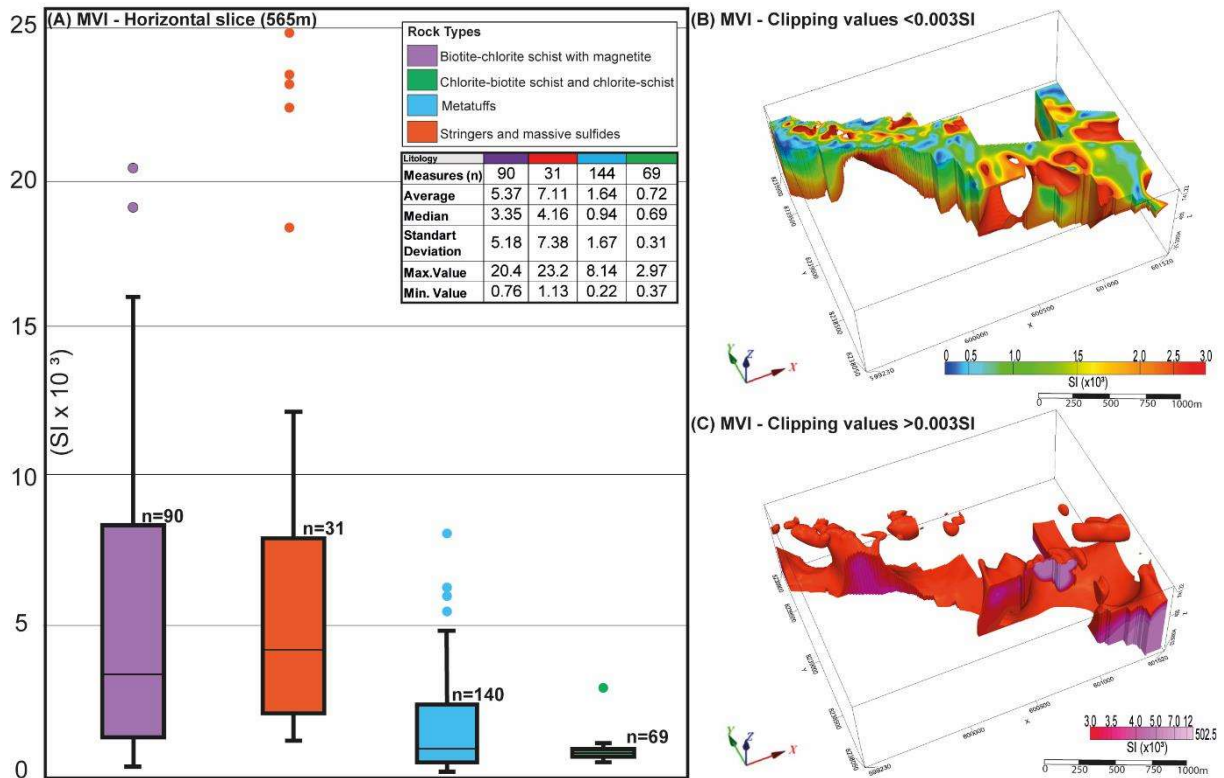


Figura 5.11 – (a) Gráfico bloxpot e tabela com medidas estatísticas das medidas de susceptibilidade magnética obtidas no testemunho de sondagem GDD001. (b) MVI apenas com valores inferiores a 0.003SI, referente ao possível background da área. (c) MVI apenas com valores superiores a 0.003SI realçando anomalias com potencial de associação com sulfetos maciços.

5.5.4 Integração Dados Elétricos e Magnéticos – Seções 2D (MZ4)

Para correlacionar os dados elétricos e magnéticos, realizou-se uma seção 2D no modelo do MVI, equivalente a seção de IP da Linha I (**Figura 5.12a**), e comparou-se a posição e profundidade das zonas de baixa resistividade e alta cargabilidade, fator metal e susceptibilidade magnética. Nos perfis, foi possível verificar que as anomalias de fator metal e cargabilidade coincidem espacialmente com a porção de topo da principal anomalia de susceptibilidade magnética (**Figura 5.12c**).

A anomalia magnética apresenta continuidade em profundidades superiores ao alcance dos dados de IP, e aparentemente mergulha em ângulos moderados a altos para SW. Devido à alta correlação espacial entre os dados de IP e do MVI, e os valores superiores a 0.0042 SI da anomalia, demonstram o alto potencial de associação com mineralizações de sulfetos disseminados a maciços relacionados a zona MZ4 já testada marginalmente por sondagem (GDD001), com resultados positivos e teores econômicos de ouro.

A principal anomalia magnética da seção 2D, no modelo 3D do MVI apresenta extensão de cerca de 900m na direção NW-SE, possivelmente relacionada às MZ4 e/ou MZ5.

5.5.5 Alvos Potenciais

Para melhor identificação de potenciais zonas mineralizadas associadas a sulfetos maciços, a partir do MVI gerou-se um modelo de isosuperfícies dos valores de susceptibilidade magnética (**Figura 5.12c**), o modelo realçou corpos de alta susceptibilidade ($>0.0048\text{SI}$) espacialmente associados as anomalias já identificadas nos mapas de magnetometria e no MVI.

A partir dos modelos do MVI e de isosuperfícies, quatro anomalias apresentam-se como prospectáveis para mineralizações associadas a sulfetos maciços (**Figura 5.12a e 5.12c**). O *trend* de maior favorabilidade para hospedar mineralizações denominado como alvo 1, apresenta anomalias de IP e MF nas seções da Linha I.

No modelo do MVI, o *trend* do alvo 1 apresenta valores superiores a 0.004SI com cerca de 900m de extensão lateral e possível relação espacial com as zonas MZ4 e MZ5 previamente inferidas em superfície.

Os alvos 2, 3 e 4, apesar de não terem sido testados pelos métodos elétricos, apresentam valores superiores a 0.004SI com núcleos de até 0.01SI . Destes alvos apenas o alvo 4, não apresenta estruturação coerente com as principais tendências da área, os alvos 2 e 3 devido sua posição espacial e estruturação podem estar relacionados a MZ4.

Nos modelos do MVI e isosuperfície, a principal anomalia dos dados magnéticos, foi interpretada como uma possível intrusão de geometria circular identificada anteriormente nos mapas de AS e AGHT, a mesma anomalia apresentou os maiores valores de susceptibilidade magnética da área, com valores variando de 0.0049 até 0.502SI com aumento dos valores das bordas para o centro do corpo no modelo de isosuperfícies (**Figura 5.12c**)

Na área, a principal ambiguidade que pode causar interpretações errôneas na geração de alvos a partir de dados magnéticos, são ocorrências de rochas com magnetita (e.g. biotita-clorita xisto com magnetita), que podem apresentar valores de susceptibilidade magnética similares aos obtidos para os estranges e sulfetos maciços.

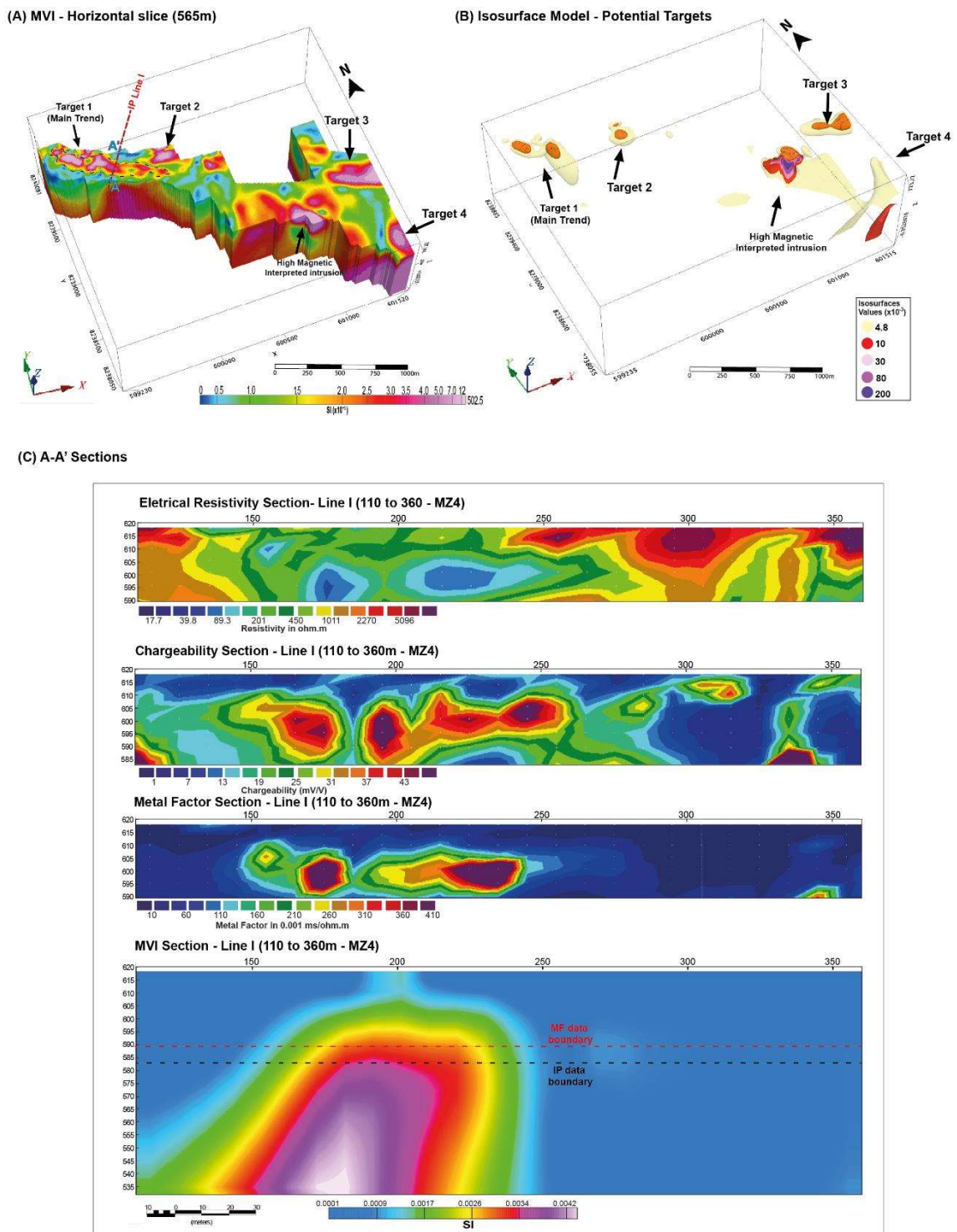


Figura 5.12 – (a) MVI com recorte horizontal na cota de 565m, realçando principais alvos rasos (anomalias) da área. Com posição da Linha I e do perfil A-A'. (b) Modelo de isosuperfícies de susceptibilidade magnética com potenciais alvos assinalados. (c) Seções 2D, correspondente ao perfil A-A' da figura 5.12a: eletrorresistividade, cargabilidade, fator metal e susceptibilidade magnética (de cima para baixo).

5.5 CONCLUSÕES

Os resultados obtidos pelas comparações das seções de dados elétricos e de susceptibilidade confirmaram que a MZ4, possui contrastes magnéticos e elétricos. Portanto, a combinação dos métodos elétricos e magnéticos pode ser eficaz na vetorização e detecção de alvos na Formação Digo-Digo;

Nas seções de IP, as anomalias identificadas pelo Fator Metal e pela cargabilidade possuem posições coerentes com as mineralizações inferidas em superfície (MZs). A MZ4 verificada com a sondagem GDD001 foi identificada na seção da Linha I, e sua possível continuidade foi comprovada na seção de fator metal da Linha II (**Figuras 5.6 e 5.7**);

A aplicação da normalização do fator metal foi eficiente na filtragem de anomalias de cargabilidade associadas a regiões de alta resistividade e no realce de anomalias sutis não identificadas em seções de cargabilidade e de resistividade, como ocorrido na identificação da possível MZ4 na Linha 2 (**Figura 5.7c**; entre 660 e 680m);

Com o modelo de inversão e as medidas de susceptibilidade como guia, foi possível selecionar quatro zonas alvo de alta susceptibilidade magnética com valores coerentes com as medidas de susceptibilidade em testemunho, gerando o modelo de iso-superfícies que realça os corpos de alta susceptibilidade (**Figura 5.12b**);

As medidas de susceptibilidade magnética *in situ*, mostraram que os biotita-clorita xistos enriquecidos em magnetita podem apresentar valores similares ao das mineralizações de *stringers* e/ou sulfetos maciços, dessa forma podendo ocasionar ambiguidades na interpretação de anomalias magnética. Porém, caso esses níveis estejam sempre espacialmente associados a mineralização, como um *footwall* proximal, o nível poderá ser usado como vetor exploratório.

A geometria das anomalias de susceptibilidade magnética estimada pelo MVI indicam mergulhos de ângulos moderados a altos dos corpos magnéticos para SW, o que pode ser mais bem observado no *trend* principal do alvo 1 (**Figura 5.12b e 5.12c**), o padrão de ângulo moderado a alto difere estruturalmente da maioria dos depósitos encontrados nos *greenstone belts* do DCG, onde predominantemente as mineralizações de ouro estão estruturalmente controladas por falhas de empurrão tardias de baixo ângulo (e.g. Depósitos do Jordino, Sertão, Cascavél, Mina III ; [Bogossian et al., 2020](#); [Jost et al., 2014](#))

A anomalia de geometria circular com os maiores valores de susceptibilidade do dado, foi interpretada como um possível corpo intrusivo sin- a pós- tectônico, com possíveis implicações na evolução metalogenética das mineralizações principalmente relacionada a

contribuição de fluídos ricos em metais e/ou remobilizações nas estruturas N40°W associadas as ocorrências de Au, Cu, Ag e Zn em superfície (MZs);

A geração de novas informações sobre os processos metalogenéticos da Formação Digo-Digo, podem ter implicações diretas para seleção de alvos nas unidades basais dos terrenos *greenstone belts* do Domínio Crixás-Goiás.

5.6 AGRADECIMENTOS

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

5.7 REFERÊNCIAS

Aisengart, T. 2013. 3D Inversion of Magnetic Data at Low Magnetic Latitudes. In 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013 (pp. 326-330). Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society.

Blakely, R.J. 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications: Cambridge University Press.

Barbosa, R. D., & Pereira, J. G. 2013. Inversão 3D de dados Magnéticos na Região de Mara Rosa-Goiás, Brasil, utilizando Geosoft VOXI. In 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013 (pp. 520-525). Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society.

Bogossian, J., Hagemann, S. G., Rodrigues, V. G., Lobato, L. M., & Roberts, M. 2020. Hydrothermal alteration and mineralization in the Faina *greenstone belt*: evidence from the Cascavel and Sertão orogenic gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 119, 103293.

Borges, C. C. A., Toledo, C. L. B., Silva, A. M., Chemale Jr, F., dos Santos, B. A., Figueiredo, F. L., & Zacchi, É. N. P. 2021. Unraveling a hidden Rhyacian magmatic arc through provenance of metasedimentary rocks of the Crixás *greenstone belt*, Central Brazil. *Precambrian Research*, 353, 106022.

Borges, C. C. A., Toledo, C. L. B., Silva, A. M., Junior, F. C., Jost, H., & de Carvalho Lana, C. 2017. Geochemistry and isotopic signatures of metavolcanic and metaplutonic rocks of the Faina and Serra de Santa Rita *greenstone belts*, Central Brazil: Evidence for a Mesoarchean intraoceanic arc. *Precambrian Research*, 292, 350-377.

Campos, D. S. D., Silva, A. M., Toledo, C. L. B., Carvalho, M. J. D., Rodrigues, V. G., & Araujo, K. 2017. Prospectivity analysis of gold and iron oxide copper-gold-(silver) mineralizations from the Faina *greenstone belt*, Brazil, using multiple data sets. *Brazilian Journal of Geology*, 47(4), 561-590.

Campos, L. M. 2019. Caracterização das zonas de alteração hidrotermal associadas à mineralização de ouro no *greenstone belt* Crixás – GO. 2019. xix, 165 il. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

Cordell, L., & Grauch, V.J.S. 1985. Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico, na edição Hinze, W.J. The utility of regional gravity and magnetic anomalies maps: SEG, p. 181-197.

Da Costa Carvalhêdo, A. L., Carmelo, A. C., & Botelho, N. F. (2020). Geophysical-geological model of the Pedra Branca massif in the Goiás Tin Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 102593.

Danni, J. C. M. (1988). Os greenstones belts da província Tocantins no Estado de Goiás, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4), 381-390.

Dubé, B., Gosselin, P., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., & Galley, A. 2007. Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 75-94.

Ellis, R. G., 2012, Iterative Reweighted Inversion. Geosoft Technical Note, Disponível em: <http://www.geosoft.com/products/voxicarth-modelling/iterative-reweighting-inversion>. Acessado em 12/04/2020 às 17:22h.

Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., and Galley, A.G. 2005. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume: The Economic Geology Publishing Company*, p. 523-560.

- Fitzpatrick, A. and Large, P. 2015. Magnetic modelling and geological modelling come together at the Kintyre uranium deposit. ASEG Extended Abstracts 2015, 1-4.
- Ferreira, F.J.F., de Souza, J., Bongioiolo, A.B.S., Castro, L.G. 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using tilt angle. *Geophysics* 78 (3), J33–J41.
- Galley, A. G., Hannington, M. D., & Jonasson, I. R. 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits. 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, Special Publication, 5:41-61.
- Godoy, H.V. 2019. Petrografia e geoquímica das rochas vulcânicas e sedimentares da Formação Digo-Digo: implicações para prospecção de depósitos de Sulfetos Maciços Vulcanogênicos no *greenstone belt* Serra de Santa Rita, GO. Master Thesis, Universidade de Brasília, 70pp.
- Hildenbrand, T.G., Byron Berger, R. C. Jachens, S. L. 2000. Regional Crustal Structures and Their Relationship to the Distribution of Ore Deposits in the Western United States, Based on Magnetic and Gravity Data. *Economic Geology*; 95 (8): 1583–1603. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.8.1583>
- Hinze, W. J.; Von Frese, R. R. B.; Saad, A. H. 2013. Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices and Applications, Cambridge Univ. Press, New York.
- Huston, D.L. 2000. Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits; distribution, genesis, and exploration, in Hagemann, S.G. ed., *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, vol. 13, p. 401-426.
- Jost, H., Carvalho, M. J., Rodrigues, V. G., & Martins, R. 2014. Metalogênese dos *greenstone belts* de Goiás. Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras, CPRM, Belo Horizonte, 141-168.
- Jost, H., Dussin, I.A., Chemale Jr., F., Tassinari, C.C.G., Junges, S. 2008. U-Pb and Sm-Nd constrainsfor the Paleoproterozoic age of the metasedimentary sequences of the Goiás Archean *greenstone belts*. South American Symposium on Isotope Geology, 6, San Carlos de Bariloche, Argentina, Proceedings, 4p.

- LASA Engenharia e Prospecções, S.A. 2012. Projeto Aero geofísico Sudeste do Mato Grosso – Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos Gamaespectrométricos. RJ. Programa Geologia do Brasil -PGB, Rel. Final, v. 1, Texto e Anexos.
- Koski, R.A. 2012. Hypogene Ore. In: Shanks, P. & Thurston, R. (eds.). Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model. US Geological Survey, Reston, Virginia. p. 133 – 146.
- Li, Y., & Oldenburg, D. W. 1996. 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61(2), 394-408.
- Loke, M. H. 2002. User manual for Res2dinv ver. 3.5. Geotomo software.
- Loke, M. H., Acworth, I., & Dahlin, T. 2003. A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration geophysics*, 34(3), 182-187.
- Marques, J.C., Jost, H., Creaser, R.A., Frantz, J.C., Osorio, R.G. 2013. Age of arsenopyrite gold bearing massive lenses of the Mina III and its implications on exploration, *Crixás greenstone belt*, Goiás, Brazil. In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, extended abstracts.
- Mercier-Langevin, P., Hannington, M. D., Dube, B., Piercey, S. J., Peter, J. M., & Pehrsson, S. J. 2015. Precious metal enrichment processes in volcanogenic massive sulphide deposits—A summary of key features, with an emphasis on TGI-4 research contributions. *Geol. Surv. Can. Open File Rep*, 7853, 117-130.
- Miller, H.G., & Singh, V. 1994. Potential field tilt – A new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, v. 32, p. 213-217.
- Milligan, P.R., & Gunn, P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17(2), p. 63-75.
- Morgan, L. A. 2012. Geophysical Characteristics of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. In: Shanks, P. & Thurston, R. (eds.). Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model. US Geological Survey, Reston, Virginia. p. 113-131.
- Morton, C., and Montresor G.C. 2006. Summary of Work Completed in the Faina and Goias *greenstone belts*, Brasil. Internal Report – SML Exploration, pp.87.

Orinoco Gold Limited. 2014 to 2018. Annual reports. Available at: www.orinocogold.com/shareholder-centre/financial-reports/annual-reports, accessed in April 26, 20120 at 19:16h.

Witherly, K. E.; Vyselaar, J. 1990. A geophysical case history of the Poplar Lake copper-molybdenum deposit, Houston area, British Columbia in Ward, SH. Ed. Induced polarization: Society of Exploration Geophysics, 304-324.

Pimentel, M.M. 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, vol. 46:67-82.

Pimentel, M. M.; Jost, H.; Armstrong, R.; Fuck, R. A.; Junges, S. L.; Resende, M. G. 2000. Re-appraisal of the Santa Rita *greenstone belt* stratigraphy, central Brazil, based on new U-Pb shrimp age and Sm-Nd data of felsic metavolcanic rocks. *Brazilian Journal of Geology*, 30(1), 157-160.

Ponce, D. A.; Glen, J. M. G. 2002. Relationship of Epithermal Gold Deposits to Large-Scale Fractures in Northern Nevada. *Economic Geology*; 97 (1): 3–9. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.1.3>.

Pulz, G.M. 1995. Modelos prospectivos para ouro em *greenstone belts*: exemplo dos depósitos Maria, Lázara e Ogó, na região de Guarinos e Pilar de Goiás, Goiás. (PhD Thesis, University of Brasília, Brazil).

Queiroz, C.L. 2000. Evolução Tectono-Estrutural dos Terrenos Granito- *greenstone belt* de Crixás, Brasil Central. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 209pp.

Resende, M. G., Jost, H., Lima, B. E. M., & Teixeira, A. D. A. 1999. Proveniência e Idades modelos Sm/Nd das Rochas Siliciclásticas Arqueanas dos *greenstone belts* de Faina e Santa Rita, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3), 281-290.

Resende, M. G.; Jost, H.; Osborne, G. A.; Mol, A. G. 1998. The stratigraphy of the Goiás and Faina *greenstone belts*, Central Brazil: a new proposal. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, SP, v. 28, n. 1, p. 77-94.

Spector, A.; Parker, W. 1979. Computer compilation and interpretation of geophysical data. Geophysics and Geochemistry in the search for metallic ores. Geological survey Canada, Economic Geology Report, v. 31, p. 527-544.

Tavakoli, S.; Bauer, T. E.; Rasmussen, T. M.; Weihed, P.; Elming, S. Å. 2016. Deep massive sulphide exploration using 2D and 3D geoelectrical and induced polarization data in Skellefte mining district, northern Sweden. Geophysical Prospecting, 64(6), 1602-1619.

Tomazzoli, E.R. 1985. Geologia, Petrologia, deformação e potencial aurífero do *greenstone belt* de Goiás - GO. Unpublished Master Thesis, Universidade de Brasília, 206p.

CAPÍTULO VI – Discussões e Conclusões

Em relação as implicações na prospecção geofísica das lentes sulfeto maciço auríferos da Formação Digo-Digo, pode se concluir que:

A partir da correlação dos valores de susceptibilidade magnética e seções de dados magnéticos (MVI) e de IP, foi possível verificar que ambos os métodos podem detectar potenciais zonas mineralizadas, e o uso concomitante dos métodos pode ajudar na solução de ambiguidades, dessa forma facilitando a tomada de decisão durante os estágios iniciais da pesquisa mineral.

Os dados de IP nos domínios tempo e da frequência mostraram eficiência na detecção de anomalias associadas aos horizontes exalativos ricos em pirita e auríferos.

Os dados de IP no domínio da frequência atingiram profundidades cerca de 40% maiores que os dados de IP no domínio do tempo, e sua aquisição é mais rápida e mais fácil, devido ao uso de cabos multi-eletrodicos. Portanto os dados de IP no domínio da frequência podem ser uma boa escolha em projetos de exploração que necessitem de dados rápidos, mais profundos com custo reduzidos e uso de eletrorresistivímetros mais acessíveis que comumente possuem taxas de transmissão mais baixas (ex. Syscal Pro 72).

Os dados de MF obtidos na linha sobre os exalitos, apresenta uma anomalia positiva com geometria de um dobramento decamétrico, a estrutura é condizente com a estruturação da exposição dos horizontes exalativos na confluência do córrego Digo-Digo com o Rio Vermelho.

A aplicação da normalização do Fator Metal demonstrou eficiência na filtragem de anomalias de cargabilidade associadas a zonas de alta resistividade e no realce de zonas com alta cargabilidade e baixa resistividade.

Os dados de magnetometria terrestre e seu modelo de inversão (MVI), demonstraram-se uma ferramenta de baixo custo e robusta na identificação de possíveis estruturas e na detecção direta de corpos magnéticos potencialmente associados a mineralizações.

O uso de medidas de susceptibilidade magnética nos testemunhos de sondagem, mostraram que os biotita-clorita xistos enriquecidos em magnetita podem apresentar valores similares ao das mineralizações de *stringers* e/ou sulfetos maciços, sendo este a principal possível ambiguidade na interpretação de dados na área.

Caso os níveis de biotita-clorita xistos com magnetita estejam sempre espacialmente associados a mineralização, como um *footwall* proximal, como ocorre no testemunho GDD001, o nível poderá ser usado como vetor exploratório na área.

Em relação as mineralizações identificadas no furo de sondagem GDD001 e na exposição dos horizontes exalativo da confluência do córrego Digo-Digo, foi possível identificar quatro estilos de mineralizações de Au-Cu, as principais características e diferenças estão sumarizadas na **tabela 6.1**.

	Mineralization style	Host Rocks	Mineral assemblage	Sulfides	Sulfide content	Potential	Au Grades	Cu Grades
Drill Hole GDD001	Massive Sulfide	Metatuff with biotite	quartz + chlorite	Pyrite, Chalcopyrite and Pyrrhotite	>40%	Au-Cu	High grade (>10g/t Au)	Mid to high grade; Above 0.5% Cu (?)
	Quartz-carbonate vein	Metatuff with biotite	quartz + carbonate + chlorite	Pyrite, Pyrrhotite, Chalcopirite and free gold.	trace - 1%	Only Au	High grade (>4g/t Au)	Barren
	Disseminated with Stringers	Metatuff with biotite and biotite-chlorite schists	biotite ± carbonate ± chlorite ± albite	Pyrite, Pyrrhotite and Chalcopirite	1 to 5%	Only Cu	Low to barren (<1g/t Au)	Low grade; Above 0.1% Cu (?)
Digo-Digo Creek	Exhalative Horizon (Massive Sulfide)	Metachert and phyllites (carboaceous)	Quartz + traces of ilmenite and muscovite	Pyrite	20 to 50%	Only Au	Low grade (<2.5g/t Au)	Barren

Tabela 6.1 – Tabela das principais mineralizações identificadas e suas respectivas características.

Para que hipóteses bem estruturadas relacionadas a tipologia do depósito e aos processos metalogenéticos da área, possam ser mais bem avaliadas, ainda há necessidade de novas informações como furos de sondagem diamantada, análises geoquímicas completas, novas datações e melhor caracterização das alterações hidrotermais e mineralizações. Porém a partir dos dados apresentados, pode-se levantar as seguintes suposições:

- Nos dados magnéticos, foi possível identificar uma anomalia de geometria circular com os maiores valores de susceptibilidade magnética do levantamento magnético (>0.2 SI), a anomalia é interpretada como um possível corpo intrusivo sin- a pós- tectônico, com possíveis implicações na evolução metalogenética da área, principalmente relacionado a uma possível contribuição de fluídos ricos em metais e/ou remobilizações nas estruturas N40°W associadas as ocorrências de Au, Cu, Ag e Zn em superfície (MZs);

- Os dois principais níveis mineralizados identificados no testemunho GDD001 podem corresponder, a dois sistemas mineralizantes distintos. As alterações hidrotermais identificadas como cloritização, biotitização, carbonatação e silicificação, podem estar associadas a mineralização sílica + clorita+ carbonato ± pirita ± pirrotita ± calcopirita ± Au livre, relacionado a um sistema mais novo do tipo ouro estruturalmente controlado típico dos terrenos greenstone belts do DCG (e.g. Crixás, Guarinos, Pilar e Faina; [Bogossian et al., 2020](#); [Jost et al., 2010](#); [Jost et al., 2014](#)), enquanto o nível de silicificação com calcopirita, pirrotita e pirita maciços podem estar associados a sistemas mais antigos do tipo Au-VMS, ou até mesmo ambos níveis mineralizados podem pertencer a sistemas auríferos estruturalmente controlados como os do greenstone belt de Crixás, onde as mineralizações de ouro ocorrem como empilhamentos de corpos de sulfeto maciço, veios de quartzo e de sulfeto disseminado, controlados por falhas de empurrão tardias ([Jost et al., 2010](#); [Jost et al., 2014](#); [Ferreira et al., 2021](#)).

A geração de novas informações sobre a tipologia dos depósitos e seus respectivos processos metalogenéticos na Formação Digo-Digo, podem ter implicações diretas para seleção de alvos nos terrenos *greenstone belts* do Domínio Crixás-Goiás.

CAPÍTULO VII – Referências Bibliográficas

Agnoletto, E.; Leite, E. P. 2015. Identification of exploration gold targets in the Alta Floresta Gold Province, Mato Grosso state, Brazil, based on an integrated interpretation of magnetic and geoelectrical data. *Revista Brasileira de Geofísica*, 33(02):305-318. <https://doi:10.22564/rbgf.v33i2.722>.

Aisengart, T. (2013). 3D Inversion of Magnetic Data at Low Magnetic Latitudes. In 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013 (pp. 326-330). Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society. <https://doi.org/10.1190/sbgf2013-070>

Araujo, SM; Fawcett, JJ; Scott, SD. 1995. Metamorphism of hydrothermally altered rocks in a volcanogenic massive sulfide deposit: the Palmeirópolis, Brazil, example. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(3):173-184.

Arifin, M. H.; Kayode, J. S.; Izwan, M. K.; Zaid, H. A. H.; Hussin, H. 2019. Data for the potential gold mineralization mapping with the applications of Electrical Resistivity Imaging and Induced Polarization geophysical surveys. *Data in Brief*, 22, 830–835. <https://doi:10.1016/j.dib.2018.12.086>.

Astic, T., & Chouteau, M. 2018. Geological interpretation of the northern flank of the Matagami camp, Quebec, using gravity and magnetic inversions. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 999:1-12. <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0049>

Baêta Júnior, J.D.A., Oliveira, C. C., Pinheiro, M. M., Andrade, R. S., Camargo, M. A., 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – Escala 1:100,000, Folha SD.22-Z-C-V, Goiás. CPRM.

Barbosa, R. D., & Pereira, J. G. (2013, August). Inversão 3D de dados Magnéticos na Região de Mara Rosa-Goiás, Brasil, utilizando Geosoft VOXI. In 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 26–29 August 2013 (pp. 520-525). Society of Exploration Geophysicists and Brazilian Geophysical Society. <https://doi.org/10.1190/sbgf2013-109>

Barrie, C.T., and Hannington, M.D., 1999, Introduction: Classification of VMS deposits based on host rock composition, in Barrie, C.T., and Hannington, M.D., eds., *Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings: Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 2-10.

Bellefleur, G., Cheraghi, S., & Malehmir, A. (2019). Reprocessing legacy three-dimensional seismic data from the Halfmile Lake and Brunswick No. 6 volcanogenic massive sulphide deposits, New Brunswick, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56(5), 569-583. <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0103>

Bellefleur, G.; Cheraghi, S.; Malehmir, A. 2019. Reprocessing legacy three-dimensional seismic data from the Halfmile Lake and Brunswick No. 6 volcanogenic massive sulphide

deposits, New Brunswick, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 56(5), 569-583. <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0103>.

Best, M.E.; Fage, I. 2017. Case Study of Mineral Deposits in the Yukon Using High Resolution Resistivity / Induced Polarization Techniques. *CSEG RECORDER*, 42(4):28-32p.

Blakely, R.J. 1996. *Potential theory in gravity and magnetic applications*: Cambridge University Press.

Bogossian, J., Hagemann, S. G., Rodrigues, V. G., Lobato, L. M., & Roberts, M. 2020. Hydrothermal alteration and mineralization in the Faina *greenstone belt*: evidence from the Cascavel and Sertão orogenic gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 119, 103293. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103293>

Borges, C. C. A., Toledo, C. L. B., Silva, A. M., Chemale Jr, F., dos Santos, B. A., Figueiredo, F. L., & Zacchi, É. N. P. 2021. Unraveling a hidden Rhyacian magmatic arc through provenance of metasedimentary rocks of the Crixás *greenstone belt*, Central Brazil. *Precambrian Research*, 353, 106022. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.106022>

Borges, C. C. A., Toledo, C. L. B., Silva, A. M., Junior, F. C., Jost, H., & de Carvalho Lana, C. 2017. Geochemistry and isotopic signatures of metavolcanic and metaplutonic rocks of the Faina and Serra de Santa Rita *greenstone belts*, Central Brazil: Evidence for a Mesoarchean intraoceanic arc. *Precambrian Research*, 292, 350-377. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.017>

Boszczuk, P.; Cheng, L. Z.; Hammouche, H.; Roy, P.; Lacroix, S.; Cheilletz, A. 2011. A 3D gravity data interpretation of the Matagami mining camp, Abitibi Subprovince, Superior Province, Québec, Canada: Application to VMS deposit exploration. *Journal of Applied Geophysics*, 75(1), 77-86. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2011.06.031>.

Campos, D. S. D., Silva, A. M., Toledo, C. L. B., Carvalho, M. J. D., Rodrigues, V. G., & Araujo, K. (2017). Prospectivity analysis of gold and iron oxide copper-gold-(silver) mineralizations from the Faina *greenstone belt*, Brazil, using multiple data sets. *Brazilian Journal of Geology*, 47(4), 561-590. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201720170012>.

Campos, L. M. Caracterização das zonas de alteração hidrotermal associadas à mineralização de ouro no *greenstone belt* Crixás – GO. 2019. xix, 165 il. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2019. <https://repositorio.unb.br/handle/10482/38134>

Claprod, M.; Chouteau, M.; Cheng, L. Z. 2008. Rapid detection and classification of airborne time-domain electromagnetic anomalies using weighted multi-linear regression. *Exploration Geophysics*, 39(3), 164. <https://doi:10.1071/eg08018>.

Clark, D. A.; Emerson, D. W.; Kerr, T. L. 1988. The use of electrical conductivity and magnetic susceptibility tensors in rock fabric studies. *Exploration Geophysics*, 19(2), 244. <https://doi:10.1071/eg988244>.

Cordell, L., & Grauch, V.J.S. (1985). Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan Basin, New Mexico, na edição Hinze, W.J. The utility of

regional gravity and magnetic anomalies maps: SEG, p. 181-197. <https://doi.org/10.1190/1.0931830346.ch16>

Couto Jr, M. A.; Wosniak, R.; Marques, E. D.; Duque, T.; Carvalho, M. T. N. 2017. VTEM and Aeromagnetic Data Modeling Applied to Cu, Zn and Pb Prospection in Palmeirópolis Project, TO, Brazil. In: 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. <https://doi:10.13140/RG.2.2.21388.62088>.

Cox, L. H.; Wilson, G. A.; Zhdanov, M. S. 2012. 3D inversion of airborne electromagnetic data. *Geophysics*, 77(4), WB59–WB69. <https://doi:10.1190/geo2011-0370.1>.

D. A. Ponce, J. M. G. Glen; Relationship of Epithermal Gold Deposits to Large-Scale Fractures in Northern Nevada. *Economic Geology*; 97 (1): 3–9. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.1.3>

Da Costa Carvalhêdo, A. L., Carmelo, A. C., & Botelho, N. F. (2020). Geophysical-geological model of the Pedra Branca massif in the Goiás Tin Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 102593. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102593>

Dahlin, T., Zhou, B., 2006. Multiple gradient array measurements for multi-channel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4(2), 113-123. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2005037>

Dahlin, T.; Leroux, V. 2012. Improvement in time-domain induced polarization data quality with multi-electrode systems by separating current and potential cables. *Near Surface Geophysics*, 10(6), 545–565. <https://doi:10.3997/1873-0604.2012028>.

Dahlin, T.; Zhou, B. 2006. Multiple gradient array measurements for multi-channel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4(2): 113-123. <https://doi:10.3997/1873-0604.2005037>.

Danni, J. C. M. (1988). Os greenstones belts da província Tocantins no Estado de Goiás, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(4), 381-390.

Dentith, M. C.; Frankcombe, K. F.; Trench, A. 1994. Geophysical signatures of Western Australian mineral deposits: an overview. *Exploration Geophysics*, 25(3), 103. <https://doi:10.1071/eg994103>.

Dentith, M., & Mudge, S. T. (eds.). 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge University Press. 438p.

Doyle, H. A. 1986. Geophysical exploration for gold? a review. *Exploration Geophysics*, 17(4), 169. <https://doi:10.1071/eg986169>.

Dreher, A. M.; Tavares, F. M.; Oliveira, J. K. M. 2018. Wall rocks and hydrothermal alteration associated with the Pojuca and Furnas Deposits, Carajás Province. In: *Anais do 49 Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, RJ.

Dubé, B., Gosselin, P., Mercier-Langevin, P., Hannington, M., & Galley, A. (2007). Gold-rich volcanogenic massive sulphide deposits. *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division*, 75-94.

Eaton, D. W., Milkereit, B., & Salisbury, M. 2003. Seismic methods for deep mineral exploration: Mature technologies adapted to new targets. *The Leading Edge*, 22(6), 580-585. <https://doi.org/10.1190/1.1587683>

Eaton, D. W.; Milkereit, B.; Salisbury, M. 2003. Seismic methods for deep mineral exploration: Mature technologies adapted to new targets. *The Leading Edge*, 22(6):580-585. <https://doi.org/10.1190/1.1587683>.

Ellis, R. G., 2012, Iterative Reweighted Inversion. Geosoft Technical Note, Disponível em: <http://www.geosoft.com/products/voxiearth-modelling/iterative-reweighting-inversion>. Acessado em 12/04/2020 às 17:22h.

Ferreira, B. F., Marques, J. C., Frantz, J. C., de Souza, R. G., Campos, M. P., de Rezende Figueiredo, F. L. A., & Padilha, N. L. 2021. Stratigraphy and U–Pb detrital zircon provenance, Crixás Greenstone Belt, Goiás-Brasil: Gold-bearing vs barren siliciclastic rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 105, 102994. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102994>

Ferreira, F.J.F., de Souza, J., Bongioiolo, A.B.S., Castro, L.G., 2013. Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using tilt angle. *Geophysics* 78 (3), J33–J41. <https://doi.org/10.1190/geo2011-0441.1>

Fitzpatrick, A. and Large, P., (2015) Magnetic modelling and geological modelling come together at the Kintyre uranium deposit. ASEG Extended Abstracts 2015, 1-4. <https://doi.org/10.1071/ASEG2015ab049>

Fortes, P.T.F.O., Giuliani, G., Takaki, T., Pimentel, M.M., Teixeira, W., 1995. Aspectos geoquímicos do depósito aurífero Mina III, greenstone belt de Crixás, Goiás, Geochi. *Brasiliensis*, 9:13-31.

Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R., and Galley, A.G., 2005, Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, in Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume: The Economic Geology Publishing*, p. 523-560.

Fruchting, A.; Boniatti, J.; Oliveira, G.; Oliveira, S. B.; Pires, P. F. R.; Henrique, E. 2009. Aplicação dos métodos eletromagnéticos aéreos e de polarização induzida espectral em mineralizações de cobre/zinco tipo VMS. In: 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF 2009, Salvador, Bahia, Brazil, 24-28 August 2009. <https://doi:10.1190/sbgf2009-106>.

Galley, A.G., Hannington, M.D., and Jonasson, I.R., 2007, Volcanogenic massive sulphide 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, Special Publication No. 5*, p. 141-161

Gibson, H. L., Allen, R. L., Riverin, G., & Lane, T. E. (2007, September). The VMS model: Advances and application to exploration targeting. In *Proceedings of Exploration* (Vol. 7, pp. 713-730).

- Godoy, H.V. (2019). Petrografia e geoquímica das rochas vulcânicas e sedimentares da Formação Digo-Digo: implicações para prospecção de depósitos de Sulfetos Maciços Vulcanogênicos no *greenstone belt* Serra de Santa Rita, GO. Master Thesis, Universidade de Brasília, 70pp. <https://repositorio.unb.br/handle/10482/40498>
- Grainger, C. J.; Groves, D. I.; Tallarico, F. H. B.; Fletcher, I. R. 2008. Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geology Reviews*, 33(3-4), 451–489. <https://doi:10.1016/j.oregeorev.2006.10.010>.
- Guo, W.; Dentith, M.C.; Xu, J.; Ren, F. 1999. Geophysical exploration for gold in Gansu Province, China. *Exploration Geophysics*, 30 (2): 76–82. <https://10.1071/EG999076>.
- Hallof, P. G. 1964. A comparison of the various parameters employed in the variable-frequency induced-polarization method. *geophysics*, 29(3):425–433. <https://doi:10.1190/1.1439376>.
- Hartmann, L. A., & Delgado, I. (2001). Cratons and orogenic belts of the Brazilian Shield and their contained gold deposits. *Mineralium Deposita*, 36(3-4), 207–217. <https://doi:10.1007/s001260100175>.
- Hildenbrand, T.G., Byron Berger, R. C. Jachens, S. L. (2000); Regional Crustal Structures and Their Relationship to the Distribution of Ore Deposits in the Western United States, Based on Magnetic and Gravity Data. *Economic Geology*; 95 (8): 1583–1603. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.8.1583>
- Hinze, W. J., R. R. B. Von Frese, and A. H. Saad (2013), *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices and Applications*, Cambridge Univ. Press, New York.
- Hodges, G.; Chen, T.; Van Buren, R. 2016. HELITEM detects the Lalor VMS deposit. *Exploration Geophysics*. 47(4), <https://doi.org/10.1071/eg16006>.
- Huston, D.L., 2000. Gold in volcanic-hosted massive sulfide deposits; distribution, genesis, and exploration, in Hagemann, S.G. ed., *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, vol. 13, p. 401-426.
- Jost, H.; Carvalho, M. J.; Rodrigues, V. G.; Martins, R. 2014. Metalogênese dos greenstone belts de Goiás. *Metalogênese das Províncias Tectônicas Brasileiras*, CPRM, Belo Horizonte, 141-168.
- Jost, H.; Chemale Jr., F.; Dussin, I.A.; Tassinari, C.C.G.; Martins, R. 2010. U-Pb zircon Paleoproterozoic age for the metasedimentary host rocks and gold mineralization of the Crixás greenstone belt, Goiás, Central Brazil. *Ore Geology Reviews*, 37:127-139. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.01.003>.
- Jost, H., Dussin, I.A., Chemale Jr., F., Tassinari, C.C.G., Junges, S., 2008. U-Pb and Sm-Nd constrains for the Paleoproterozoic age of the metasedimentary sequences of the Goiás Archean *greenstone belts*. *South American Symposium on Isotope Geology*, 6, San Carlos de Bariloche, Argentina, Proceedings, 4p.

- Jost, H.; Junior, F. C.; Fuck, R. A.; Dussin, I. A. 2013. Uv complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 47:201-212. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.002>.
- Jost, H.; Sial, A.N.; Benell, M.R.; Ferreira, V.P. 2008. Carbon Isotopes in Dolostones of Goias State Greenstone Belts, Central Brazil. In: *Brazilian Geological Congress, Curitiba, 44*, p. 687. Abstract Volume.
- Koski, R.A. 2012. Hypogene Ore. In: Shanks, P. & Thurston, R. (eds.). *Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model*. US Geological Survey, Reston, Virginia. p. 133 – 146. Open access, available in <https://pubs.usgs.gov/sir/2010/5070/c/SIR10-5070-C.pdf>
- Large, R.R., McPhie, J., Gemmill, J.B., Herrmann, W., and Davidson, G.J. 2001c. The spectrum of ore deposit types, volcanic environments, alteration halos, and related exploration vectors in submarine volcanic successions— Some examples from Australia: *Economic Geology*, v. 96, p. 913–938. <http://dx.doi.org/10.2113/96.5.913>
- LASA Engenharia e Prospecoes, S.A., 2012. Projeto Aero geofisico Sudeste do Mato Grosso – Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos Gamaespectrométricos. RJ. Programa Geologia do Brasil -PGB, Rel. Final, v. 1, Texto e Anexos.
- Legault, J. M.; Plastow, G.; Zhao, S.; Bournas, N.; Prikhodko, A.; Orta, M. 2015. ZTEM and VTEM airborne EM and magnetic results over the Lalor copper-gold volcanogenic massive sulfide deposit region, near Snow Lake, Manitoba. *Interpretation*, 3(2):SL83–SL94. <https://doi:10.1190/int-2014-0245.1>.
- Leistel, J.; Marcoux, E.; Thiblemont, D.; Quesada, C.; Sánchez, A.; Almodóvar, G. R.; Pascual, E.; Sáez, R. 1997. The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt Review and preface to the Thematic Issue. *Mineralium Deposita*, 33:2–30. <https://doi.org/10.1007/s001260050130>.
- Li, Y., & Oldenburg, D. W. (1996). 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61(2), 394-408. <https://doi.org/10.1190/1.1443968>
- Loke M.H. 2012. Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. GeoTomo Software, Malaysia.
- Loke, M. H. 2002. User manual for Res2dinv ver. 3.5. Geotomo software. Available in <https://www.geotomosoft.com/downloads.php>
- Loke, M. H., Acworth, I., & Dahlin, T. (2003). A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration geophysics*, 34(3), 182-187. <https://doi/pdf/10.1071/ASEG2001ab075>
- Loke, M. H.; Chambers, J. E.; Rucker, D. F.; Kuras, O.; Wilkinson, P. B. 2013. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of applied geophysics*, 95: 135-156. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.02.017>.

- Lu, G. Y., & Wong, D. W. 2008. An adaptive inverse-distance weighting spatial interpolation technique. *Computers & geosciences*, 34(9), 1044-1055. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.07.010>
- Madden, T. R.; Marshall, D. J. 1959. Induced polarization, a study of its causes. *Geophysics*, 24(4): 790-816. <https://doi.org/10.1190/1.1438659>.
- Malehmir, A., Durrheim, R., Bellefleur, G., Urosevic, M., Juhlin, C., White, D. J., ... & Campbell, G. 2012. Seismic methods in mineral exploration and mine planning: A general overview of past and present case histories and a look into the future. *Geophysics*, 77(5), WC173-WC190. <https://doi.org/10.1190/geo2012-0028.1>
- Mammo, T. 2013. Geophysical models for the Cu-dominated VHMS mineralization in Katta district, western Ethiopia. *Natural resources research*, 22(1), 5-18. <https://doi.org/10.1007/s11053-012-9186-0>
- Marques, J.C., Jost, H., Creaser, R.A., Frantz, J.C., Osorio, R.G., 2013. Age of arsenopyrite gold bearing massive lenses of the Mina III and its implications on exploration, Crixás *greenstone belt*, Goiás, Brazil. In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, extended abstracts.
- McIntosh, S. M.; Gill, J. P.; Mountford, A. J. 1999. The geophysical response of the Las Cruces massive sulphide deposit. *Exploration Geophysics*, 30(4): 123. <https://doi.org/10.1071/eg999123>.
- Melo, A. T., Sun, J., & Li, Y. 2017. Geophysical inversions applied to 3D geology characterization of an iron oxide copper-gold deposit in Brazil. *Geophysics*, 82(5), K1-K13. <https://doi.org/10.1190/geo2016-0490.1>
- Mercier-Langevin, P., Hannington, M. D., Dube, B., Piercey, S. J., Peter, J. M., & Pehrsson, S. J. 2015. Precious metal enrichment processes in volcanogenic massive sulphide deposits—A summary of key features, with an emphasis on TGI-4 research contributions. Geological Survey of Canada. Open File Rep, 7853, 117-130.
- Mercier-Langevin, P., Houlé, M.G., Dubé, B., Monecke, T., Hannington, M.D., Gibson, H.L., and Goutier, J. 2014. A special issue on Archean magmatism, volcanism, and ore deposits: Part 2. Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Preface: *Economic Geology*, v. 109, p 1 – 9. <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.1.1>
- Milkereit, B., Eaton, D., Wu, J., Perron, G., Salisbury, M. H., Berrer, E. K., & Morrison, G. 1996. Seismic imaging of massive sulfide deposits; Part II, Reflection seismic profiling. *Economic Geology*, 91(5), 829-834. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.5.829>
- Miller, H.G., & Singh, V. 1994. Potential field tilt – A new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, v. 32, p. 213-217. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1)
- Milligan, P.R., & Gunn, P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17(2), p. 63-75.

- Morgan, L. A. 2012. Geophysical Characteristics of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits. In: Shanks, P. & Thurston, R. (eds.). Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model. US Geological Survey, Reston, Virginia. p. 113-131. Open access, available in <https://pubs.usgs.gov/sir/2010/5070/c/Chapter7SIR10-5070-C-3.pdf>
- Morton, C., and Montresor G.C. 2006. Summary of Work Completed in the Faina and Goias *greenstone belts*, Brasil. Internal Report – SML Exploration, pp.87.
- Neder, R. D.; Figueiredo, B. R.; Beaudry, C.; Collins, C.; Leite, J. A. D. 2000. The Expedito Massive Sulfide Deposit, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geologia*, 30(2):222-225. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2000302222225>.
- Nelson, P. H.; Van Voorhis, G. D. 1983. Estimation of sulfide content from induced polarization data. *Geophysics*, 48(1): 62–75. <https://doi.org/10.1190/1.1441408>.
- NetunoVillas, R.; Santos, M. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, 36(3-4): 300–331. <https://doi.org/10.1007/s001260100178>.
- Newton, O.; Vowles, A. 2017. Geophysical Overview of Lalor VMS Deposit. In: Proceedings of Exploration 17: Sixth Decennial International Conference on Mineral Exploration. Edited by V. Tschirhart and M.D. Thomas, p. 619–635.
- Oldenburg D.W., & Jones, F.H.M. 2007. Inversion for Applied Geophysics – Learning Resources about geophysical inversion, University of British Columbia, Geophysical Inversion Facility. Version 1.0. (available in <https://www.eoas.ubc.ca/ubcgif/iag/index.htm>).
- Oldenburg, D. W., & Li, Y. 2005. Inversion for applied geophysics: A tutorial. *Investigations in Geophysics*, 13: 89-150. <https://doi.org/10.1190/1.9781560801719.ch5>
- Oldenburg, D. W., Li, Y., Farquharson, C. G., Kowalczyk, P., Aravanis, T., King, A., & Watts, A. 1998. Applications of geophysical inversions in mineral exploration. *The Leading Edge*, 17(4), 461-465. <https://doi.org/10.1190/1.1437989>
- Orinoco Gold Limited (ASX: OGX), 2014 to 2018. Annual reports. Available at: www.orinocogold.com/shareholder-centre/financial-reports/annual-reports, accessed in April 26, 2020 at 19:16h.
- Palacky, G. 1987. Resistivity Characteristics of Geological Targets. In: Nabighian, M., Ed., *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Theory*, Society of Exploration Geophysicists Tulsa, OK, 53-129. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802631.ch3>
- Palacky, G. J.; Kadkaru, K. 1979. Effect of tropical weathering on electrical and electromagnetic measurements. *Geophysics*, 44(1): 69–88. <https://doi.org/10.1190/1.1440924>.
- Paterson, N. R.; Hallof, P. G. 1993. Geophysical exploration for gold. *Gold Metallogeny and Exploration*, Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/978-94-011-2128-6_12.

- Pelton, W. H.; Ward, S. H.; Hallof, P. G.; Sill, W. R.; Nelson, P. H. 1978. Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency IP. *Geophysics*, 43(3): 588–609. <https://doi.org/10.1190/1.1440839>.
- Phillips, N., Oldenburg, D., Chen, J., Li, Y., & Routh, P. 2001. Cost effectiveness of geophysical inversions in mineral exploration: Applications at San Nicolas. *The Leading Edge*, 20(12), 1351-1360. <https://doi.org/10.1190/1.1487264>
- Piercey, S. J. 2010. An overview of petrochemistry in the regional exploration for volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 10(2): 119–136. <https://doi.org/10.1144/1467-7873/09-221>.
- Pimentel, M. M., Jost, H., Armstrong, R., Fuck, R. A., Junges, S. L., & Resende, M. G. 2000. Re-appraisal of the Santa Rita *greenstone belt* stratigraphy, central Brazil, based on new U-Pb shrimp age and Sm-Nd data of felsic metavolcanic rocks. *Brazilian Journal of Geology*, 30(1), 157-160.
- Pimentel, M.M., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. *Brazilian Journal of Geology*, vol. 46:67-82.
- Pinho, F. E. 1996. The Origin of the Cabaçal Cu-Au Deposit, Alto Jauru Greenstone Belt, Brazil. The University of Western Ontario. Department of Earth Sciences. 230p. Digitized Theses. 2656. <https://ir.lib.uwo.ca/digitizedtheses/2656>.
- Pinto, V. P.; Seimetz, E. X.; COSTA, A. S. J.; Canata, R. E.; Estevanato, R.; Borges, W. R.; Ferreira, F. J. F.; Zan, W. G. A comparison between time and frequency domain IP applied to gold prospecting at Alta Floresta Gold Province (MT-Brazil). In: 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2017, Rio de Janeiro. Anais do 15th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2017. v. Cd-rom.
- Pulz, G.M., 1995. Modelos prospectivos para ouro em *greenstone belts*: exemplo dos depósitos Maria, Lázara e Ogó, na região de Guarinos e Pilar de Goiás, Goiás. (PhD Thesis, University of Brasília, Brazil).
- Queiroz, C.L., 2000. Evolução Tectono-Estrutural dos Terrenos Granito- *greenstone belt* de Crixás, Brasil Central. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 209pp.
- Resende, M. G., Jost, H., Lima, B. E. M., & Teixeira, A. D. A. 1999. Proveniência e Idades modelos Sm/Nd das Rochas Siliciclásticas Arqueanas dos *Greenstone belts* de Faina e Santa Rita, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(3), 281-290.
- Resende, M. G.; Jost, H.; Osborne, G. A.; Mol, A. G. 1998. The stratigraphy of the Goiás and Faina Greenstone Belts, Central Brazil: a new proposal. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, SP, 28(1): 77-94. <https://10.5327/RBG.V28I1.613>.
- Ridley, I. 2010. Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model- Petrology of Associated Igneous Rocks. In: ShanksIII, P., Thurston, R. eds. Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model Scientific Investigations Report - U.S. Geological Survey, Reston, Virginia: 2012 p.231-262

- Salisbury, M. H.; Bernd, M.; Ascough, G.; Adair, R.; Matthews, L.; Schmitt, D. R.; Wu, J. 2000. Physical properties and seismic imaging of massive sulfides. *Geophysics*, 65(6): 1882-1889. <https://doi.org/10.1190/1.1444872>.
- Salisbury, M. H.; Milkereit, B.; Bleeker, W. 1996. Seismic imaging of massive sulfide deposits; Part I, Rock properties. *Economic Geology*, 91(5): 821-828. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.5.821>.
- Santos, R.V.; Oliveira, C.G.; Souza, V.H.V.; Carvalho, M.J.; Andrade, T.V.; Souza, H.G.A. 2008. Correlação isotópica baseada em isótopos de Carbono entre os greenstone belts de Goiás. In: Brazilian Geologic Congress, Curitiba, 44, p. 52. Abstract Volume.
- Schetselaar, E., Bellefleur, G., & Hunt, P. (2019). Elucidating the Effects of Hydrothermal Alteration on Seismic Reflectivity in the Footwall of the Lalor Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Snow Lake, Manitoba, Canada. *Minerals*, 9(6), 384. <https://doi.org/10.3390/min9060384>
- Schetselaar, E.; Bellefleur, G.; Hunt, P. 2019. Elucidating the Effects of Hydrothermal Alteration on Seismic Reflectivity in the Footwall of the Lalor Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Snow Lake, Manitoba, Canada. *Minerals*, 9(6): 384. <https://doi.org/10.3390/min9060384>.
- Sheriff, R. E. 1991. *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*: Society of Exploration Geophysicists, 3rd ed., 376 p.
- Slack, J. F. 2012. Physical Description of Deposit. In: Shanks, P. & Thurston, R. (eds.). *Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model*. US Geological Survey, Reston, Virginia. p. 101-111. Open access, available in <https://pubs.usgs.gov/sir/2010/5070/c/SIR10-5070-C.pdf>
- Spector, A., & Parker, W. 1979. Computer compilation and interpretation of geophysical data. *Geophysics and Geochemistry in the search for metallic ores*. Geological survey Canada, Economic Geology Report, v. 31, p. 527-544.
- Spitzer, K.; Chouteau, M. 2003. A DC resistivity and IP borehole survey at the Casa Berardi gold mine in northwestern Quebec. *Geophysics* 68 (2): 453-463. <https://doi.org/10.1190/1.1567221>.
- Sumner, J. S. (eds.). 1976. *Principles of Induced Polarisation for Geophysical Exploration*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Sun, J., & Li, Y. 2015. Advancing the understanding of petrophysical data through joint clustering inversion: A sulfide deposit example from Bathurst Mining Camp. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2015* p. 2017-2021. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.1190/segam2015-5930227.1>
- Swiridiuk, P.; Close, B. 2004. Geophysical surveying over VMS deposits in Oman. *ASEG Extended Abstracts*, 2004(1), 1. <https://doi.org/10.1071/aseg2004ab145>.
- Tassinari, C.C.G.; Jost, H.; Santos, J.C.; Nutman, A.P.; Bennell, M.R. 2006. Pb and Nd isotope signatures and SHRIMP U-Pb geochronological evidence of Paleoproterozoic age for Mina III

gold mineralizations, Crixás District, Central Brazil. In: V South American Symposium on Isotope Geology, pp. 615-617. Pucon, Chile, Extended Abstracts, CD-rom.

Tavakoli, S.; Bauer, T. E.; Elming, S. Å.; Thunehed, H.; Weihed, P. 2012. Regional-scale geometry of the central Skellefte district, northern Sweden—results from 2.5 D potential field modeling along three previously acquired seismic profiles. *Journal of applied geophysics*, 85: 43-58. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2012.06.012>.

Tavakoli, S.; Bauer, T. E.; Rasmussen, T. M.; Weihed, P.; Elming, S. 2016. Deep massive sulphide exploration using 2D and 3D geoelectrical and induced polarization data in Skellefte mining district, northern Sweden. *Geophysical Prospecting*, 64(6): 1602–1619. <https://doi.org/10.1111/1365-2478.12363>.

Tavakoli, S.; Dehghannejad, M.; Juanatey, M. A. G.; Bauer, T.; Weihed, P.; Elming, S. 2016. Potential Field, Geoelectrical and Reflection Seismic Investigations for Massive Sulphide Exploration in the Skellefte Mining District, Northern Sweden. *Acta Geophysica*. 64(6): 2171–2199. <https://doi.org/10.1515/acgeo-2016-0088>.

Teixeira, J. B. G.; Silva, M. G.; Misi, A.; Cruz, S. C. P.; Silva Sá, J. H. 2010. Geotectonic setting and metallogeny of the northern São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(2): 71–83. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.02.001>.

Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (eds.). (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. 740 p.

Thomas, M. D., Walker, J. A., Keating, P., Shives, R., Kiss, F., & Goodfellow, W. D. 2000. Geophysical atlas of massive sulphide signatures, Bathurst mining camp, New Brunswick, Geological Survey of Canada and New Brunswick Department of Natural Resources and Energy. Minerals and Energy Division, Open File 3887: 4 -105.

Tomazzoli, E.R. (1985). *Geologia, Petrologia, deformação e potencial aurífero do greenstone belt de Goiás - GO*. Unpublished Master Thesis, Universidade de Brasília, 206p.

Tornos, F.; Peter, J. M.; Allen, R.; Conde, C. 2015. Controls on the siting and style of volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geology Reviews*, 68, 142-163. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.01.003>.

Ugalde, H.; Morris, W. A.; Van Staal, C. 2018. The Bathurst Mining Camp, New Brunswick: Data Integration, Geophysical Modelling and Implications for Exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 56(4). <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0048>.

Witherly, K. E., e Vyselaar, J. (1990). A geophysical case history of the Poplar Lake copper-molybdenum deposit, Houston area, British Columbia in Ward, SH. Ed. *Induced polarization: Society of Exploration Geophysics*, 304-324. <https://doi.org/10.1190/1.9781560802594>

Yang, D.; Fournier, D.; Kang, S.; Oldenburg, D. W. 2018. Deep mineral exploration using multi-scale electromagnetic geophysics: The Lalor massive sulphide deposit case study. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 56(4). <https://doi.org/10.1139/cjes-2018-0069>.

Zonge, K. L.; Sauck, W. A.; Sumner, J. S. 1972. Comparison of time, frequency, and phase measurements in induced polarization. *Geophysical Prospecting*, 20(3): 626–648. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1972.tb00658.x>.