

Trabalho de Conclusão de Curso
Curso de Graduação em Geologia

**LINEAMENTOS ESTRUTURAIS EXTRAÍDOS A PARTIR DE SRTM E DADOS
GEOFÍSICOS: CONTRIBUIÇÕES PARA A MINERALIZAÇÃO DA REGIÃO
JATOBÁ, DEPÓSITO DE CU-AU DE CHAPADA, ALTO HORIZONTE (GO)**

Juliana de Sousa Monteiro

Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro (SP)

2021

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

JULIANA DE SOUSA MONTEIRO

LINEAMENTOS ESTRUTURAIS EXTRAÍDOS A PARTIR DE
SRTM E DADOS GEOFÍSICOS: CONTRIBUIÇÕES PARA A
MINERALIZAÇÃO DA REGIÃO JATOBÁ, DEPÓSITO DE CU-AU
DE CHAPADA, ALTO HORIZONTE (GO)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do
grau de Geóloga.

Rio Claro - SP

2021

M775l Monteiro, Juliana de Sousa

Lineamentos estruturais extraídos a partir de SRTM e dados geofísicos: contribuições para a mineralização do depósito de Cu-Au de Chapada, Alto Horizonte (GO) / Juliana de Sousa Monteiro. -- Rio Claro, 2021

91 p. : il., tabs., fotos, mapas

Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado - Geologia) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro

Orientador: César Augusto Moreira

1. Geologia estrutural. 2. Prospecção métodos geofísicos. 3. Calcopirita. 4. Magnetita. 5. Sulfetos. I. Título.

JULIANA DE SOUSA MONTEIRO

LINEAMENTOS ESTRUTURAIS EXTRAÍDOS A PARTIR DE
SRTM E DADOS GEOFÍSICOS: CONTRIBUIÇÕES PARA A
MINERALIZAÇÃO DA REGIÃO JATOBÁ, DEPÓSITO DE CU-AU
DE CHAPADA, ALTO HORIZONTE (GO)

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Instituto de Geociências e Ciências Exatas -
Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual
Paulista Júlio de Mesquita Filho, para obtenção do
grau de Geóloga.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. César Augusto Moreira (orientador)

Dr. Gustavo Campos Marques (Lundin Mining Corporation)

Dr. Bruno Daniel Lenhare (Resitec Serviços Industriais Ltda)

Rio Claro, 17 de fevereiro de 2021.

Assinatura da aluna

Assinatura do orientador

Para Igor, meu noivo e eterno companheiro.

AGRADECIMENTOS

Isso vai ser extenso. Foi uma jornada longa e intensa, mas finalmente cheguei aqui. E isso não seria possível se tantas pessoas não tivessem me ajudado nesse tempo.

Agradeço a minha mãe e irmã, de quem muitas vezes me distanciei, mas sei que sempre torceram por mim. Não sou muito boa em demonstrações de afeto e sei que fugi por um bom tempo, mas saibam que eu amo vocês. E isso vale também para o pai, que já nos deixou há um tempo.

Ao meu noivo Igor, que esteve e está ao meu lado, e se mostrou bastante paciente ao longo deste trabalho (na maior parte do tempo, pelo menos haha). Obrigada por ser exatamente quem você é. Amo você.

Sou grata também a todos os tutores e tutoras que foram grandes exemplos e muitas vezes me deram forças talvez sem nem fazer idéia: Rene Mansueli e professoras Izolina Rodrigues e Adriana Túlio (Colégio Juarez Wanderley), professor Marcelo Barison (Unifei), professores Zaine e Rosemarie (Unesp) e Roger Dias (Lebac). Vocês são pessoas incríveis e talvez eu não seria o que sou ou saberia o que sei sem vocês.

Não poderia deixar de mencionar outras mães que tive em momentos difíceis. Zilda, obrigada por me acolher e cuidar de mim quando me vi sozinha. Nancy (e a todos os Delatorre Kairalla), nesse momento me faltam palavras pra descrever o quanto tudo o que você fez significa para mim. Essa vitória também é sua, e espero muitos cafés e conversas ao longo de nossas vidas.

Agradeço às meninas da República Casa da Mãe, porque além de amizade nós somos uma família e temos umas às outras, o que no fim é tudo o que importa. Giovana (Zica), Laís (Hipster), Renata, Vitória (Cheetos) e Taís, vocês são mulheres maravilhosas e eu as admiro imensamente. Nunca se esqueçam disso ou deixem alguém falar o contrário. E agora ainda temos o pequeno Téo, e fico muito feliz de ter participado de parte desse processo de descoberta, Chee. Taís, obrigada por naquela tarde de cerveja e batata frita (cuja combinação não foi lá uma boa idéia) me convencer a enviar um currículo para estágio. Imagina que doido se nada disso tivesse acontecido: este trabalho seria totalmente outro. Obrigada por direta e indiretamente fazer de mim o que hoje sou.

Agradeço às amigas e amigos que a vida me deu, e que espero ter para o resto da vida (apesar de eu ser péssima em manter contato): Giovanna (salve, Gibóia!), Marília (parte de mim ainda é engenheiro fêmea), Dalia (apesar de você não ter feito absolutamente nada por este trabalho), Nathássia e Felipe (que saudade de visitar vocês), Mi (saudade de café e de reclamar do mundo) e Hashtag (provavelmente você só vai ler isso em 15 anos). Também a Priscila (rainha do universo) e Bitoca (ainda rio daquela vez no mapeamento que você se assustou com a própria trouxa), nós fomos o melhor e mais divertido grupo de mapeamento da história (aka Top Mappers rs). Vocês são ótimos.

Ao time de Geologia de exploração da mina de Chapada (Lundin Mining): Taís, Iris, Letícia, Arthur, Gustavo e Igor (e toda a equipe que nos apoia). Por vocês tenho muita admiração, gratidão e um carinho enorme. Obrigada por me ensinarem tanto e por terem fé em mim e no meu trabalho, em um lugar onde hoje eu posso finalmente usar a palavra lar. Obrigada por todo o apoio oferecido para a realização deste trabalho. Agradeço também a todas as estags (e o estag) que estiveram no projeto nesse meio tempo: Bruna, Helena, Bia, Glória, Camila e Filipe. Nem sempre a vida faz de todos melhores amigos, mas admiro vocês de formas diferentes e sou grata a todas as coisas que me ensinaram, seja sobre trabalho ou não.

Deixo meu obrigada também ao meu orientador César, por me auxiliar neste trabalho e por todas as vezes em que pegou (ainda pega um pouco né) no meu pé (ainda lembro de uma aula em 2013 quando ficou me chamando de Sailor Moon). Hoje entendo que era uma daquelas coisas de professor sobre acreditar no potencial e blá blá blá.

Obrigada às turmas da Geologia Geová e Turmalinda, das quais fiz parte ao longo da graduação. Dividimos vários momentos, entre estes alegres, tristes, engraçados ou tensos. Os campos não teriam sido os mesmos sem vocês.

E não poderia deixar de agradecer a todas as pessoas que compraram os docinhos, bolos e queijos (deixo aqui minha propaganda dos pequenos produtores do Queijo d'Alagoa) que vendi na faculdade. Além disso, gostaria de frisar a importância da existência da permanência estudantil e do acesso ao ensino público de qualidade. Um grande viva à Universidade pública. Espero que a educação e a pesquisa voltem a ser prioridade no Brasil.

“O senhor saiba: eu toda a minha vida pensei por mim, forro, sou nascido diferente. Eu sou é eu mesmo. Divêrjo de todo o mundo... Eu quase que nada não sei. Mas desconfio de muita coisa. O senhor concedendo, eu digo: para pensar longe, sou cão mestre – o senhor solte em minha frente uma idéia ligeira, e eu rastreio essa por fundo de todos os matos, amém!”

João Guimarães Rosa em Grande Sertão: Veredas

RESUMO

A exploração mineral necessita da descoberta de novos alvos ou detalhamento de áreas de interesse através de ferramentas que possam integrar diferentes dados e informações acerca do arcabouço geológico. Assim, é essencial agregar conhecimento sobre a arquitetura estrutural de um depósito e sua correlação com a cristalização e remobilização de zonas mineralizadas. Nesse contexto, este estudo aborda a região Jatobá, que é uma área inserida no depósito de Cu-Au de Chapada, localizado no município de Alto Horizonte, noroeste de Goiás. A empresa Lundin Mining possui uma mina na região, onde o concentrado de cobre é o produto final obtido. A calcopirita é o principal mineral de minério da mina, e está bastante associada com a magnetita na área de estudo. Lineamentos estruturais e geofísicos foram extraídos a partir de imagens de satélite (SRTM e MDT) e produtos de processamento de aeromagnetometria (amplitude do sinal analítico e derivada vertical de anomalias reduzidas ao polo) na região do depósito. Tais dados foram correlacionados a produtos gerados a partir da integração dados de susceptibilidade magnética, medidas estruturais e teores de cobre obtidos em furos de sondagem da região Jatobá, além de medidas estruturais obtidas nas cavas da mina. Os lineamentos permitiram a caracterização do arcabouço estrutural da região, os quais estão ligados às últimas fases deformacionais que atuaram na área (D_n e D_{n+1}), durante as quais foram remobilizados sulfetos. Assim, o padrão estrutural está conectado com zonas mineralizadas, de modo que é um bom indicador de zonas mineralizadas na área de estudos.

Palavras-chave: Lineamentos. Geologia estrutural. Susceptibilidade magnética. Mineralização de cobre. Depósito de Cu-Au de Chapada.

ABSTRACT

Mineral exploration requires the discovery of new targets or detailing of areas of interest through tools that can integrate different data and information about the geological framework. Thus, it is essential to aggregate knowledge about the structural architecture of a deposit and its correlation with the crystallization and remobilization of mineralized zones. In this context, this study addresses the Jatobá region, which is an area inserted in the Cu-Au de Chapada deposit, located in the municipality of Alto Horizonte, northwest of Goiás. The company Lundin Mining has a mine in the region, where copper concentrate is the final product obtained. Chalcopyrite is the main mineral in the mine, and is closely associated with magnetite in the area of study. Structural and geophysical lineaments were extracted in the deposit region from satellite images (SRTM and DTM) and aeromagnetometry processing products (analytical signal amplitude and vertical derivative of anomalies reduced to the pole). This data was correlated to products generated from the integration of magnetic susceptibility data, structural measures and copper grades from Jatobá region drillholes, in addition to structural measures obtained in the mine pits. The lineaments allowed the characterization of the structural framework of the region, which are linked to the last deformational phases that acted in the area (D_n and D_{n+1}), during which sulphides were remobilized. Therefore, the structural pattern is connected with mineralized zones, which is a good indicator of mineralized zones in the area of study.

Keywords: Lineaments. Structural geology. Magnetic susceptibility. Copper mineralization. Cu-Au Chapada deposit.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização do município de Alto Horizonte a noroeste do estado de Goiás, com as principais vias de acesso que ligam a área de estudo às capitais Goiânia e Brasília.	19
Figura 2.1 – Contexto geológico simplificado da Faixa Brasília e suas compartimentações, na porção centro-sul da Província Tocantins. A área de estudo está em destaque no retângulo amarelo.	25
Figura 2.2 – Geologia do Arco Magmático de Mara Rosa, onde são observadas as Sequências Metavulcanossedimentares Santa Terezinha e Mara Rosa e o depósito Cu-Au de Chapada, a sudeste.	26
Figura 2.3 – Seção geológica e estrutural (NW-SE) do depósito de Chapada (traço vermelho no <i>Chapada Orebody</i> , na figura 2.4), onde são observadas as principais estruturas relacionadas às fases de deformação definidas para a região.	33
Figura 2.4 – Mapa geológico do depósito de Chapada, com litologias, estruturas principais e corpos mineralizados, além da localização das cavas a céu aberto delimitadas em branco.	34
Figura 2.5 – Evolução geológica da Província Tocantins. Em A são evidenciados o Arco de ilha intraoceânico de Mara Rosa (1) e o Arco de ilha intraoceânico de Arenópolis (2).	37
Figura 3.1 – Lâmina delgada de rocha metavulcânica intermediária mineralizada em luz refletida. A calcopirita (Ccp) ocorre anédrica associada a biotita (Bt), magnetita (Mag) e pirita (Py) em (A), e associada a magnetita em (B); ambas em matriz quartzo-feldspática.	39
Figura 3.2 – Em (A) muscovita-biotita xisto do furo F_02 com calcopirita, magnetita e pirita finas disseminadas no plano de foliação (evidenciado em azul na figura) e em veios de quartzo. Em (B) amostra de muscovita-biotita xisto com calcopirita grossa em veio tardio discordante de Sn, além de porfiroblasto muito grosso rotacionado (em verde) e veio deformado (em cinza) em um padrão SC (em amarelo). (C) Veios de quartzo acinzentados com calcopirita fina em biotita xisto com dobras parasíticas (esquemáticas em cinza) e truncados por vênulas tardias (destaques em laranja). Em	

(D) veio de quartzo decimétrico com intensa calcopirita (Ccp) e pirita (Py) grossa associada (delimitada em preto). (B), (C) e (D) são provenientes do furo F_05.	40
Figura 3.3 – (A) Biotita-xisto do furo F_02 com calcopirita, magnetita e pirita finas em veios de quartzo cortados por vênula tardia com carbonato, magnetita e calcopirita (em laranja). (B) Rocha metavulcânica intermediária com calcopirita e magnetita finas associadas a biotita que ocorre em uma trama de vênulas subverticais na figura interceptadas por vênulas tardias de quartzo, biotita e carbonato (em laranja), também com calcopirita e magnetita. Em amarelo está delimitada uma zona de alteração com quartzo, sericita e biotita com calcopirita fina nas bordas. (C) Biotita xisto com calcopirita fina em veios de quartzo e vênulas sub-horizontais tardias (em laranja) interceptadas por falhas (em vermelho) que deslocam milimetricamente os veios. Em (D) quartzo-diorito porfirítico com calcopirita muito fina disseminada no plano de foliação (Sn em azul). (B), (C) e (D) são provenientes do furo F_18.	41
Figura 3.4 – (A) Biotita xisto com veios de quartzo deformados que cortam a foliação (Sn tracejado em azul), além de estrutura destacada em vermelho; e (B) foliação de alto ângulo (Sn em azul) com veio de quartzo subvertical deslocado por falha evidenciada em vermelho; ambos do furo F_02. Em (C) estruturas truncantes destacadas em roxo e falha subhorizontal. (D) Falha de arrasto e deslocamento da estrutura destacada em roxo por falha, ambas amostras são provenientes do furo F_17.	42
Figura 3.5 – Brechas e intensa venulação com consequente fraturamento nos furos de sondagem (A) F_12 e (B) F_17. Essas zonas são associadas a brechas e associações de sulfetos e magnetita.	43
Figura 4.1 – Em (a) linhas representativas do campo magnético da Terra e em (b) as diferenças entre a localização dos pólos geográficos (intersecção dos eixos de rotação com a superfície) e pólos magnéticos.	45
Figura 4.2 – Componentes (X, Y, Z) do campo geomagnético B_E	46
Figura 4.3 – Diagrama ternário Fe-Ti-O, onde a região em destaque apresenta os minerais que mais contribuem para o magnetismo em rochas.	48
Figura 5.1 – Medidas de susceptibilidade magnética obtidas pela técnica em mineração com o <i>kappameter</i> . Em (A) a primeira mensuração é feita no ar livre a fim de calibrar o	

aparelho; em (B) a medida da amostra realizada, e em (C) o valor mensurado aparece no visor do aparelho após a terceira medição feita novamente no ar.	58
Figura 5.2 – Medidas estruturais adquiridas com o equipamento REFLEX IQ-LOGGER. Obtenção de dados a partir de testemunho de sondagem apoiado na calha de orientação em (A); em (B) é realizada a medição e verificação em tempo real no detalhe, que mostra a interface do <i>software</i> vista no <i>tablet</i> ; e em (C) é observado o estereograma gerado automaticamente com os dados plotados.	59
Figura 5.3 – Amplitude de sinal analítico (nT/m) regional da mina de Chapada.	61
Figura 5.4 – Derivada vertical de anomalias reduzidas ao polo (nT/m) regional da mina de Chapada.	62
Figura 6.1 – Lineamentos estruturais traçados no ArcGIS (4054 ao todo) com base em imagens SRTM (resolução de 90 metros) e MDT (resolução de 5 metros). A área da mina (delimitada em rosa) e a região sudeste não foram analisadas com o propósito de obter dados mais consistentes para a região estudada.	66
Figura 6.2 – Gráfico de dispersão com o comprimento em metros (eixo Y) dos 4054 lineamentos traçados (posição no eixo X de acordo com o número atribuído ao dado). Foram identificadas sete medidas discrepantes, representadas por dados acima de 1000 metros.	67
Figura 6.3 – <i>Box plot</i> que mostra ampla variação na extensão dos lineamentos.	68
Figura 6.4 – Histograma gerado pelo software <i>OpenStereo</i> , o qual apresenta as frequências das direções azimutais (eixo das abcissas), agrupadas em conjuntos a cada 10 graus.	69
Figura 6.5 – Diagramas de Rosetas dos grupos 1 (acima) e 2 (abaixo) representativos dos lineamentos estruturais traçados, cuja extensão foi levada em consideração na análise estatística das direções. A confiabilidade é de 95%, com erros abaixo de $\pm 4.0^\circ$. O raio do diagrama mostra a frequência das estruturas, cuja máxima é de 9.09% para o grupo 1 e 8.55% para o grupo 2, ambas para NE. As médias das direções (acima do diagrama) são, respectivamente, iguais a 7.8° e 4.5° , o que demonstra que a direção NE-SW possui uma certa predominância sobre a direção NW-SE.	70
Figura 6.6 – Diagramas de Rosetas dos grupos 3 (acima) e 4 (abaixo) representativos dos lineamentos estruturais traçados, cuja extensão foi levada em consideração na	

análise estatística das direções. A confiabilidade é de 95%, com erro abaixo de $\pm 5.0^\circ$ para o grupo 3, mas de $\pm 9.8^\circ$ para o grupo 4, que possui menos número de dados. As frequências máximas das estruturas são maiores para estes grupos, cuja máxima é de 9.65% para o grupo 3 e 13.66% para o grupo 4, ambas para NE. As médias das direções são, respectivamente, iguais a 2.0° e 7.6° , o que também demonstra que a direção NE-SW é preferencial na área de estudo.	71
Figura 6.7 – Lineamentos geofísicos interpretados a partir de imagem com filtro de amplitude do sinal analítico. Tal filtro define a geometria das anomalias magnéticas, locadas acima de suas fontes.	73
Figura 6.8 – Lineamentos geofísicos interpretados a partir de imagem de derivada vertical das anomalias reduzidas ao polo, o que reflete a disposição de fontes mais rasas no sistema, cujas máximas amplitudes do sinal magnético são centralizadas sobre o centro das fontes geológicas (Melo <i>et al.</i> , 2011).	73
Figura 6.9 – Localização da região Jatobá (destacada em amarelo) e cavas da mina de Chapada com os pontos de campo plotados (em azul), além das direções de estruturas medidas (em vermelho). Os lineamentos geofísicos da região estão destacados em branco.	75
Figura 6.10 – Estrutura medida no ponto 2 da Cava Norte (N50W/80NE). À esquerda é vista a estrutura na bancada NW da cava, e à direita (bancada SE) a continuidade do plano com rochas mais fraturadas e feições planares. A direção da estrutura é aderente às direções dos lineamentos medidos (no detalhe).	76
Figura 6.11 – Estrutura mensurada no ponto 3 da Cava Central (S80W/70NW). A região é mais fraturada que o entorno e a estrutura é marcada por feições planares subverticais. A estrutura medida está de acordo com o lineamento definido para a área, de direções aproximadamente E-W.	77
Figura 6.12 – Estrutura medida na Cava Central (N70W/80NE) no ponto 6, com pequenas variações devido ao alto ângulo de mergulho e interferência de famílias de fraturas. Ocorre certa coerência com os lineamentos delimitados, apesar de não tão certos quanto as estruturas mensuradas na Cava Norte.	78
Figura 6.13 – Interpolação das medidas de susceptibilidade magnética, onde as cores quentes representam valores mais altos. Os traços pretos representam os lineamentos	

geofísicos traçados na área, e os traços azuis tracejados representam seções geológicas a partir dos furos de sondagem plotados.	80
Figura 6.14 – Seção NW-SE da região Jatobá, que evidencia uma anticlinal aberta com eixo na direção NE-SW. As médias das foliações estão plotadas nos furos, coerentes com as direções das camadas. Os teores de cobre estão localizados na região mais central, próxima à zona de charneira, onde a interpolação da susceptibilidade magnética apresenta maiores valores.	81
Figura 6.15 – Seção SW-NE da região Jatobá, truncada e deslocada pela falha Jacutinga, a qual aprofunda a zona mineralizada a SW. Um dos lineamentos traçados delineia esta falha. Outro lineamento traçado passa um pouco à esquerda de F_01, onde a mineralização aflora. Este delineamento foi aderente à interpolação de susceptibilidade magnética, cujo limite apresenta aproximadamente a mesma direção.	82
Figura 6.16 – Envoltória do corpo de minério interpolado a partir de teores de cobre para a região Jatobá interceptado por seções da interpolação de susceptibilidade magnética. O teor de cobre é bastante relacionado aos altos valores de susceptibilidade provenientes da presença de magnetita, a qual está associada ao principal mineral de minério na área de estudo, a calcopirita.	83
Figura 6.17 – <i>Striplogs</i> dos teores de cobre (a direita) e da susceptibilidade magnética (à esquerda) de furos de sondagem da seção SW-NE, vista anteriormente. Tais dados são plotados em uma das seções da interpolação de susceptibilidade magnética. É observada a falha (onde um lineamento geofísico também foi traçado em superfície) que marca um deslocamento do teor de cobre e dos valores de susceptibilidade magnética. Tal figura respalda a estreita relação entre a magnetita e a calcopirita na região Jatobá.	84

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Síntese dos eventos deformacionais relevantes para este trabalho, com seus consequentes efeitos e direcionamento predominante.	79
---	----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	17
1.1	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	18
1.2	ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS	19
1.3	ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	20
1.3.1	Clima	20
1.3.2	Solo e Vegetação.....	20
1.3.3	Hidrografia	21
1.3.4	Relevo	22
2	GEOLOGIA REGIONAL	23
2.1	ARCO MAGMÁTICO DE MARA ROSA	26
2.1.1	Unidades Litoestratigráficas	27
2.1.1.1	Rochas supracrustais.....	27
2.1.1.2	Intrusões pré a sin-orogênicas	29
2.1.1.3	Intrusões tardi a pós-orogênicas	30
2.1.2	Mineralização no depósito de Cu-Au de Chapada	30
2.1.3	Geologia Estrutural	31
2.1.4	Evolução Geológica	35
3	GEOLOGIA DA REGIÃO JATOBÁ.....	38
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	44
4.1	Campo magnético da Terra.....	44
4.2	Susceptibilidade Magnética.....	47
4.3	Aeromagnetometria	49
4.3.1	Magnetômetro.....	50
4.3.2	Produtos do Processamento de dados	53
4.4	Interpolação por krigagem.....	54
5	MATERIAIS E MÉTODOS	57
5.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	57
5.2	AQUISIÇÃO DE DADOS.....	57
5.2.1	Susceptibilidade magnética	57

5.2.2	Dados estruturais	58
5.2.3	Aeromagnetometria	59
5.2.4	Teor de minério	62
5.3	LEVANTAMENTO DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS	63
5.4	LEVANTAMENTO DE LINEAMENTOS GEOFÍSICOS	63
5.5	INTERPOLAÇÃO DE VALORES DE SM E TEOR DE COBRE	63
5.6	CONFECÇÃO DE STRIPLOGS DE SM E TEOR DE COBRE.....	63
5.7	VISITAS DE CAMPO	64
5.8	TRATAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	64
6	RESULTADOS E DISCUSSÃO	65
6.1	LINEAMENTOS REGIONAIS.....	65
6.1.1	Lineamentos SRTM.....	65
6.1.2	Lineamentos geofísicos	72
6.2	ESTRUTURAS DE CAMPO.....	74
6.3	IMPLICAÇÕES PARA A REGIÃO JATOBÁ.....	79
7	CONCLUSÕES	86
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	87

1 INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Os sistemas do tipo pórfiro apresentam grandes volumes de rocha (entre 10 e 100 Km³) com alterações hidrotermais e são importantes fontes de cobre, ouro e molibdênio, além de concentrarem importantes subprodutos como tungstênio, platina, paládio e selênio (Sinclair, 2005; Sillitoe, 2010). Dentre os depósitos do tipo pórfiro no Brasil está o Depósito de Cu-Au de Chapada, localizado no município de Alto Horizonte a noroeste do estado de Goiás, e explorado pelo Grupo Lundin Mining a fim de obter o concentrado de cobre como produto final.

Segundo Ribeiro (2001), o cobre é um dos metais mais antigos da civilização e foi de suma importância na história da humanidade, pois marcou a época conhecida por “Idade do Bronze”, quando foi descoberta a liga formada por cobre e estanho. O cobre ainda é imprescindível na atualidade, pois apresenta uma gama de aplicações no desenvolvimento tecnológico e na indústria elétrica e eletrônica, construção civil, transporte, processos de galvanização, cunhagem de moedas, indústria farmacêutica, produção de tintas e pigmentos, etc. Além disso, o advento de carros elétricos impulsiona a demanda por cobre, visto que apresenta elevada condutividade elétrica, resistência a corrosão e alta capacidade de usinagem, além de reciclabilidade (ABM, 2018).

Nesse contexto, para que a produção obtida em uma mina continue a atender as demandas do mercado e tenha uma vida útil prolongada é necessário que haja detalhamento das informações sobre os alvos explorados ou que novos alvos exploratórios sejam localizados. As estratégias de exploração mineral dependem da geologia particular de cada depósito mineral e de fatores que condicionam a mineralização, como as estruturas locais e regionais, estratigrafia, paleorelevo, etc.

Para Dentith & Mudge (2014) as ferramentas disponíveis para estudos de prospecção e pesquisa mineral compreendem métodos diretos (como sondagem, amostragens de solo e rocha e análises químicas) e métodos indiretos (análise de produtos de sensores remotos e métodos geofísicos). Os métodos geofísicos são altamente aplicáveis em exploração mineral, pois a partir do contraste de propriedades físicas entre um alvo potencialmente mineralizado e a rocha encaixante é possível a detecção de acumulações minerais economicamente significativas (Telford *et al.*, 1990).

De acordo com Sousa & Silva (2007), um determinado tipo de anomalia geofísica pode corresponder a litologias diferentes, como também determinados alinhamentos geofísicos podem refletir estruturas que não correspondem às existentes em subsuperfície, portanto é essencial na interpretação a integração com os mais diversos sensores (imagens de radar, satélites, fotografias aéreas e outros).

Nesse contexto, o uso de técnicas de sensoriamento remoto integradas aos dados aerogeofísicos (magnetometria) é uma ferramenta essencial para a compreensão da evolução tectônica e estrutural da área, contribuindo para o conhecimento geológico básico e controle das mineralizações (Sousa & Silva, 2007).

Assim, o presente trabalho visa a correlação de dados geofísicos com imagens SRTM E MDT a fim de delinear estruturas para melhor compreender o arcabouço estrutural da região e verificar se este desempenha um papel importante no controle da mineralização. A área de estudo compreende uma região denominada de Jatobá, a qual está inserida no depósito de Cu-Au de Chapada, localizado em Alto Horizonte, região norte de Goiás.

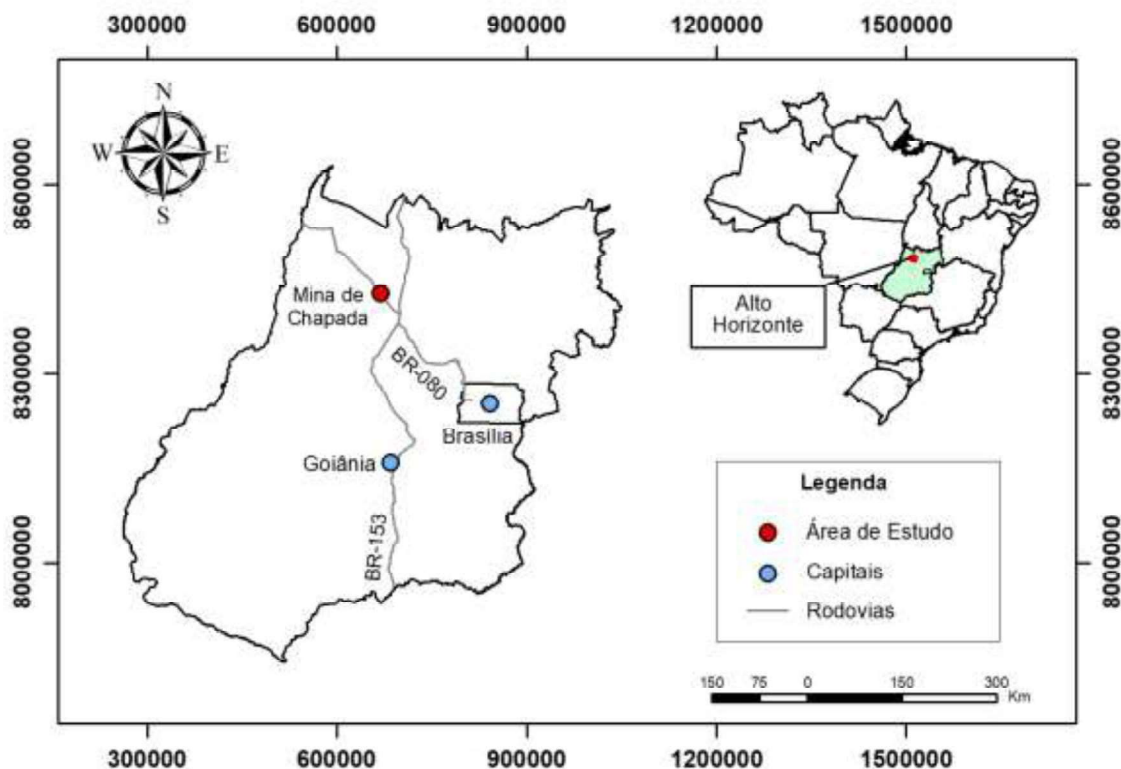
Além dos dados geofísicos e de satélite, são empregados dados de susceptibilidade magnética e teores de minério a fim de obter interpretações sobre a disposição do mineral de minério (calcopirita) no sistema, visto que este está associado com a magnetita na área analisada.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de estudo, denominada de região Jatobá, está localizada nos arredores da Mina de Chapada, a qual está inserida na Folha Campinorte (SD.22-Z-B-I, na escala 1:100.000, UNB/FINATEC/CPRM-2007), a 3 Km do município de Alto Horizonte (GO) (Oliveira *et al.*, 2007). Alto Horizonte pertence a microrregião de Porangatu, inserida na mesorregião do norte de Goiás, e faz divisa com os municípios de Mara Rosa, Nova Iguaçu de Goiás, Pilar de Goiás e Campos Verdes.

O acesso à área por Brasília (DF), que fica a 313 Km, é feito pela rodovia BR-080; já o acesso por Goiânia (GO), localizada a 334 Km de Alto Horizonte, é realizado principalmente através da rodovia BR-153 (Figura 1.1).

Figura 1.1 – Localização do município de Alto Horizonte a noroeste do estado de Goiás, com as principais vias de acesso que ligam a área de estudo às capitais Goiânia e Brasília.



Fonte: A autora (2021).

1.2 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

Segundo dados do IBGE (2017), o município de Alto Horizonte possui área territorial de 503,764 km² e conta com uma população estimada de 6414 habitantes. No município, 43,9% da população recebe salário médio mensal de 3,7 salários mínimos e taxa de escolarização (6 a 14 anos) de 97%. Seu Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) é igual a 0,719, abaixo da média estadual, que é de 0,735.

O PIB per capita da cidade é de aproximadamente R\$ 119.626,35, e é o segundo maior do estado de Goiás, visto que seu principal contribuinte provém da exploração mineral do cobre.

1.3 ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A análise fisiográfica permite identificar e compreender a dinâmica da paisagem e os processos atuantes em sua evolução, de modo que é possível ocupá-la de forma ordenada e sustentável, visto que o entendimento dos elementos do meio físico como aspectos geológicos, geomorfológicos e pedológicos e suas inter-relações fundamentam o desenvolvimento de estratégias de planejamento aplicáveis em obras de engenharia, expansão urbana, etc. (Pupim, 2010; Moraes & Jiménez-Rueda, 2005).

1.3.1 Clima

De acordo com a classificação climática de Köppen-Geiger, o clima na região é definido como tropical de savana do tipo Aw. A pluviosidade média anual é de 1665 mm, e a diferença entre a precipitação do mês mais seco (julho) e do mês mais chuvoso (janeiro) é de 326 mm. A temperatura média anual é igual a 25,7 °C; com mínima média de 17,8 °C em junho e máxima média de 33 °C em agosto. Ao longo do ano as temperaturas médias variam 2,9 °C. (Climate-Data, 2020).

1.3.2 Solo e Vegetação

De acordo com Sano *et al.* (2010), o bioma predominante na área é o cerrado, definido no Manual Técnico da Vegetação Brasileira (1992) como uma vegetação xeromorfa preferencialmente de clima estacional (mais ou menos 6 meses secos), mas também encontrada em clima ombrófilo. O tipo de vegetação principal na região de estudo é uma das subdivisões deste bioma, a savana arborizada (campo cerrado) com floresta-de-galeria (Saf).

De acordo com o Ministério do Meio Ambiente (2006), o Cerrado é um bioma que teve grande perda de suas características originais e biodiversidade provocada por ações antrópicas, como o desmatamento gerado pela ocupação e exploração agropecuária. Após o desenvolvimento de projetos como a construção da rodovia Belém-Brasília ao

início da década de 1970, este processo foi intensificado, o que suscitou em áreas de tensão ecológica como fronteiras agrícolas, com frágil gestão ambiental.

Quanto aos tipos de solo da região, predominam o Latossolo Vermelho, Latossolo Vermelho-Amarelo e o Plintossolo Pétrico; com certa expressividade de Neossolo Litólico, Argissolo Vermelho-Amarelo e Cambissolo Háplico (Sano *et al.*, 2010). Segundo Silva (2018), os Latossolos e Argissolos são solos profundos, altamente intemperizados e ácidos, de baixa fertilidade natural e, em certos casos, com alta saturação por alumínio. Os Neossolos e Cambissolos apresentam média a alta fertilidade e em geral são pouco profundos. Já os Plintossolos apresentam horizontes provenientes da segregação localizada de ferro, são fortemente ácidos e podem apresentar saturação por bases baixa (distróficos) ou alta (eutróficos).

Quanto ao uso e ocupação do solo, a pecuária é a atividade predominante na região, e é caracterizada principalmente pela criação de gado de corte, cuja prática teve seu início no século XVIII (Neto, 2018). A indústria mineral também é significativa, com atividades mineiras em Niquelândia, Minaçu, Crixás e Alto Horizonte. A agricultura da mesorregião não chega a ser expressiva em um contexto estadual, e predominam monoculturas como a produção de açafrão, soja, arroz e mandioca. O processo de povoamento e urbanização na região teve maior expressão após a construção da Rodovia Belém-Brasília, mas seu princípio está intimamente ligado a atividade agropecuária de subsistência e extração mineral.

1.3.3 Hidrografia

A área de estudos está inserida na Bacia Hidrográfica do Araguaia (região do Médio Araguaia), em uma zona de interflúvio com a Bacia Hidrográfica do Tocantins (região do Alto Tocantins). De acordo com a Agência Nacional de Águas (ANA), ambas bacias estão contidas na Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia, a maior do Brasil em área de drenagem totalmente em território nacional, a qual abrange os Estados de Goiás, Mato Grosso, Tocantins, Distrito Federal, Maranhão e Pará. As principais atividades e usos dos recursos hídricos desta região estão relacionados ao turismo,

geração de energia por meio de centrais hidrelétricas, represas, navegação e utilização de água na agropecuária e na exploração mineral.

A área de estudos está inserida entre o Rio Formiga e Rio dos Bois (que tem como tributários os Rios do Veado e Pouso Falso a sul), os quais se encontram a oeste e seguem como Rio dos Bois até a confluência com o Rio Crixás-Açu, a noroeste. Este então recebe água de seus afluentes Rio Gregório, Rio Palmeiral, Rio Pintado e Rio Crixás-Mirim, já próximo ao rio principal da Bacia Hidrográfica, o Rio Araguaia, na divisa com o Estado de Mato Grosso.

1.3.4 Relevô

A área de estudos está inserida na Depressão do Tocantins, em uma zona de transição com a Depressão do Araguaia. Conforme Ross (1985), concerne uma depressão monoclinal a norte que secciona a borda ocidental da Bacia do Parnaíba, e a sul está esculpida nas litologias do cristalino do Complexo Goiano; o que configura um modelado quase plano com baixo grau de dissecação. Segundo a classificação do mesmo autor, as depressões são áreas formadas a partir de processos erosivos nas áreas de contato entre as bacias sedimentares e os maciços cristalinos. Apresenta relevos aplainados com formas tabulares, amplos interflúvios e intensidade de aprofundamento de drenagem muito fraca. Sobre esta morfologia foram desenvolvidos uma couraça ferruginizada e pavimentos detríticos superficiais (Lacerda Filho *et al.*, 1999).

As orientações e controles direcionais das drenagens e do coletor principal, o Rio Tocantins, possuem forte vínculo com a imposição orográfica do Maciço Goiano e às faixas tectônicas Brasileanas, por efeito de falhas normais de grandes proporções (Nascimento, 1991).

2 GEOLOGIA REGIONAL

O depósito de Cu-Au de Chapada está situado no Arco Magmático de Goiás, a sul da Província Estrutural do Tocantins, a qual é definida como um sistema orogênico neoproterozoico desenvolvido durante os eventos colisionais da fase inicial de amalgamação do Supercontinente Gondwana (Almeida *et al.*, 1977; Valeriano *et al.*, 2004). A Província Tocantins é limitada a norte e a sul pelas bacias sedimentares fanerozóicas do Parnaíba e Paraná, respectivamente, a leste pelo Cráton São Francisco e a oeste pelo Cráton Amazônico; e é composta por três faixas orogênicas: Faixa Brasília, a leste, e as Faixas Araguaia e Paraguai, a oeste (Almeida *et al.*, 1977).

A Faixa Brasília compreende uma espessa sequência de rochas metassedimentares e um extenso sistema de dobramentos neoproterozoicos (Fuck, 1994). Os autores Fuck *et al.* (1993) e Fuck (1994) revisaram a compartimentação da Faixa Brasília, descrita a seguir, de leste para oeste (Almeida *et al.*, 1977; Fuck *et al.*, 1993; Fuck, 1994; Pimentel *et al.*, 2004; Valeriano *et al.*, 2004; Valeriano *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*; 2015), e pode ser observada na figura 2.1.

- Zona Externa: configurada por uma sucessão metassedimentar de plataforma proximal (Grupos Canastra, Bambuí, Ibiá, Paranoá, Natividade) e rifte (Grupo Araí), estruturadas em um cinturão de dobras e empurrões de baixo grau metamórfico;

- Zona Interna: são unidades de rochas metavulcânicas e metassedimentares atribuídas ao Grupo Araxá, que também apresenta características de *mélange* ofiolítica. Inclui áreas de embasamento expostas entre faixas de xistos. São observadas *nappes* metamórficas de fácies xisto verde superior a granulito compostas por metassedimentos de sucessões plataformais distais e turbidíticos, com intercalações de anfibolitos. Ocorrem também ortognaisses e granitóides;

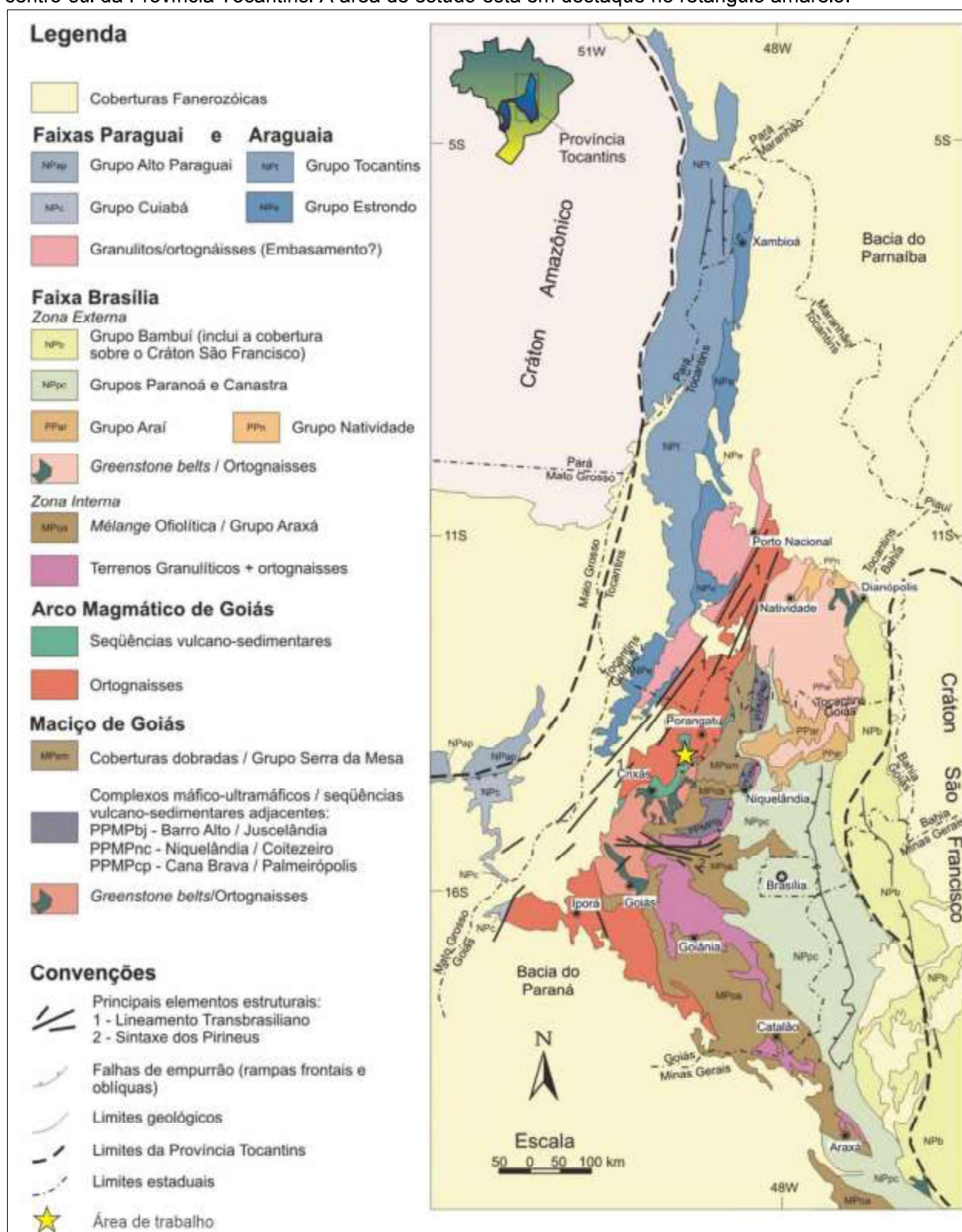
- Maciço de Goiás: consiste de embasamento arqueano-paleoproterozoico composto por terrenos tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) e sequências de *greenstone belts*. São acrescidos de terrenos de ortognaisses paleoproterozoicos, recobertos por sequências metavulcanossedimentares (Sequências Palmeirópolis, Indaianópolis (Coitezeiro) e Juscelândia, e Grupo Serra da Mesa ao norte) e complexos máficos-ultramáficos (Complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava);

- Arco Magmático de Goiás: caracterizado por uma espessa sequência de rochas metassedimentares com frequentes influências de rochas vulcânicas de arco magmático, provenientes de magmatismo pré-colisional (900 a 800 Ma) e sin- a tardi-colisional (670 a 600 Ma).

O Arco Magmático de Goiás representa um terreno que abrange rochas metaplutônicas dioríticas a graníticas que ocorrem expostas entre estreitas sequências vulcano-sedimentares, típicas de arcos de ilha intraoceânicos antigos (900-850 Ma), seguido pelo desenvolvimento de arcos continentais mais evoluídos, com direções estruturais regionais NNE (Pimentel *et al.*, 1997; Pimentel *et al.*, 2000; Pimentel, 2016). É composto por dois domínios de crosta continental juvenil: o arco magmático de Arenópolis, a sul, e o arco magmático de Mara Rosa, na porção norte (Pimentel *et al.*, 2000).

Pimentel *et al.* (1991, 1997) afirmam que tonalitos e rochas graníticas mais antigas em Arenópolis e Mara Rosa, assim como riolitos da Sequência vulcano-sedimentar Arenópolis, possuem idades U–Pb dentro ou próximas do intervalo de 900-850 Ma. Características isotópicas de Nd e Sr (razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.705$ and $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) > +3.0$) indicam a natureza primitiva dos protólitos ígneos. O magmatismo foi praticamente contínuo entre 0.9 e 0.64 Ga, com produtos magmáticos mais evoluídos geoquimicamente de forma progressiva (Junges *et al.*, 2002).

Figura 2.1 – Contexto geológico simplificado da Faixa Brasília e suas compartimentações, na porção centro-sul da Província Tocantins. A área de estudo está em destaque no retângulo amarelo.

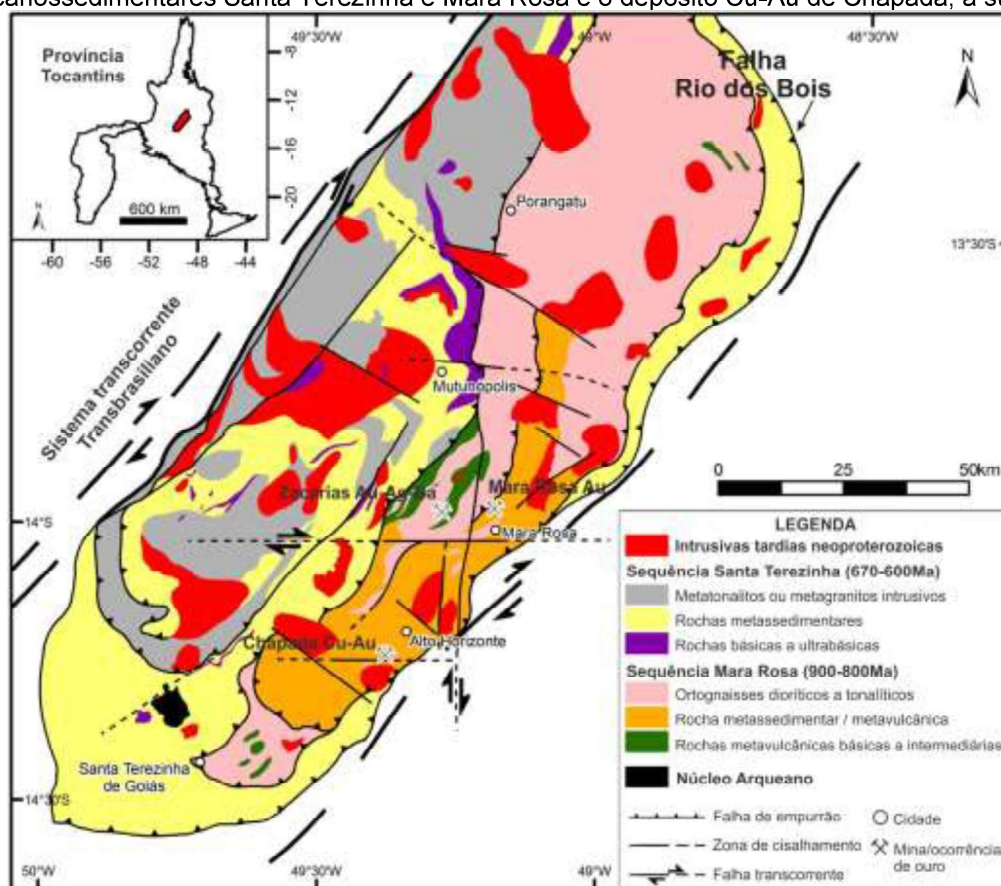


Fonte: Adaptado de Oliveira *et al.* (2015), a partir de Fuck *et al.* (1993) e Fuck (1994).

2.1 ARCO MAGMÁTICO DE MARA ROSA

O Arco Magmático de Mara Rosa é representado por estreitas sequências metavulcanossedimentares com direção NNE, separadas entre si por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica e rochas intrusivas tardi- a pós-orogênicas (Viana *et al.*, 1995). As principais estruturas encontradas neste domínio compõem um sistema regional de zonas de cisalhamento reversas oblíquas e/ou de empurrão com alto ângulo e direção majoritariamente NE (Ramos Filho *et al.*, 2003) (figura 2.2).

Figura 2.2 – Geologia do Arco Magmático de Mara Rosa, onde são observadas as Sequências Metavulcanossedimentares Santa Terezinha e Mara Rosa e o depósito Cu-Au de Chapada, a sudeste.



Fonte: Modificada de Oliveira *et al.* (2015).

2.1.1 Unidades Litoestratigráficas

Conforme Arantes *et al.* (1991) o Arco Magmático de Mara Rosa abrange três faixas supracrustais estreitas e anastomosadas de direção NE e mergulho para NW. A sequência está exposta em três faixas principais: a Faixa Leste (onde o depósito Cu–Au de Chapada está inserido), a Faixa Central e a Faixa Oeste, individualizadas por metatonalitos/metadioritos alongados.

Para os autores Oliveira *et al.* (2006; 2007; 2015), as faixas Central e Leste são parte da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, e foram designadas como subunidades metavulcânica básica e metavulcanossedimentar, respectivamente. A Faixa Oeste é parte da Sequência Santa Terezinha, e foi nominada de subunidade metassedimentar.

Em concordância com Oliveira *et al.* (2015), as Faixas são compostas por metabasaltos, metatufos intermediários a félsicos, rochas metaultramáficas, metagrauvacas finos a médios, metacherts, formações ferríferas e gonditos, além de grande variedade de rochas metassedimentares e hidrotermais pelíticas/psamo-pelíticas, metamorfizadas em fácies xisto verde a anfibolito. Associadas a essas unidades ocorrem intrusões sin-tectônicas de anfibolito e ortognaisses dioríticos a graníticos, sobrepostos por intrusões tardi a pós-tectônicas de composição gabróica a granítica.

2.1.1.1 Rochas supracrustais

As rochas supracrustais das faixas descritas por Arantes *et al.* (1991) que compõem o Arco Magmático de Mara Rosa são descritas a seguir.

- Subunidade Metavulcânica Básica: é composta por associação de rochas metavulcânicas e metaplutônicas básicas, com intercalações de rochas metassedimentares químicas e pelíticas. Subordinadamente ocorrem metacherts, tufos basalto-andesíticos e formações ferríferas manganêsíferas. As metavulcânicas básicas (metabasaltos) são representadas por anfibolitos finos, enquanto que as metaplutônicas básicas (metagabrodioritos) são representadas por variações de anfibolito. Os anfibolitos são predominantemente diopsídio anfibolitos almofadados e epidoto anfibolitos, ambos de afinidade toleítica, e também granada anfibolitos (Kuyumjian, 1994; Viana *et al.*, 1995;

Oliveira *et al.*, 2007).

- Subunidade Metassedimentar: corresponde a Faixa Oeste definida por Arantes *et al.* (1991), e é configurada pela associação de rochas psamo-pelíticas dispostas em alto ângulo ao longo de um corredor transcorrente NE, cujas principais litologias são cianita-granada-biotita xistos, biotita-quartzo xistos, estaurolita-granada-biotita xistos, quartzo-biotita xistos feldspáticos e subordinadamente biotita gnaisses, metagrauvacas e rochas calcisilicáticas, gonditos e metacherts (Kuyumjian, 1994; Oliveira *et al.*, 2007). Através de estudos de dados geocronológicos U-Pb realizados por Pimentel *et al.* (1997) e análises isotópicas por Sm-Nd efetuadas por Viana *et al.* (1995), os autores Pimentel *et al.* (1997) e Junges *et al.* (2003) interpretaram que os litotipos examinados são provenientes do retrabalhamento das rochas do próprio arco. De modo similar, Oliveira *et al.* (2004) apontam que as litologias são produtos da erosão de rochas do próprio arco, com pouca contribuição de rochas mais antigas. A deposição dos sedimentos originais deve ter ocorrido longe de áreas-fonte continentais, provavelmente em ambiente intraoceânico.

Isócronas de rocha metassedimentar rica em granada da sequência forneceram idades Sm-Nd de ca. 733, 765, 604 e 610 Ma, sendo que esta idade é interpretada como sendo resultado de dois episódios metamórficos: um mais antigo a ca 760 Ma e um mais tardio a ca. 610 Ma (Junges, 1998). Oliveira *et al.* (2015) citam o evento magmático mais recente (670 a 600 Ma) em um contexto provavelmente de arco magmático continental, durante o qual a Sequência Santa Terezinha foi gerada.

Subunidade Metavulcanossedimentar: corresponde a Faixa Leste segundo Oliveira *et al.* (2006; 2007; 2015), e é onde a área de estudo está inserida. É formada por ampla variação de rochas metavulcânicas básicas a ácidas e intermediárias, rochas metassedimentares psamo-pelíticas e químicas, além de rochas com alteração hidrotermal associadas às mineralizações do depósito de Chapada. Ocorrem metagrauvacas com intercalações de metatufos máficos, aparentemente sobrepostos por estaurolita-cianita xistos, metatufos basalto-andesíticos, metacherts, exalitos e intercalações de quartzo anfíbolitos e quartzo-granada anfíbolitos de afinidade calcálica, sotopostos a biotita gnaisses feldspáticos (Kuyumjian, 1994; Oliveira *et al.*, 2007).

Na área tipo, as rochas da Sequência Mara Rosa apresentam dados geocronológicos U-Pb em zircão e titanita e Rb-Sr em rocha total com idades entre 862 ± 8 Ma e 632 ± 4 Ma e assinatura geoquímica e isotópica juvenil compatível com ambiente de arco-de-ilha intra-oceânico do Ciclo Brasileiro (Viana, 1995; Viana *et al.*, 1995; Pimentel *et al.*, 1997; Dantas *et al.*, 2001).

2.1.1.2 Intrusões pré a sin-orogênicas

Entre as faixas supracrustais estão presentes gnaisses dioríticos a tonalíticos, os quais apresentam estruturas e texturas plutônicas reliquias, além de granitos miloníticos alongados na direção NNE (Arantes *et al.*, 1991; Viana *et al.*, 1995; Junges *et al.*, 2002). Tal unidade é composta primordialmente por biotita gnaisses de granulação média, com macroestrutura bandada definida pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com biotíticas, por vezes com hornblenda em textura granoblástica (Viana *et al.*, 1995). Apresentam características metaluminosas, cálcicas a cálcio-alcálicas, com conteúdo de SiO₂ entre 53 e 61 wt% (Viana & Pimentel, 1993; Junges, 1998; Junges, 2002). Composicionalmente essas rochas correspondem a diorito cálcio-alcálico, granodiorito e granito (Junges *et al.*, 2002). Para Kuyumjian (1989) e Viana *et al.* (1995), as baixas concentrações de LIL (large ion lithophile elements) e HFS (high field strength elements), além de baixas razões de Ta/Nb e K/La, indicam protólitos derivados do manto, intrudidos em um contexto de arco imaturo. A partir de Pimentel *et al.* (1997), Viana & Pimentel (1993) e Viana *et al.* (1995), Junges (2002) sintetiza: idade U-Pb em zircão para um tonalito de 856 ± 13 Ma e idade modelo TDM de 1.0 Ga, além de valores positivos de ϵ_{Nd} (T) (caráter primitivo do magma original).

Dentro dos corredores de alta deformação (zona de cisalhamento transcorrente NE) estes corpos adquirem geometria sigmóide fortemente alongada, aos quais se associam intensa segregação e/ou remobilização de veios quartzo-feldspáticos, com padrão de deformação fortemente irregular, provenientes de migmatização incipiente (Oliveira *et al.*, 2007).

O depósito da Chapada, apresenta estreitas relações espaciais, temporais e genéticas com a interface entre as cúpulas de metadioritos cálcio-alcálicos de médio- a

alto-K equigranulares e porfiríticos, com idades de 884 ± 15 a 867 ± 8 Ma, e rochas metavulcânicas/metapiroclásticas básicas a intermediárias e metavulcanoclásticas, com idades de 930 a 890 Ma, provavelmente geradas em magmatismo de arco relacionado a subducção ativa (incluindo back-arc) (Oliveira *et al.*, 2015).

2.1.1.3 Intrusões tardi a pós-orogênicas

Esta unidade é composta por corpos rochosos tardi a pós-tectônicos, de origem ígnea e composição básica a ácida, e intrudem as rochas supracrustais e ortognaisses que constituem o Arco Magmático de Mara Rosa. As intrusões de natureza ácida são representadas em sua maioria por corpos graníticos extensos (e.g. Granitos Faina, Estrela, Angelim), localmente com menores dimensões (como o Granito Amador e diques leucocráticos em metassedimentos). As rochas intrusivas intermediárias possuem composição predominantemente diorítica a quartzo diorítica e são representadas por litotipos de granulação grossa, com fraca foliação marcada por cristais de biotita e hornblenda (Viana *et al.*, 1995; Junges *et al.*, 2002).

É relevante ressaltar que os granitóides são correlatos aos dioritos, o que sugere fontes similares, originados a partir de um evento magmático bi-modal caracterizado pela ascensão e acomodação de magma máfico sob a crosta continental durante o colapso final da Orogênese Brasileira (Viana *et al.*, 1995; Junges, 1998; Oliveira *et al.*, 2007). De acordo com Oliveira *et al.* (2015), os metadioritos mais recentes são datados de 634.8 ± 6.8 Ma (U-Pb em zircão), e interpretados como dioritos cálcio-alcálicos de baixo-K ou dioritos cálcio-alcálicos. Já para o Granito Faina, Junges *et al.* (2002) obtiveram dados cronológicos U-Pb em zircão de 576 ± 6 Ma.

2.1.2 Mineralização no depósito de Cu-Au de Chapada

Oliveira *et al.* (2015) descrevem o depósito de Cu-Au de Chapada como um corpo semi-contínuo formado por três corpos mineralizados: Chapada, Corpo Sul e Cava Norte, com aproximadamente 3000 m de extensão, 900 m de largura e 220 m de profundidade. O depósito está localizado em um domínio geomorfológico caracterizado por extensos

platôs cobertos por solos lateríticos, onde exposições rochosas contínuas são raras. O corpo de minério é caracterizado por associação calcopirita-pirita disseminada amplamente hospedada por xistos ricos em biotita (biotita xisto, muscovita-biotita xisto, anfibólio-biotita xisto) e subordinadamente por biotita gnaiss, cianita-xisto e xisto rico em muscovita e quartzito. A calcopirita é o principal mineral do minério e apresenta evidências de intensa deformação e recristalização. Além disso, as maiores concentrações de cobre e ouro estão associadas a domínios ricos em magnetita.

Oliveira *et al.* (2015) concluíram que o depósito foi gerado por uma combinação de processos envolvendo um primeiro evento de mineralização sin-genética de Cu-Au, similar a sistemas do tipo pórfiro, seguido por um segundo evento de mineralização epigenética de Cu-Au em zona de cisalhamento em um evento de deformação posterior (D_{n+1}).

Ainda consoante a Oliveira *et al.* (2015), o primeiro evento de mineralização, que é anterior ao pico de metamorfismo regional (fácies anfibolito) em D_n (650 °C and 9 kbar), está associado a um depósito Neoproterozóico do tipo pórfiro deformado e metamorfizado (884 a 867 Ma). O evento de mineralização posterior está associado a uma zona de cisalhamento contemporânea ao desenvolvimento do cavalgamento/falha reversa Rio dos Bois em D_{n+1} . Este evento teria ocorrido entre 630 e 580 Ma durante um estágio orogênico tardio a pós- orogênico do Arco Magmático de Mara Rosa, o que pode ser interpretado como: i) uma remobilização de Cu-Au hospedada por zona de cisalhamento; ii) uma mineralização de Cu-Au orogênica, ou ou iii) uma mineralização de Cu-Au relacionada a intrusão. No caso deste último, a mineralização poderia estar relacionada a um metadiorito com ilmenita mais recente (634.8 ± 6.8 Ma) com calcopirita, pirita e pirrotita disseminadas (Oliveira *et al.*, 2015).

2.1.3 Geologia Estrutural

Segundo Oliveira *et al.* (2007), o contexto estrutural da Folha Campinorte é reflexo da complexa evolução tectônica da Província Tocantins, cujas faixas (Paraguai, Araguaia e Brasília) foram geradas durante orogênese neoproterozóica (Brasiliano/Pan-Africano) que envolveu dois grandes blocos continentais: o cráton Amazonas, a oeste, e o cráton

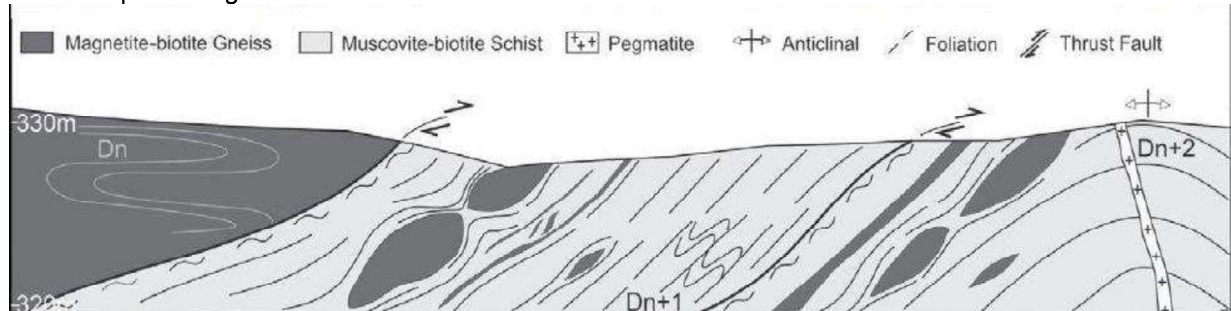
São Francisco, a leste. No interior da Faixa Brasília (porção leste da Província Tocantins) as estruturas mais penetrativas são representadas por extensas zonas de cisalhamentos de empurrão ou reversas com vergência para SE, em direção ao cráton São Francisco.

A principal feição tectônica do Arco Magmático de Mara Rosa é a zona de cisalhamento reversa que ocorre em larga escala denominada Falha Rio dos Bois, delineada pelo rio de nome homônimo, com direção geral N20-40°E/N20-40°W, (Ramos Filho *et al.*, 2003; Oliveira, 2009). A Falha Rio dos Bois é responsável pela justaposição tectônica dos domínios neoarqueano (complexo Hidrolina) e paleoproterozóico (seqüência vulcano-sedimentar Campinorte) com o domínio neoproterozóico, dado pela seqüência vulcano-sedimentar de Mara Rosa (Oliveira *et al.*, 2007). Com relação ao depósito de Chapada, é possível afirmar que a zona de cisalhamento Rio dos Bois foi fundamental no controle da mineralização (Kuyumjian, 1995).

Para Oliveira *et al.* (2000) e Ramos Filho *et al.* (2003) a região foi afetada por duas fases principais de deformação, de modo que a primeira fase envolve dobras isoclinais, e a segunda fase é caracterizada por dobras abertas. Vale ressaltar que para Oliveira *et al.* (2000) a primeira fase também gerou zonas de cisalhamento, falhas de empurrão e lineações de estiramento NW, e a segunda fase produziu clivagens de crenulação de eixos N-S e E-W. Segundo Ramos Filho *et al.* (2003), a primeira fase indica transporte principal de oeste para leste e a segunda de norte em direção a sul.

Já Oliveira *et al.* (2007) descreveram cinco fases deformacionais na região: D_{n-2} , D_{n-1} , D_n , D_{n+1} e D_{n+2} , porém as duas primeiras são evidentes apenas no Complexo Hidrolina e na Sequência vulcano-sedimentar Campinorte. Este fato é corroborado por Oliveira *et al.* (2015), que através de mapeamento estrutural de detalhe definiram três principais eventos deformacionais para o depósito de Chapada, descritos na sequência (figura 2.3):

Figura 2.3 – Seção geológica e estrutural (NW-SE) do depósito de Chapada (traço vermelho no *Chapada Orebody*, na figura 2.4), onde são observadas as principais estruturas relacionadas às fases de deformação definidas para a região.



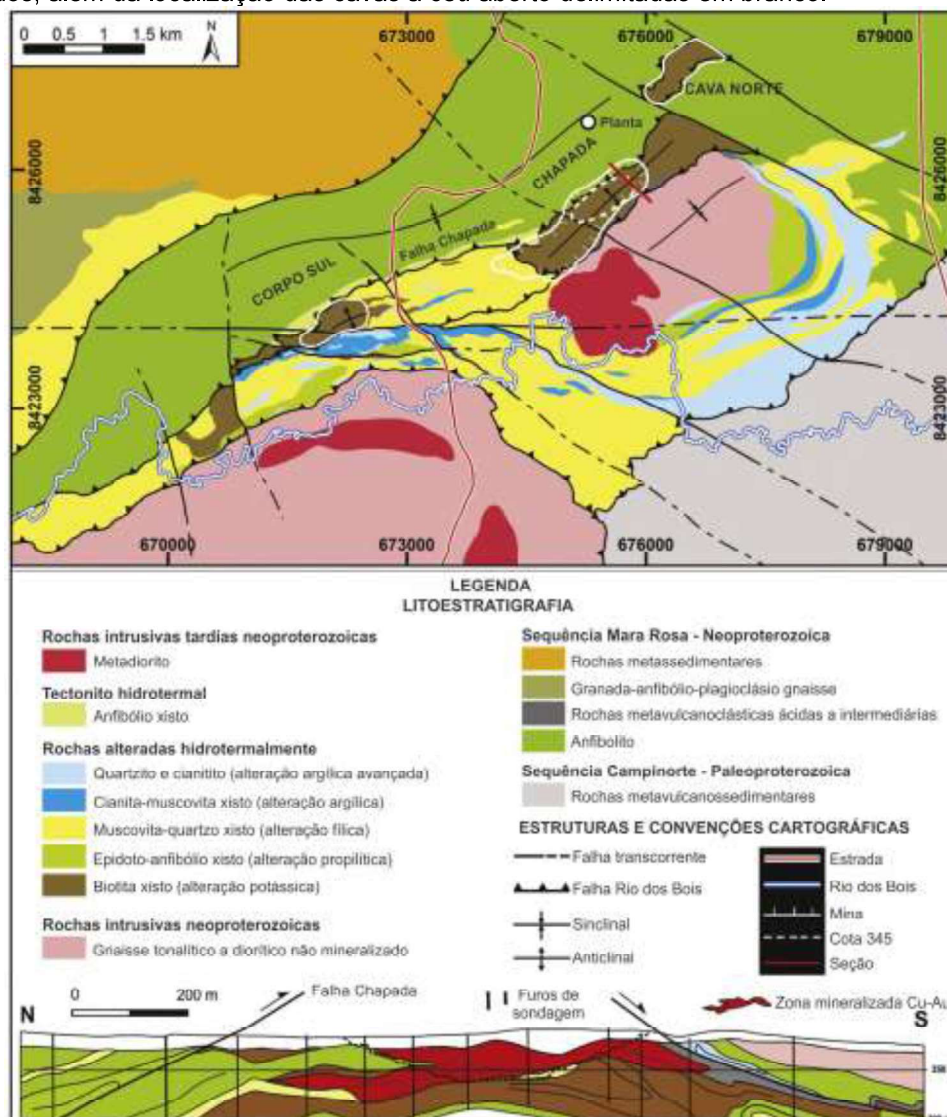
Fonte: Modificada de Oliveira *et al.* (2015).

- **D_n** : a primeira fase gerou dobras sinclinais e anticlinais assimétricas regionais, com dobras isoclinais recumbentes e também invertidas. Ocorreu redobramento com dobras coaxiais apertadas assimétricas de vergência para E/SE. A deformação e recristalização de sulfetos acompanhados pelo crescimento de outros minerais no depósito de Chapada sugere um evento de mineralização anterior ao pico do metamorfismo regional (fácies anfibolito). Para Junges *et al.* (2002), a fase D_n ocorreu entre 760 e 730 Ma.

- **D_{n+1}** : fase relacionada ao estabelecimento da Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, entre 630 e 580 Ma, em resposta ao encurtamento crustal de direção NNW-SSE que ocorreu na fase anterior. Este evento compressivo também produziu conjuntos de dobras, representadas por: i) dobras de arrasto com espessamento nas charneiras e dobras parasíticas assimétricas reviradas; ii) dobras intrafoliais com segregações de quartzo nas charneiras e flancos rompidos, e iii) dobras isoclinais com *boudinage* ao longo da zona de charneira. A lineação mineral e a de estiramento relacionadas a esta fase indicam deslocamento sentido SE. Além disso, ocorre remobilização de sulfetos associada a esta fase.

- **D_{n+2}** : a última fase inclui dobras sinclinais e anticlinais abertas a levemente assimétricas com eixos nas direções E-W e N-S, que configuram um padrão estrutural regional do tipo domos e bacias. Essa estrutura controla a atual geometria do depósito de Chapada.

Figura 2.4 – Mapa geológico do depósito de Chapada, com litologias, estruturas principais e corpos mineralizados, além da localização das cavas a céu aberto delimitadas em branco.



Fonte: Modificada de Oliveira *et al.* (2015).

Segundo Oliveira *et al.* (2015), uma série de juntas verticais e falhas de direção E-W e N-S geradas ou reativadas em D_{n+2} deslocaram o corpo de minério e remobilizaram sulfetos (calcopirita e pirita) no depósito de Chapada, além de controlarem a cristalização de epidoto idiomórfico e carbonatos em zonas dilatantes. Além disso, a área a sudoeste do depósito foi reorientada de NE-SW para EW, o que causou truncamento do corpo mineralizado, que apresenta continuidade em direção a sul (região do Corpo Sul, na figura 2.4). Tal fato decorreu devido a ação de uma zona de cisalhamento dextral dúctil-rúptil com direção E-W e mergulho rumo a norte. Ainda de acordo com os mesmos

autores, as intrusões de pegmatito granítico são controladas por falhas subverticais de direção NW-SE.

2.1.4 Evolução Geológica

Segundo Della Giustina (2007), a história evolutiva da Faixa Brasília tem início com a fragmentação e dispersão de massas continentais do supercontinente Rodínia e consequente abertura do Oceano Brasileiro por volta de 1,0 Ga. Junto ao evento tafrogenético ocorreram as primeiras expressões de magmatismo em arco intraoceânico.

Os processos convergentes começaram por volta de 930 Ma (figura 2.5), e seu registro é composto por tonalitos de assinatura juvenil expostos no Arco Magmático de Mara Rosa (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1999). Com a continuação dos processos convergentes ocorreu acreção da porção meridional do Arco Magmático de Goiás à porção sudoeste do Cráton São Francisco, por volta de 760 Ma, o que está representado por magmatismo félsico colisional peraluminoso (Pimentel *et al.*, 1999). O fechamento do Oceano Brasileiro ocorreu entre 640-570 Ma, com a aglutinação final dos Crátons São Francisco e Amazônico com o Bloco Paranapanema, durante um processo de convergência global que gerou o Supercontinente Gondwana, em cerca de 520 Ma (Della Giustina, 2007). Além disso, datam desse episódio numerosos complexos máficos-ultramáficos e intrusões graníticas ricas em potássio que caracterizam uma suíte bimodal, desenvolvida tardi a pós-orogênese (Pimentel *et al.*, 1999).

Conforme Harris *et al.* (1986), a evolução do Arco Magmático de Mara Rosa está temporalmente e espacialmente correlacionada ao modelo evolutivo de cinturões colisionais. Desse modo, a evolução pode ser subdividida em três estágios, caracterizados a seguir:

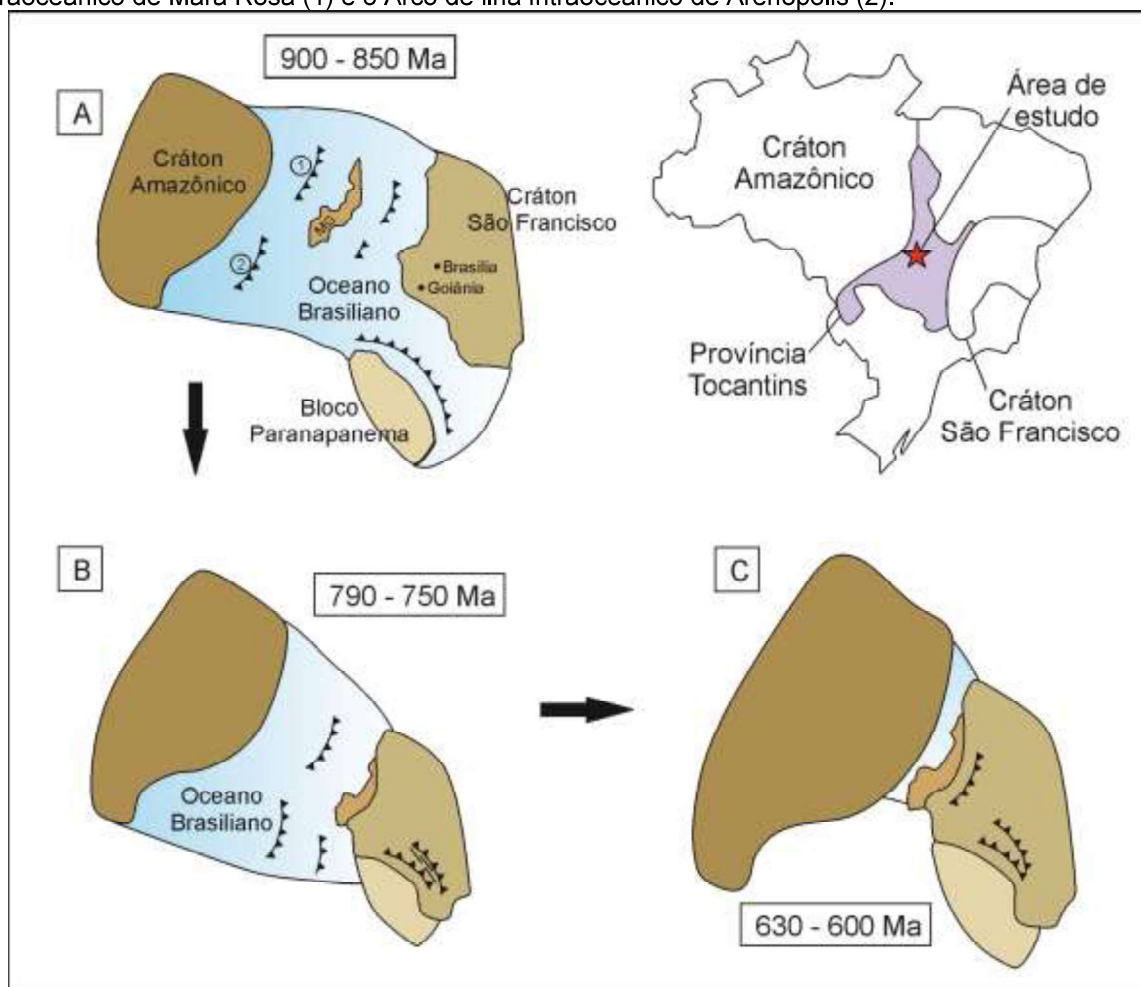
- Estágio de subducção: no primeiro estágio evolutivo ocorreu subducção intra-oceânica desenvolvida entre 900 e 800 Ma e representada por rochas vulcânicas toleíticas e plutônicas cálcio-alcálicas (granitos tipo I e M), geradas em um contexto de

arco de ilha e bacia retro-arco. Segundo Oliveira *et al.* (2015), o depósito de Chapada foi gerado há cerca de 884 a 867 Ma, e, portanto, está relacionado a este estágio.

- Magmatismo colisional sin-tectônico: nesse estágio ocorre o pico metamórfico regional (cerca de 630 Ma) e o espessamento crustal que, de acordo com Oliveira *et al.* (2015), condicionou o desenvolvimento da zona de cisalhamento Rio dos Bois. Junges *et al.* (2002) relacionam dois eventos metamórficos a este segundo estágio evolutivo: (i) o primeiro, que ocorreu entre 760-730 Ma, é decorrente da acreção de terrenos de arco de ilha com a borda oeste do cráton São Francisco, e portanto está associado a condições de alta pressão e alta temperatura; (ii) o segundo evento, que transcorreu entre cerca de 604 a 610 Ma, é caracterizado por condições de pressão e temperatura menos elevadas, e está associado à colisão dos crátons Amazônico e São Francisco e fechamento de oceano.

- Estágio pós-tectônico: no último estágio ocorre intenso magmatismo tardi a pós-orogênico, de modo que o registro dessa fase são corpos graníticos alcalinos (biotita granitos e leucogranitos), gabros e dioritos de idade entre 590 e 560 Ma, consoante aos autores Junges *et al.* (2002). Além disso, ocorreu evento tardio que resultou no desenvolvimento de venulações responsáveis pela remobilização de sulfetos, condicionadas pela orientação das zonas de cisalhamento (Oliveira *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2015).

Figura 2.5 – Evolução geológica da Província Tocantins. Em A são evidenciados o Arco de ilha intraoceânico de Mara Rosa (1) e o Arco de ilha intraoceânico de Arenópolis (2).



Fonte: Modificado pela autora de Pimentel *et al.* (2000).

3 GEOLOGIA DA REGIÃO JATOBÁ

Consoante a relatórios internos da Lundin Mining, a região Jatobá está inserida na subunidade metavulcanossedimentar do Arco Magmático de Mara Rosa, correspondente à Faixa Leste descrita por Arantes *et al.* (1991). Ainda segundo relatórios internos e discussões promovidas pela equipe de exploração, é provável que esta área seja uma extensão da mineralização principal do depósito Chapada.

De acordo com Oliveira *et al.* (2015), as rochas hospedeiras do depósito Chapada incluem uma ampla variedade de xistos, gnaisses e quartzitos que foram agrupados em cinco associações: i) rochas ricas em anfibólio e epidoto; ii) rochas ricas em biotita; iii) xistos ricos em muscovita e quartzo; iv) xistos ricos em cianita e muscovita; e v) quartzitos e cianititos.

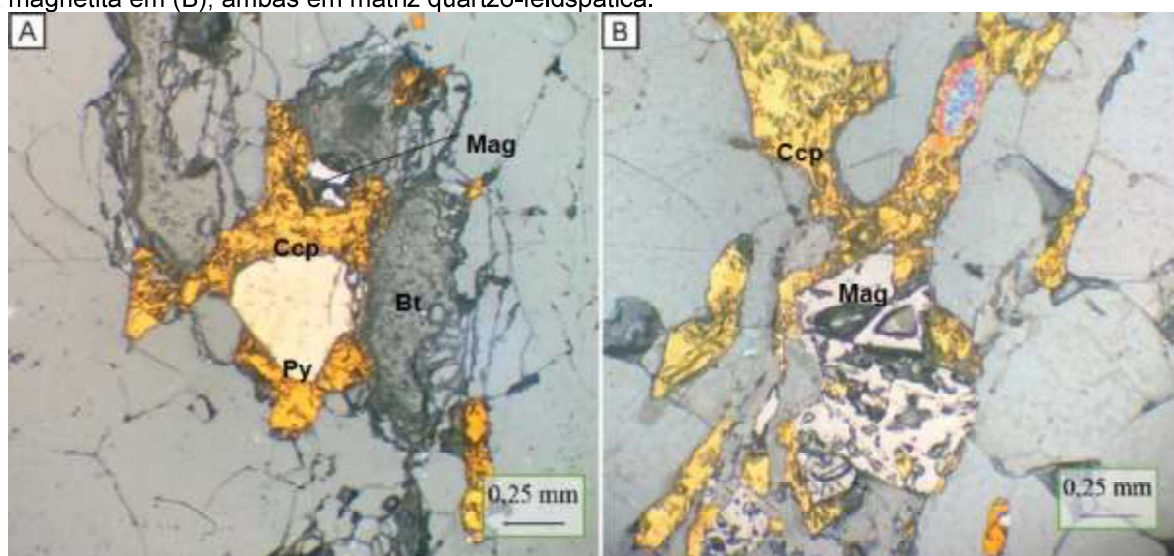
O corpo de minério de Chapada é caracterizado por uma associação de sulfetos, principalmente calcopirita e pirita, geralmente hospedadas por xistos ricos em biotita (biotita xisto, muscovita–biotita xisto, anfibólio–biotita xisto) e subordinadamente por biotita gnaiss, xistos ricos em cianita e muscovita, e zonas silicificadas (Oliveira *et al.*, 2004; 2015). A mineralogia associada ao minério também inclui magnetita, hematita, bornita, calcocita, esfalerita, galena, pirrotita e molibdenita. O ouro possui granulação muito fina, usualmente incluso em calcopirita e atipicamente ocorre com granulação grossa entre limites de grãos de sulfetos. Os minerais de sulfetos são frequentemente alongados, dobrados e *boudinados* e também ocorrem como inclusões em minerais metamórficos, o que indica uma natureza sin- ou pré-metamórfica da mineralização de Chapada (Oliveira *et al.*, 2004).

O depósito é controlado por uma zona de cisalhamento principal de direção N20-40°E, além de zonas subordinadas de N20-40°W e N50-70°E e por fraturas de direção NS. A zona do minério coincide com o *trend* estrutural de eixos N10-30°E e flancos de dobras isoclinais que mergulham para oeste. Segundo Oliveira *et al.* (2004) houve um evento no qual a mineralização foi remobilizada para as zonas de charneira desta estrutura. Para Kuyumjian (1989) as zonas de alteração ocorrem adjacentes à mineralização no depósito, de modo que os halos de alteração hidrotermal associados são alongados paralelamente às falhas principais e à unidade metassedimentar a leste.

A mineralização no depósito Chapada ocorre predominantemente de maneira disseminada ao longo de planos de foliação ou superfícies axiais, e ocasionalmente nas charneiras de dobras ou em fraturas. O corpo mineralizado possui dois zoneamentos principais: (i) um núcleo com a associação calcopirita-magnetita, a qual possui maiores teores de cobre e ouro e é hospedada em biotita xisto, e (ii) uma associação calcopirita-pirita, a qual ocorre principalmente em muscovita xisto e cianita xisto.

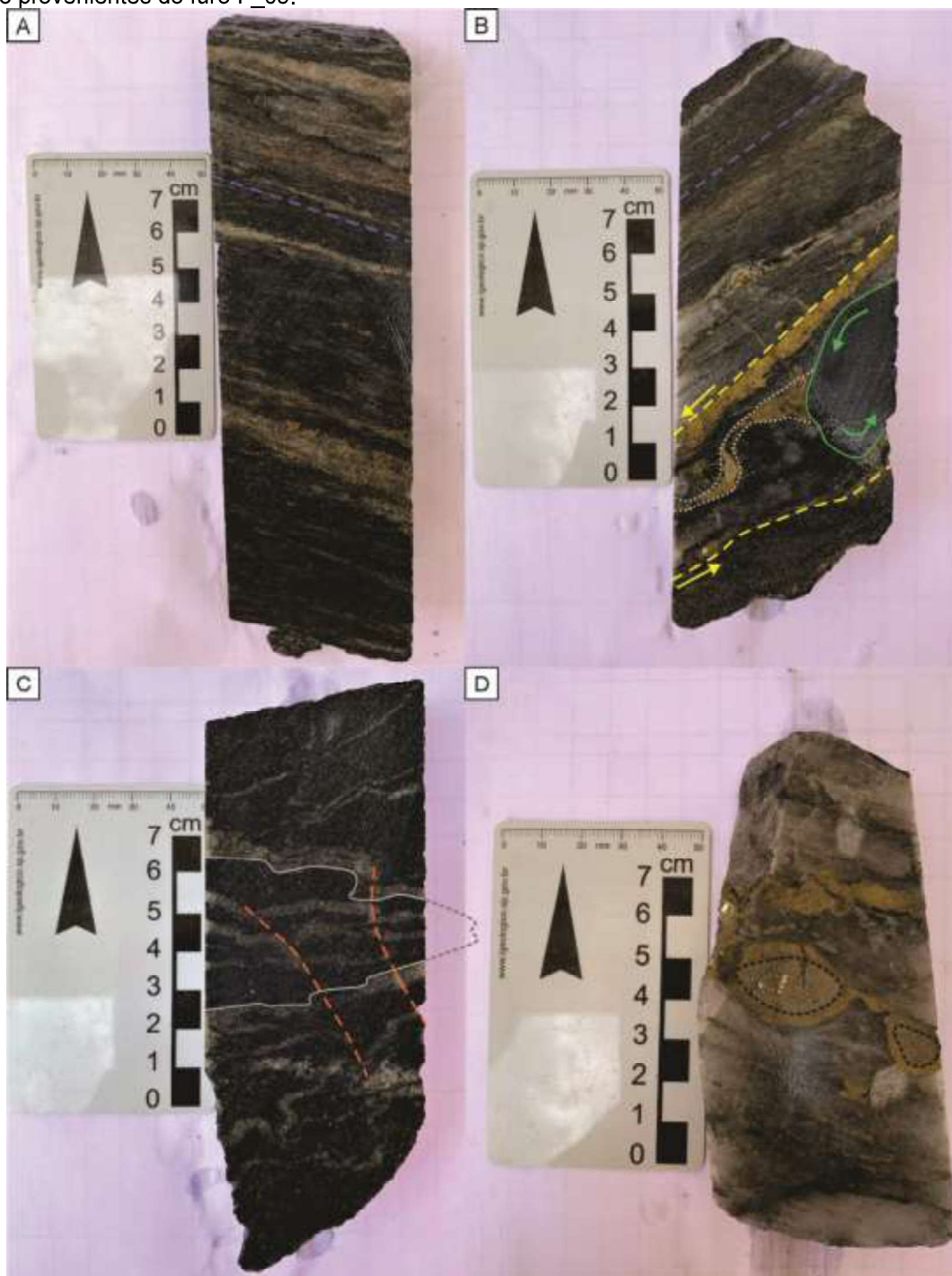
As litologias prevalecentes na região Jatobá são representadas por rochas metassedimentares, rochas metavulcânicas intermediárias, biotita- e biotita-muscovita xistos (usualmente com magnetita), quartzo-diorito porfirítico e subordinadamente por metatufo e anfibolito. A mineralização ocorre principalmente em biotita- e biotita-muscovita xistos, mas também no quartzo-diorito porfirítico, e está relacionada de forma predominante com a ação de alteração hidrotermal biotítica. Os sulfetos ocorrem finos disseminados e bastante associados a biotita e magnetita, em veios de quartzo acinzentados concordantes com a foliação (figuras 3.1, 3.2 e 3.3) ou ainda a estruturas tardias, frequentemente com carbonato e magnetita (figura 3.4). Além disso, ocorrem níveis com numerosas vênulas carbonáticas e brechas, muitas vezes com associação de calcopirita e magnetita (figura 3.5).

Figura 3.1 – Lâmina delgada de rocha metavulcânica intermediária mineralizada em luz refletida. A calcopirita (Ccp) ocorre anhédrica associada a biotita (Bt), magnetita (Mag) e pirita (Py) em (A), e associada a magnetita em (B); ambas em matriz quartzo-feldspática.



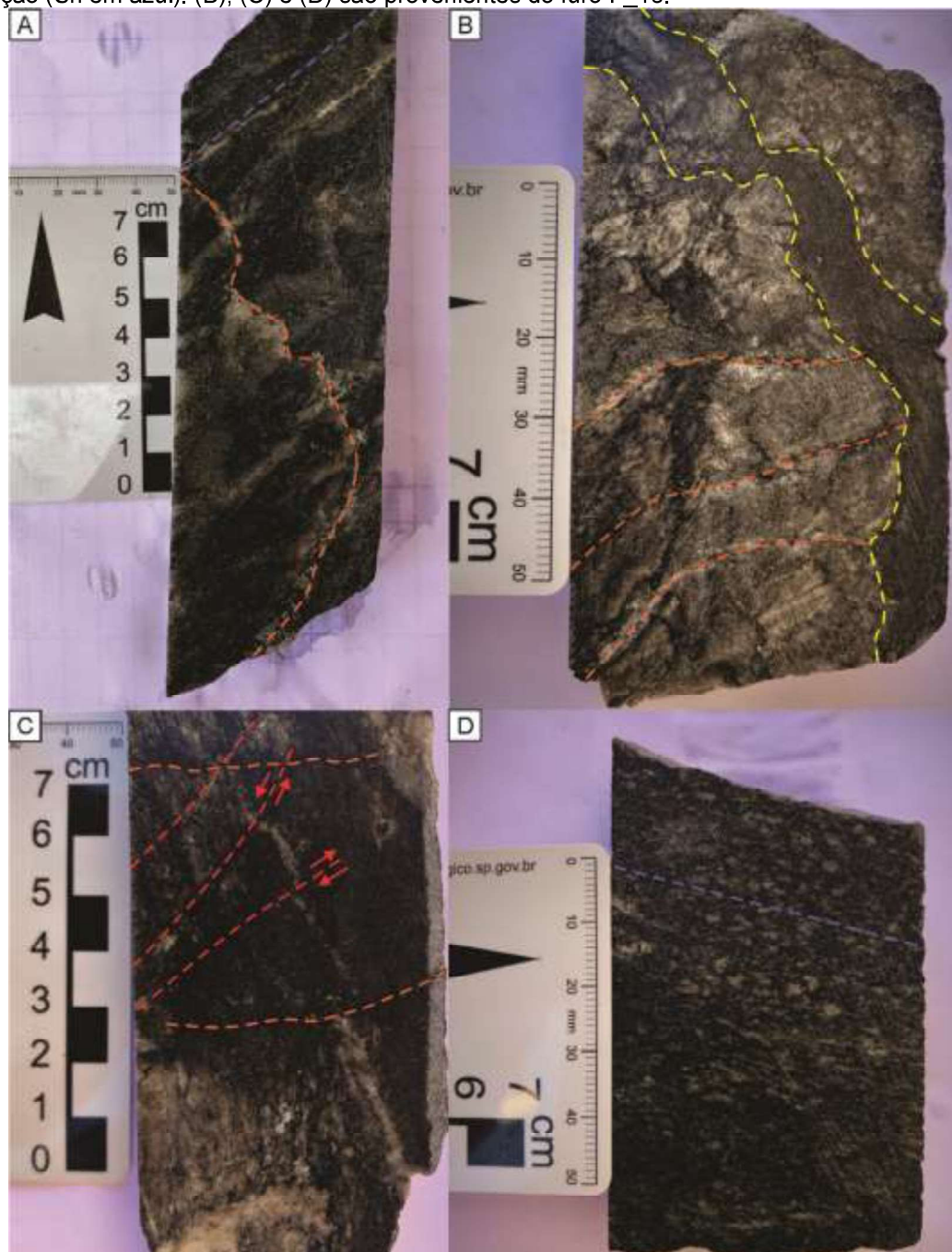
Fonte: Fotos por Glória Karoline Maciel Costa (UFBA, 2020).

Figura 3.2 – Em (A) muscovita-biotita xisto do furo F_02 com calcopirita, magnetita e pirita finas disseminadas no plano de foliação (evidenciado em azul na figura) e em veios de quartzo. Em (B) amostra de muscovita-biotita xisto com calcopirita grossa em veio tardio discordante de Sn, além de porfiroblasto muito grosso rotacionado (em verde) e veio deformado (em cinza) em um padrão SC (em amarelo). (C) Veios de quartzo acinzentados com calcopirita fina em biotita xisto com dobras parasíticas (esquematizadas em cinza) e truncados por vênulas tardias (destaques em laranja). Em (D) veio de quartzo decimétrico com intensa calcopirita (Ccp) e pirita (Py) grossa associada (delimitada em preto). (B), (C) e (D) são provenientes do furo F_05.



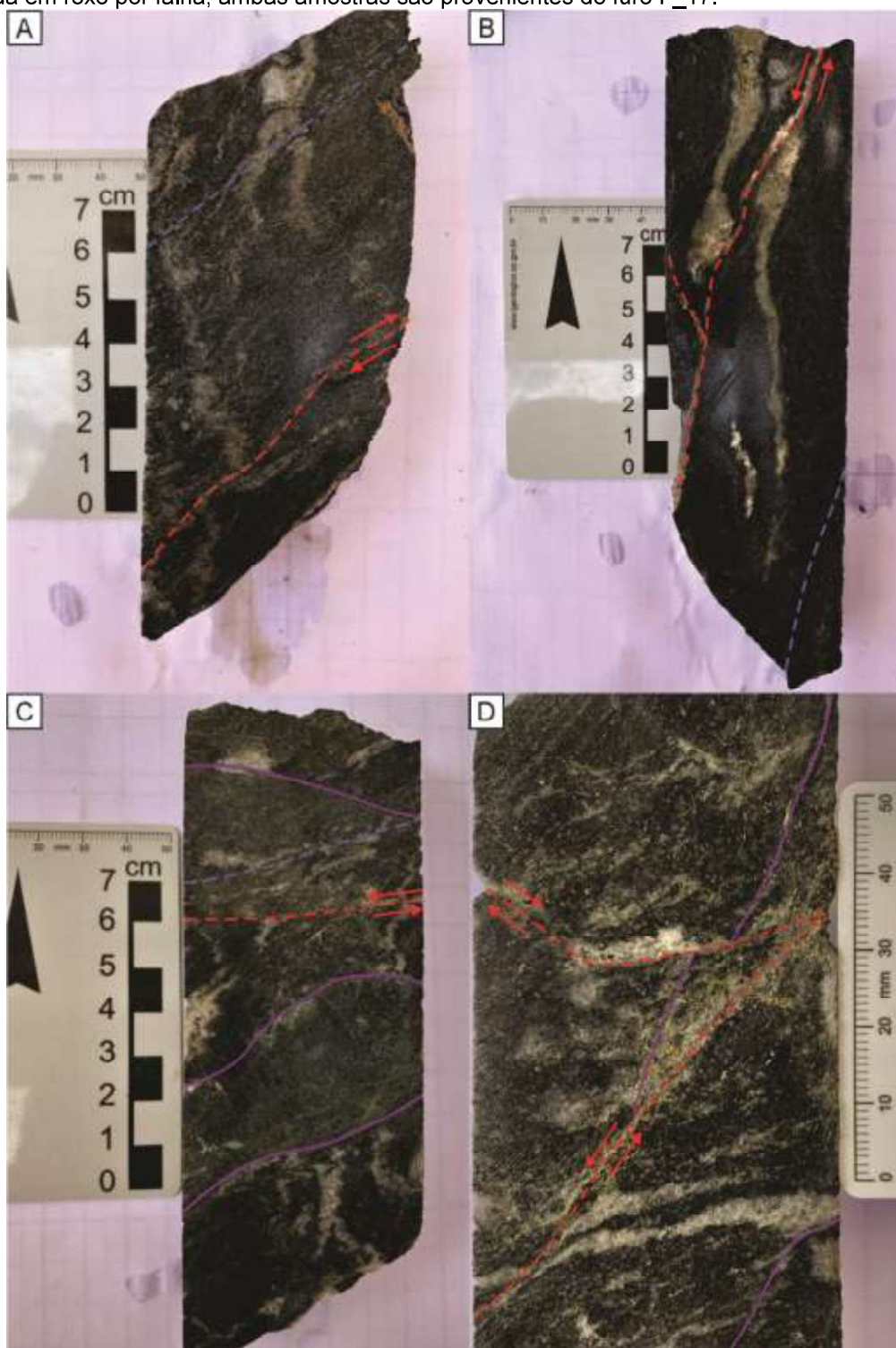
Fonte: Fotos tiradas pela autora (2021).

Figura 3.3 – (A) Biotita-xisto do furo F_02 com calcopirita, magnetita e pirita finas em veios de quartzo cortados por vênula tardia com carbonato, magnetita e calcopirita (em laranja). (B) Rocha metavulcânica intermediária com calcopirita e magnetita finas associadas a biotita que ocorre em uma trama de vênulas subverticais na figura interceptadas por vênulas tardias de quartzo, biotita e carbonato (em laranja), também com calcopirita e magnetita. Em amarelo está delimitada uma zona de alteração com quartzo, sericita e biotita com calcopirita fina nas bordas. (C) Biotita xisto com calcopirita fina em veios de quartzo e vênulas sub-horizontais tardias (em laranja) interceptadas por falhas (em vermelho) que deslocam milimetricamente os veios. Em (D) quartzo-diorito porfirítico com calcopirita muito fina disseminada no plano de foliação (Sn em azul). (B), (C) e (D) são provenientes do furo F_18.



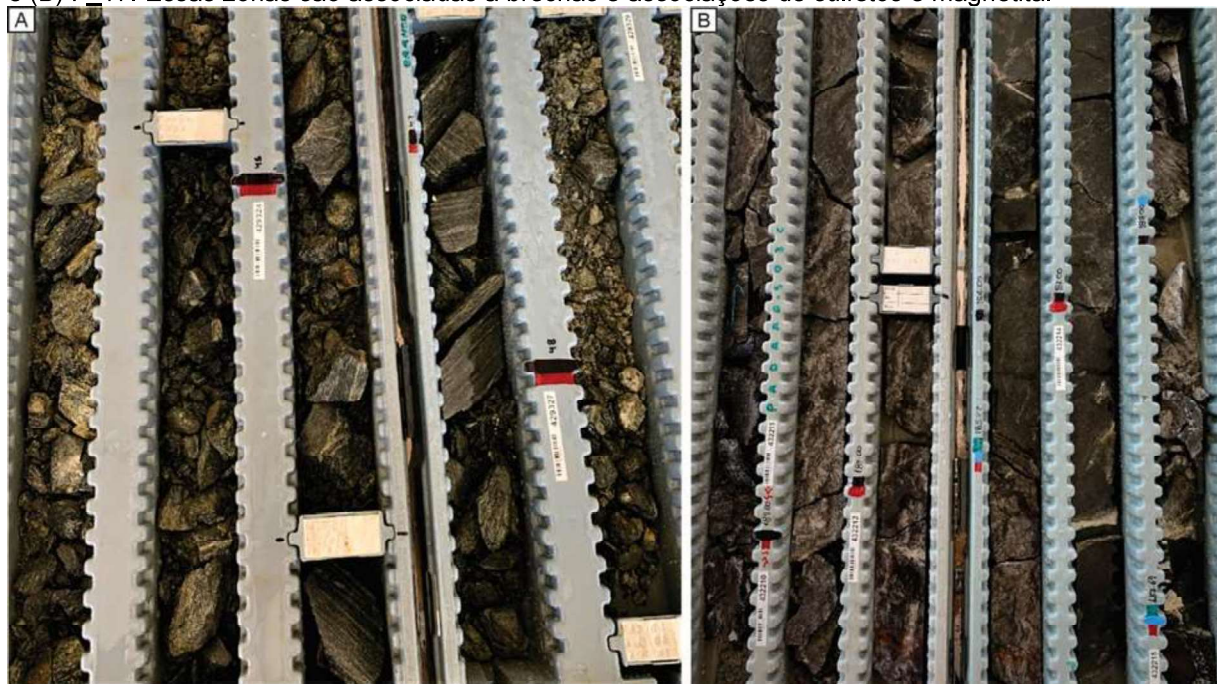
Fonte: Fotos tiradas pela autora (2021).

Figura 3.4 – (A) Biotita xisto com veios de quartzo deformados que cortam a foliação (Sn tracejado em azul), além de estrutura destacada em vermelho; e (B) foliação de alto ângulo (Sn em azul) com veio de quartzo subvertical deslocado por falha evidenciada em vermelho; ambos do furo F_02. Em (C) estruturas truncantes destacadas em roxo e falha subhorizontal. (D) Falha de arrasto e deslocamento da estrutura destacada em roxo por falha, ambas amostras são provenientes do furo F_17.



Fonte: Fotos tiradas pela autora (2021).

Figura 3.5 – Brechas e intensa venulação com consequente fraturamento nos furos de sondagem (A) F_12 e (B) F_17. Essas zonas são associadas a brechas e associações de sulfetos e magnetita.



Fonte: Fotos tiradas pela autora (2021).

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

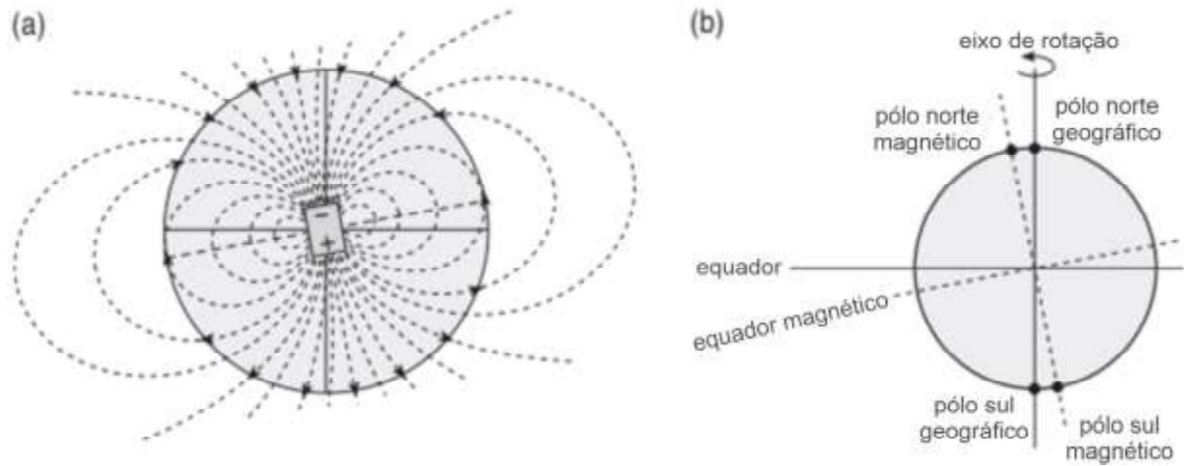
Os métodos geofísicos são baseados em medições de propriedades físicas relevantes para estudos realizados em alguma região, seguidos por processamento dos dados e posterior análise de contrastes. Além disso, outras ferramentas aplicadas neste trabalho, como o *kriging*, necessitam de certa elucidação quanto a sua lógica.

Deste modo, devido a natureza deste trabalho é necessária a apresentação de referencial teórico sólido a fim de oferecer um embasamento consistente para a melhor compreensão do(a) leitor(a). Este capítulo aborda a teoria que sustenta a metodologia empregada no presente trabalho.

4.1 CAMPO MAGNÉTICO DA TERRA

Uma bússola aponta aproximadamente na direção norte porque a Terra possui um campo magnético, como se houvesse um poderoso ímã muito ampliado no centro da Terra. No entanto, este ímã não está alinhado exatamente ao longo do eixo de rotação, mas está inclinado em 11.5° , de modo que o norte magnético dado por uma bússola geralmente difere do norte geográfico (ou norte verdadeiro, onde o eixo de rotação cruza a superfície), como visto na figura 4.1 abaixo. A força do campo magnético terrestre varia sobre a superfície, de cerca de 30.000 nT no equador magnético até 60.000 nT próximo aos pólos magnéticos (Musset & Khan, 2000). O campo magnético da Terra é, provavelmente, causado pelo movimento de ferro parcialmente fundido na parte mais externa do núcleo terrestre, a mais de 2.900 km abaixo da superfície (Soares, 2001).

Figura 4.1 – Em (a) linhas representativas do campo magnético da Terra e em (b) as diferenças entre a localização dos pólos geográficos (intersecção dos eixos de rotação com a superfície) e pólos magnéticos.



Fonte: Adaptado de Musset & Khan (2000).

A representação matemática das componentes do campo geomagnético é determinada por convenções internacionais, e foi acordado que uma expansão esférica harmônica fornece um meio eficiente de compactar o vasto banco de dados globais em um conjunto de funções simplificadas. Esta descrição matemática é chamada de Campo Geomagnético de referência internacional – IGRF (Silva, 2007; Everett, 2013).

Consoante a Everett (2013), a maneira convencional de descrever o vetor de campo geomagnético é em termos de seus elementos (X , Y , Z) que representam as componentes (norte, leste, inferior) do campo geomagnético $\mathbf{B}_E$ (figura 4.2). A intensidade horizontal do campo geomagnético, denotada por H , é dada por:

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2},$$

e a intensidade total F é:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = |\mathbf{B}_E|.$$

A inclinação I (ou mergulho geomagnético) é o ângulo vertical entre a direção do campo geomagnético e o plano horizontal, onde:

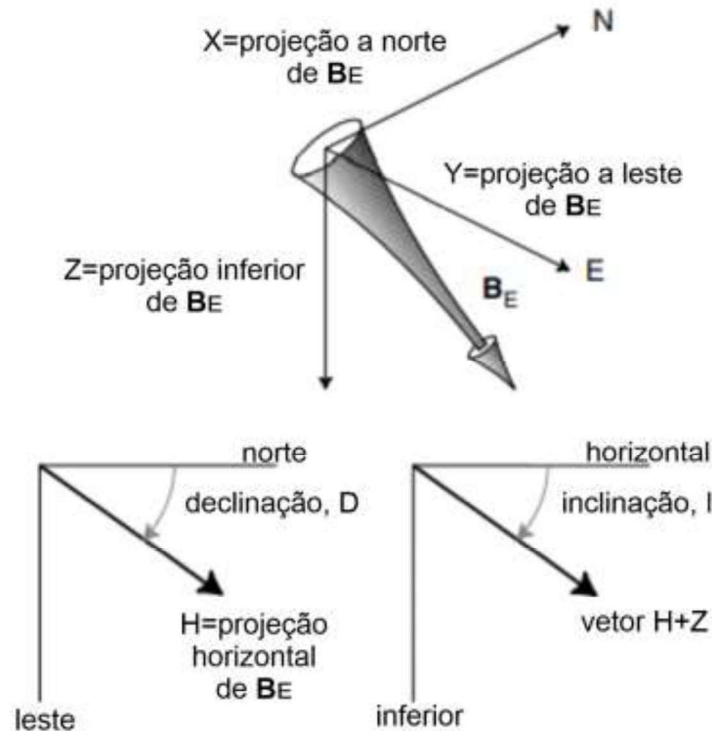
$$I = \arctan \frac{Z}{H}.$$

Já a declinação é definida como o azimuth D do meridiano magnético, o plano vertical que contém o vetor do campo geomagnético, dado por:

$$D = \arcsen \frac{Y}{H}.$$

Assim, os elementos do campo geomagnético são baseados em uma suposição de que a Terra é perfeitamente esférica; no entanto, esse fato não é importante na prospecção geofísica próxima à superfície.

Figura 4.2 – Componentes (X, Y, Z) do campo geomagnético B_E .



Fonte: Adaptado de Everett (2013).

O campo magnético externo da Terra corresponde a 1% do campo magnético total, e sua origem pode estar associada a correntes elétricas atuantes nas camadas ionizadas acima da atmosfera. Sua variação no tempo é rápida, com um ciclo de duração de 11 anos associado às atividades solares, e apresenta distribuição latitudinal (o que indica uma origem externa). Também ocorrem variações diurnas solares (que variam de acordo com a latitude e estação do ano), variações diurnas lunares e variações mensais cíclicas. Além disso ocorrem tempestades magnéticas, distúrbios ocasionados com altas amplitudes (ainda maiores nos pólos), usualmente associados ao fenômeno de aurora. São eventos erráticos, mas ocorrem muitas vezes em intervalos de 27 dias, período relacionado a atividades solares. Estas variações não afetam significativamente a prospecção magnética (exceto por ocasião de tempestades magnéticas), e as variações

diurnas podem ser corrigidas com o uso de magnetômetros de estação base (Soares, 2001; Silva, 2007).

4.2 SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

Um dos parâmetros básicos utilizados para a caracterização magnética de rochas é a susceptibilidade magnética (SM), que é uma característica intrínseca de cada material. Por meio da susceptibilidade magnética é possível estimar a capacidade do material reagir a um campo magnético. Os valores absolutos de susceptibilidade magnética dependem de vários fatores: composição química dos minerais magnéticos do material, sua concentração e tamanho de grão, assim como suas características estruturais – tensão interna e imperfeições na rede cristalina (Jordanova *et al.*, 2007).

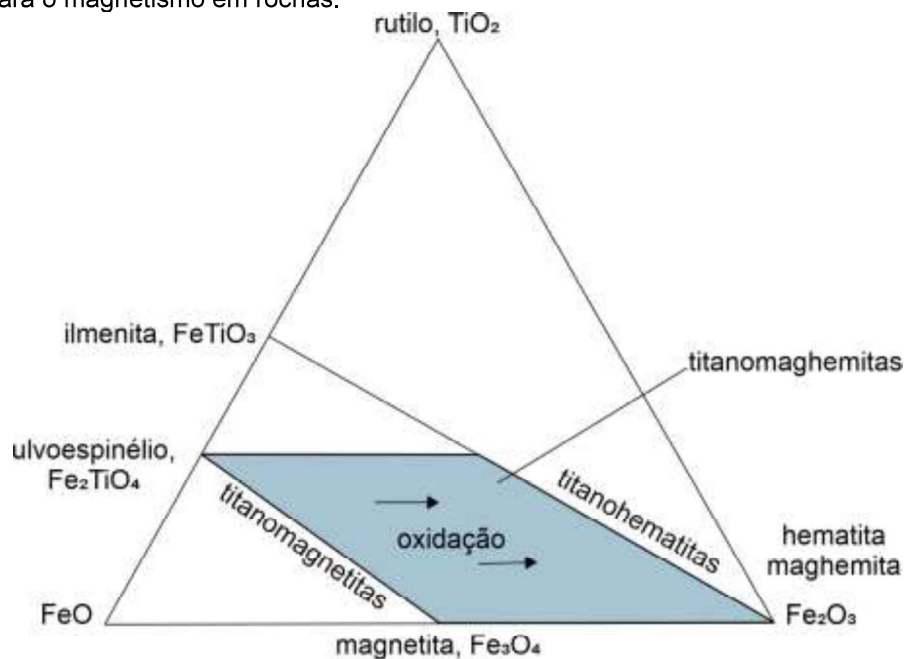
A susceptibilidade magnética está relacionada a estrutura atômica e molecular dos materiais. Os átomos possuem momentos de dipolo magnético em virtude da disposição e movimento orbital dos elétrons, os quais apresentam um momento de dipolo magnético associado ao seu *spin*. Na presença de um campo magnético um material é modificado por causa da magnetização resultante do momento de dipolo molecular, a qual pode ser resultado da interação do campo aplicado com a matéria, conforme ocorre com os materiais diamagnéticos e paramagnéticos ou pode já existir sem o campo externo, o que ocorre com os materiais ferromagnéticos (Carneiro *et al.*, 2003; Musset & Khan, 2000).

Os materiais diamagnéticos apresentam valores negativos de SM de baixa intensidade pois o campo de magnetização opõe-se ao campo aplicado e desaparece quando este é retirado. Esses materiais são repelidos por ímãs e independem da temperatura. Um exemplo de material diamagnético é o quartzo (-1.5×10^{-5} SI). Os materiais paramagnéticos possuem valores de SM positivos, e o campo de magnetização desaparece quando o campo aplicado é retirado. Normalmente a SM é cerca de 100×10^{-5} SI (olivina, piroxênio), mas pode apresentar valores altos como 1000×10^{-5} SI (siderita, cromita). São materiais dependentes da temperatura e fracamente atraídos por ímãs. Já os materiais ferromagnéticos apresentam SM alta e positiva, e o campo de magnetização resultante é mantido quando o campo aplicado é removido. São fortemente atraídos por ímãs e sua estrutura atômica se torna muito organizada quando um campo

magnético é aplicado (Musset & Khan, 2000; Everett, 2013). A atividade antropogênica pode realçar e concentrar óxidos de ferro magnéticos no solo (Tite & Mullins, 1971).

Segundo Everett (2013), a magnetita (Fe_3O_4) e a maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) são dois dos principais minerais ferromagnéticos responsáveis pela assinatura magnética observada por magnetômetros. Os óxidos de Fe-Ti em geral desempenham o papel dominante no magnetismo das rochas (figura 4.3).

Figura 4.3 – Diagrama ternário Fe-Ti-O, onde a região em destaque apresenta os minerais que mais contribuem para o magnetismo em rochas.



Fonte: Adaptada de Everett (2013).

Consoante a Musset & Khan (2000), Bispo-Santos (2012) e Everett (2013), quando um material é exposto a um campo magnético H ocorre uma magnetização induzida resultante M , a qual é proporcional ao campo magnético aplicado. A constante de proporcionalidade entre esses fatores é a susceptibilidade magnética χ , de forma que:

$$M = \chi H$$

Onde M (A/m) representa a magnetização induzida na amostra pelo campo magnético externo H (A/m), de modo que χ é uma unidade adimensional no SI e pode variar de acordo com os valores de H , com a temperatura e com a direção na qual o material é aferido (o que acontece em materiais anisotrópicos). Para materiais isotrópicos

χ é constante. Nas rochas anisotrópicas a susceptibilidade é medida em direções perpendiculares e os resultados são expressos como direções mutuamente perpendiculares de susceptibilidade máxima, mínima e intermediária que podem ser usadas para definir um elipsóide de susceptibilidade (Musset & Khan, 2000).

A extensão da indução magnética depende do mineral magnético e de sua concentração e pode ser visualizada como um alinhamento de dipolos e/ou pela formação de polarização de carga na amostra. Silva (2007) aponta que os materiais ferromagnéticos mantêm a magnetização na ausência de campos magnéticos externos, e que esta magnetização permanente é denominada de magnetização remanente M_r . Em materiais crustais, a magnetização remanente é uma função não só de seus constituintes atômicos cristalográficos e químicos, mas também de sua história geológica, tectônica e térmica. Em geofísica é usual considerar a magnetização total M de uma rocha como o vetor soma de suas magnetizações induzida (M_i) e permanente (M_p), de modo que:

$$M = M_i + M_p,$$

De modo que M também é representada por:

$$M = \chi H + M_r.$$

A magnetização induzida nas rochas é provocada pelo campo magnético atual da Terra, enquanto a magnetização remanente é adquirida ao longo da história geológica da rocha (Silva, 2007).

A medição da SM em testemunhos de sondagem é comumente realizada com o susceptibilímetro (*kappameter*), o qual aplica um campo magnético conhecido no material para obter a susceptibilidade magnética χ a partir da magnetização gerada. É um equipamento leve e portátil que apresenta alta sensibilidade para facilitar a mensuração.

Neste trabalho a utilização de medidas de susceptibilidade magnética é interessante pois a calcopirita está bastante associada a magnetita na região estudada.

4.3 AEROMAGNETOMETRIA

O estudo de Soares (2001) aponta que Sir William Gilbert (1540-1603) foi o primeiro investigador científico do magnetismo terrestre, e publicou seu conhecimento

das propriedades da magnetita levada da China para a Europa por Marco Polo em seu livro *Magnete*. Gilbert mostrou que o campo magnético da Terra era equivalente a um magneto permanente em uma direção geral norte-sul, próximo ao seu eixo rotacional. Entre 1830 e 1842 Carl Friedrich Gauss estudou o campo magnético da Terra e mediu sua intensidade, e a maioria de suas conclusões ainda são válidas (Silva, 2007). Em 1843 Von Wrede usou as variações do campo para localizar depósitos de minério magnético. Com os trabalhos de Gilbert e Newton, seguidos pela publicação do livro *The Examination of Iron Ore Deposits by Magnetic Measurements* por Thalén em 1979, a pesquisa geofísica por magnetometria teve início. Desde então houve avanços na instrumentação e interpretação de dados com o intuito de localizar minérios e estruturas associadas a depósitos de óleo e gás em subsuperfície (Grant & West, 1965; Soares, 2001; Silva, 2007).

O método magnético é bastante utilizado na prospecção geofísica por diversas razões: i) alvos ou estruturas geológicas de interesse usualmente apresentam assinaturas magnéticas facilmente detectáveis devido à alta sensibilidade de magnetômetros modernos, características favoráveis para áreas petrolíferas e para a prospecção mineral; ii) as medições são rápidas, confiáveis e não invasivas, e as correções na leitura muitas vezes são desnecessárias; iii) os dados magnéticos são muitas vezes simples de serem interpretados com técnicas qualitativas e quantitativas, especialmente quando grandes quantidades de dados de alta resolução são adquiridos em uma área ampla, de modo que é possível visualizar o local e seus arredores de modo plano e contínuo, e iv) é relativamente mais barato que outros métodos (Soares, 2001; Hansen *et al.*, 2005; Everett, 2013).

4.3.1 Magnetômetro

O trabalho de Musset & Khan (2000) esclarece que os magnetômetros utilizados em levantamentos magnéticos diferem dos tipos usados para medir a magnetização de amostras de rocha em laboratório porque eles precisam medir a força do campo ao invés da força de magnetização de uma amostra, e são divididos em:

- i) magnetômetro de precessão de prótons, que funciona melhor quando estacionário e demora alguns segundos para fazer uma leitura, que mede a força total do campo magnético, mas não sua direção, de modo que mostra uma anomalia de campo total (também chamada de anomalia de intensidade total);
- ii) magnetômetro fluxgate, que faz leituras contínuas e mede a componente do campo ao longo do eixo do sensor, o qual é geralmente alinhado na vertical em levantamentos terrestres, o que gera uma anomalia de componente vertical; mas em aeronaves, navios e satélites ele é mantido alinhado ao longo do campo e assim mede o campo total e também informa sua direção,
- iii) magnetômetro de vapor de Césio que é mais caro, mas às vezes é usado quando uma sensibilidade mais alta é necessária.

Este trabalho utiliza dados gerados em aerolevanteamento com o magnetômetro de vapor de Césio, o qual de acordo com Everett (2013) registra a intensidade total do campo magnético. A medição envolve a precessão de momentos magnéticos de elétrons, e o instrumento é baseado nos princípios do bombeamento óptico, de modo que o vapor de Césio em uma célula de vidro é irradiado por uma fonte de luz

Inicialmente os átomos de Césio são distribuídos de modo uniforme em dois níveis de energia bem espaçados (1 e 2), de acordo com o alinhamento (paralelo ou antiparalelo) do *spin* do elétron de valência em relação ao campo magnético ambiente. Uma luz de irradiação circularmente polarizada é emitida nos átomos, de modo que os átomos no estado 1 são preferencialmente elevados a uma energia de nível mais elevado 3 por uma fonte de luz irradiante. Os átomos no estado 2 permanecem preferencialmente nesse estado inferior. Os átomos excitados apresentam curta duração, e quando retornam ao seu estado fundamental, podem voltar ao estado 1 ou ao estado 2 com a mesma probabilidade. Se o átomo excitado cair no estado 1, é provável que seja elevado mais uma vez ao estado de energia superior. Se o átomo cair no estado 2, é provável que permaneça assim. Por esse mecanismo, ocorre um acúmulo de átomos no estado 2. Conforme a população de átomos no estado 2 cresce, menos átomos são encontrados no estado 1, então a absorção de energia diminui. Isso se manifesta como uma transmissão crescente de luz através da amostra de átomos de Césio, de modo que uma

corrente máxima é registrada por um detector fotossensível através da célula contendo Césio (Telford *et al.*, 1990; Everett, 2013).

A presença do campo magnético faz com que os eixos de rotação dos elétrons de valência precessem sobre a direção do campo na frequência de Larmor ($\nu = \omega_0/2\pi$). Em um ponto do ciclo de precessão os eixos de rotação são quase alinhados paralelamente à direção de polarização da luz irradiada, enquanto que em outro ponto do ciclo os eixos de rotação são alinhados quase que anti-paralelos à direção de polarização. Quando os eixos de rotação estão bastante alinhados com a direção de polarização, a promoção dos átomos para o nível de energia 2 é favorecida, e a absorção é alta e a corrente através da célula atinge seu valor mínimo. Quando os eixos de rotação são principalmente anti-paralelos à direção de polarização, a fotocorrente é maximizada. O resultado é que a corrente registrada na fotocélula pisca na frequência de Larmor, que está em um alcance de radiofrequência (RF) de ~ 100 kHz. Assim, uma medição da frequência na qual a intensidade da luz através da célula pisca é equivalente a uma medição de intensidade do campo magnético ambiente. Para restabelecer o equilíbrio dos átomos de Césio nos estados 1 e 2, o sinal de RF da fotocélula é alimentado de volta para uma bobina enrolada em torno da célula de vidro que contém os átomos de Césio. O sinal de RF oscila na frequência de Larmor, que corresponde exatamente à pequena diferença de energia entre os níveis 1 e 2. O *feedback* de RF tem o efeito de randomizar os estados atômicos, desfazendo efetivamente o efeito de bombeamento e preparando a célula para outro ciclo de bombeamento. Assim, o magnetômetro de vapor de Césio é capaz de fazer medições contínuas do campo magnético a uma rápida taxa de amostragem (10-100 Hz) e alta sensibilidade ($\sim 0,01$ nT), o que torna esse instrumento ideal para captura, em alta resolução espacial, de anomalias causadas por variações magnéticas sutis no solo e em camadas sedimentares superiores. Desse modo, o magnetômetro de vapor de Césio é popular para fins de mapeamento geológico e aplicações arqueológicas, agrícolas, forenses e outras (Kearey *et al.*, 2009; Everett, 2013).

O cálculo das anomalias magnéticas da crosta consiste em subtrair o campo principal das medidas do campo magnético total. Em estudos magnéticos da crosta, o cálculo das anomalias é frequentemente tratado de um modo mais leve, e usualmente consiste em somente dois passos, a saber: correção da variação diurna e dos distúrbios

magnéticos e a subtração de um campo regional, tal como o modelo IGRF, apropriado para a data do levantamento (Silva, 2007).

4.3.2 Produtos do Processamento de dados

A leitura no magnetômetro é afetada pelo somatório de todas as contribuições do campo magnético no tempo e local de observação e que, após a sua coleta, passam por um processo de tratamento que inclui as correções para eliminar as variações devido às causas não geológicas, e filtragem para eliminar efeitos geológicos indesejáveis, como os produzidos por heterogeneidades próximas da superfície ou a interferência entre fontes rasas e profundas. O processo remove as variações de dados não geológicos de cada linha causadas pelo vôo inexato, variação diurna do campo magnético da Terra e outras causas (Soares, 2001).

Os resultados do processamento utilizados no presente trabalho passaram pelos filtros de redução ao pólo, amplitude do sinal analítico e primeira derivada vertical, descritos nos itens que seguem.

- **Redução ao pólo**

De acordo com Everett (2013), um filtro de redução ao pólo (RTP) remove essencialmente o efeito da direção do campo geomagnético no local de medição. A técnica da redução ao pólo remove um nível de complexidade do processo interpretativo, pois desloca as anomalias lateralmente para serem locadas sobre suas respectivas fontes e altera suas formas de modo que fontes simétricas causem anomalias simétricas. Esta técnica apresenta bons resultados quando a magnetização e o campo regional não estão dirigidos verticalmente para a superfície da área estudada, pois as anomalias magnéticas podem não estar localizadas exatamente sobre o corpo anômalo. Em particular, as anomalias estarão mais centradas sobre os respectivos corpos causadores da anomalia, um posicionamento que facilita a comparação com outras técnicas geofísicas, como mapas gravimétricos e sísmicos, por exemplo (Soares, 2001; Silva, 2007).

- Sinal analítico

O sinal analítico é obtido por uma combinação dos gradientes vertical e horizontal do campo magnético. Ele tem uma forma sobre os corpos anômalos que depende da localização dos mesmos, mas não das suas direções de magnetização. A vantagem do uso do valor absoluto do sinal analítico é que ele resulta na determinação das características da fonte independentemente dos parâmetros do campo magnético terrestre e da direção de magnetização do corpo anômalo. O sinal analítico é mais facilmente derivado no domínio do número de onda, uma vez que isto envolve o cálculo de derivadas das anomalias magnéticas. O sinal analítico (AS) é uma combinação particular de derivadas espaciais horizontais e verticais, e pode ser descrito como uma anomalia magnética M de uma fonte 3D como um vetor, cuja amplitude de sinal é dada por:

$$AS(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}$$

(Soares, 2001; Silva, 2007; Everett, 2013).

- Primeira Derivada Vertical

A aplicação do filtro de primeira derivada vertical é apropriada para realçar os componentes de fontes mais rasas, eliminando as feições de componentes de fontes intermediárias (Soares, 2001). A primeira derivada vertical da anomalia M do campo magnético pode ser descrita por:

$$M_z = \frac{dM}{dz}.$$

4.4 INTERPOLAÇÃO POR KRIGAGEM

A krigagem foi desenvolvida pelo matemático francês Georges Matheron a partir dos trabalhos de Daniel G. Krige, ao início dos anos sessenta. De acordo com a ESRI (2020), a krigagem é um procedimento geoestatístico ideal para dados geoquímicos ou outros dados amostrais geológicos. A técnica utiliza um conjunto disperso de pontos para

gerar uma superfície estimada a partir da avaliação do comportamento espacial de valores medidos representativos de um fenômeno. Meng (2021) afirma que a interpolação por krigagem é baseada na forma, tamanho, posição espacial e relação entre os pontos amostrais medidos, e sua relação com os pontos amostrais a serem avaliados, de modo que a condição do método é que as variáveis regionais tenham correlação espacial.

A krigagem é diferente de outros métodos de interpolação pois estima uma matriz de covariância espacial que determina os pesos atribuídos às diferentes amostras, o tratamento da redundância dos dados, a vizinhança a ser considerada no procedimento inferencial e o erro associado ao valor estimado (Câmara & Medeiros, 1998; Santos *et al.*, 2016).

Na krigagem ordinária (o método padrão e utilizado neste trabalho) a média constante e desconhecida, e o estimador linear é definido por:

$$Z_{OK}(s_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i^{OK}(s_0) \cdot z(s_i)$$

para

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i^{OK}(s_0) = 1$$

onde os n pesos λ_i^{OK} são determinados de forma que a variância do erro seja mínima (Goovaerts, 1997; Santos *et al.*, 2016). Conforme Hengl (2007), a krigagem pode ser vista como uma sofisticação da interpolação de distância inversa, pois a importância dos valores depende de sua localização em relação ao local de previsão. A krigagem define o grau de dependência ou correlação espacial entre as amostras por semivariograma (Cressie, 1991).

Assim, para fazer uma previsão é essencial descobrir as regras de dependência dos valores. O processo ocorre em duas etapas: i) criar funções de variograma e covariância para estimar os valores de dependência estatística (autocorrelação espacial) que dependem do modelo de autocorrelação (ajuste de um modelo), e em seguida ii) prever os valores desconhecidos. Ao início da modelagem espacial é feito um gráfico do semivariograma empírico, calculado para todos os pares de locais separados pela distância h como segue:

$$\text{Semivariograma } (h) = 0.5 * \text{média}[(\text{valor em } i - \text{valor em } j)^2]$$

para todos os pares de locais (i, j) separados pela distância h . O modelo é então ajustado com o objetivo de formar o semivariograma empírico e descobrir a dependência dos dados para aquele conjunto de dados. Só então é possível fazer uma previsão a partir do modelo montado, de modo que o semivariograma empírico é deixado de lado na etapa de previsões (ESRI, 2020).

Uma vez modelado o semivariograma, é possível verificar o nível de anisotropia dos dados, e então definir os melhores pesos para as amostras. A krigagem pode ser um interpolador tanto exato como suavizador. Este método tenta expressar tendências sugeridas pelos dados (Mazzini & Schettini, 2009; Alves & Vecchia, 2011).

Desta maneira, para criar uma superfície contínua do fenômeno são feitas previsões para cada local (ou centros celulares) na área de estudo, possibilitadas pelo semivariograma e pelo arranjo espacial de valores medidos e sua importância.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Com a finalidade de cumprir os objetivos propostos, o trabalho foi executado em oito etapas, as quais são elucidadas a seguir.

5.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Ao início do projeto foi realizado levantamento bibliográfico preliminar referente ao contexto geológico regional da área de estudo, referencial teórico e outros temas pertinentes ao trabalho. Foram consultados artigos, relatórios, livros e trabalhos anteriores, além do acervo de materiais e dados de produção interna pertencentes a empresa Lundin Mining e cedidos por esta.

5.2 AQUISIÇÃO DE DADOS

Foram selecionados diversos dados da empresa relevantes à elaboração deste trabalho, os quais estão descritos a seguir.

5.2.1 Susceptibilidade magnética

Como na área de estudos a calcopirita apresenta forte associação com a magnetita, foram adquiridos dados de susceptibilidade magnética através do equipamento *kappameter* (ou susceptibilímetro) modelo KT-20 v2 (Terraplus by Georadis) em amostras de furos de sondagem da região Jatobá. Tais medições são realizadas metro a metro em furos de sondagem pré-selecionados pela equipe de Geologia de Exploração. A mensuração é realizada uma vez no ar livre, seguida por uma medida na amostra e outra vez no ar, quando o resultado aparece no visor (figura 5.1). O *kappameter* possui um oscilador com bobina indutiva, de modo que a susceptibilidade magnética é calculada a partir da diferença de frequência entre a amostra e as medições de ar livre.

Figura 5.1 – Medidas de susceptibilidade magnética obtidas pela técnica em mineração com o *kappameter*. Em (A) a primeira mensuração é feita no ar livre a fim de calibrar o aparelho; em (B) a medida da amostra realizada, e em (C) o valor mensurado aparece no visor do aparelho após a terceira medição feita novamente no ar.

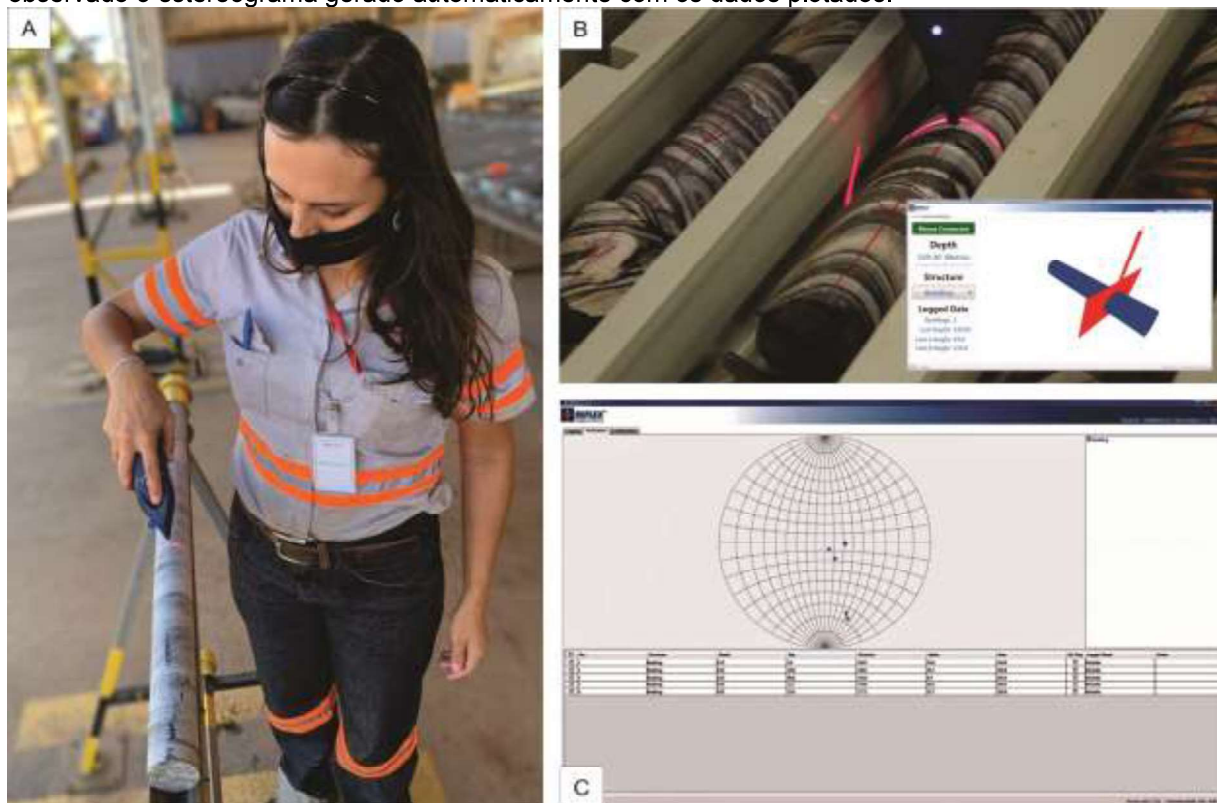


Fonte: Fotos tiradas pela autora (2021).

5.2.2 Dados estruturais

As informações estruturais foram obtidas com o uso do equipamento *REFLEX IQ-LOGGER – 481F413D400* e *software Firmware* versão 1.3.30. Parte da aquisição foi efetuada pela autora. Inicialmente os testemunhos são orientados em campo durante a sondagem com o equipamento *REFLEX ACT III*. Posteriormente os testemunhos são apoiados em uma calha de sondagem e é traçada uma linha a partir da orientação em campo, a qual serve de referência para a obtenção de dados estruturais com o *IQ-LOGGER*. Esses dados são colhidos e verificados em tempo real com um *tablet*, onde aparecem em uma tabela e também são plotados em um estereograma (figura 5.2). Essas informações são automaticamente armazenadas em um banco de dados *online*.

Figura 5.2 – Medidas estruturais adquiridas com o equipamento REFLEX IQ-LOGGER. Obtenção de dados a partir de testemunho de sondagem apoiado na calha de orientação em (A); em (B) é realizada a medição e verificação em tempo real no detalhe, que mostra a interface do *software* vista no *tablet*; e em (C) é observado o estereograma gerado automaticamente com os dados plotados.



Fonte: Foto por Taís Bischof Pian e imagens do site da empresa REFLEX (2021).

5.2.3 Aeromagnetometria

De acordo com relatórios internos da Lundin Mining, o Levantamento Aéreo de Magnetometria foi realizado na região de estudo pela empresa FUGRO-LASA para a Mineração Maracá Indústria e Comércio S.A. entre 8 e 15 de julho de 2009. A área recoberta pelo projeto foi de aproximadamente 2406 km de perfis aeromagnetométricos de alta resolução. Ao longo dos perfis foram realizadas dez leituras por segundo (10 Hz), posicionadas através de sistema de observação de satélite GPS, com precisão melhor do que 5 metros. Para monitoramento da variação diurna do campo magnético terrestre foi utilizada uma estação-base de magnetometria instalada no aeroporto de Uruaçu - GO.

Os parâmetros de voo utilizados foram:

- Espaçamento entre as linhas de voo: 90 metros;

- Direção das linhas de voo: N-S;
- Espaçamento entre as linhas de controle: 1000 metros;
- Direção das linhas de controle: E-W;
- Intervalo entre medições geofísicas consecutivas: 0,1 segundo;
- Altura média de voo: 45 metros;
- Sistema de navegação: Trimble AGGPS-132 com sinal Omnistar.

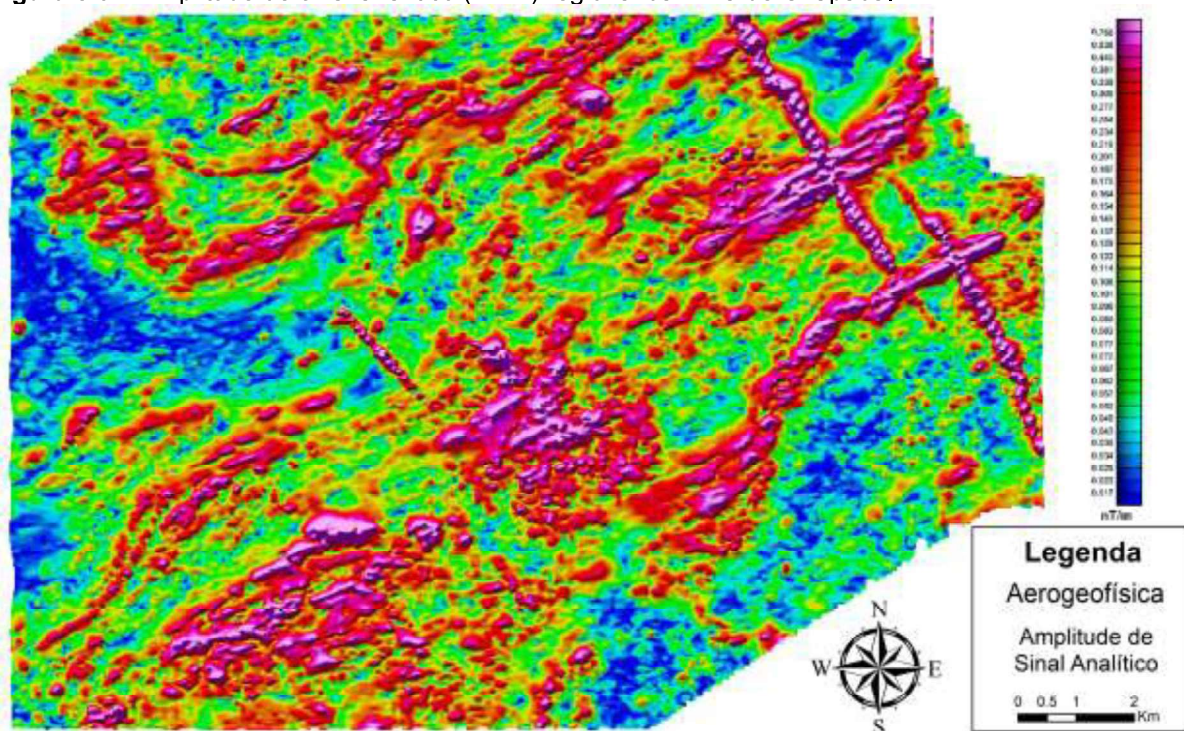
O levantamento foi efetuado pela aeronave Eurocopter, modelo AS-350 B3, prefixo PR-GBR, a uma velocidade média de 180 km/h com autonomia de 2h30. O magnetômetro utilizado foi o Scintrex CS-3, constituído por um sensor de bombeamento ótico de vapor de Césio com sensibilidade de 0,001nT. O sensor foi montado em *stinger*, posicionado na parte inferior da fuselagem e estirado à frente do *cockpit* da aeronave. O sinal do sensor é receptado através de pré-amplificadores, localizados no interior do cone e enviado ao sistema de aquisição aeromagnética FASDAS. A altura de voo da aeronave foi monitorada pelo altímetro de radar Collins, modelo ALT50, que apresenta alcance de 5.000 pés; e por barômetro de precisão, que é um transdutor de pressão que registra a altitude de voo em relação ao nível do mar. O sistema utilizado foi o Fugro/Enviro, de alcance equivalente ao altímetro de radar. A aeronave foi posicionada por um sistema DGPS, fornecido por um receptor TRIMBLE AGGPS-132, acoplado ao sistema de correção Omnistar, que permite correção diferencial instantânea. As informações de posicionamento GPS são processadas pelo sistema de aquisição de dados FASDAS, que ficam disponíveis ao piloto através do indicador analógico e da tela do computador. As coordenadas dos valores amostrados a bordo foram convertidas de WGS-84 para o Datum SAD-69 pelo sistema de processamento Oasis Montaj. O meridiano central de 51°W (Zona UTM 22S) foi utilizado para conversão das coordenadas geográficas para coordenadas UTM.

O processamento dos dados foi desenvolvido em duas etapas pela empresa, onde a primeira foi realizada em campo e envolveu o controle de qualidade dos dados, elaboração de mapas preliminares e geração de arquivos XYZ. A segunda etapa foi conduzida no escritório sede da FUGRO-LASA no Rio de Janeiro, e os sistemas Oasis Montaj da Geosoft e Atlas da Fugro foram utilizados para compilação e processamento de informações coletadas.

O processamento gerou produtos em formato *geotiff*, utilizados como base para traçar os lineamentos geofísicos deste trabalho.

A figura 5.3 mostra a imagem de amplitude do sinal analítico, a qual permite que se tenha uma idéia da localização das fontes magnéticas que produziram o campo magnético anômalo mapeado, de modo que o relevo magnético se encontra representado aproximadamente centrado sobre as fontes que o produziram (Moraes e Blum, 1999). Os valores de amplitude de sinal analítico variam entre 0.017 e 0.756 nT/m, com contrastes fortes e bastante homogêneos em algumas zonas.

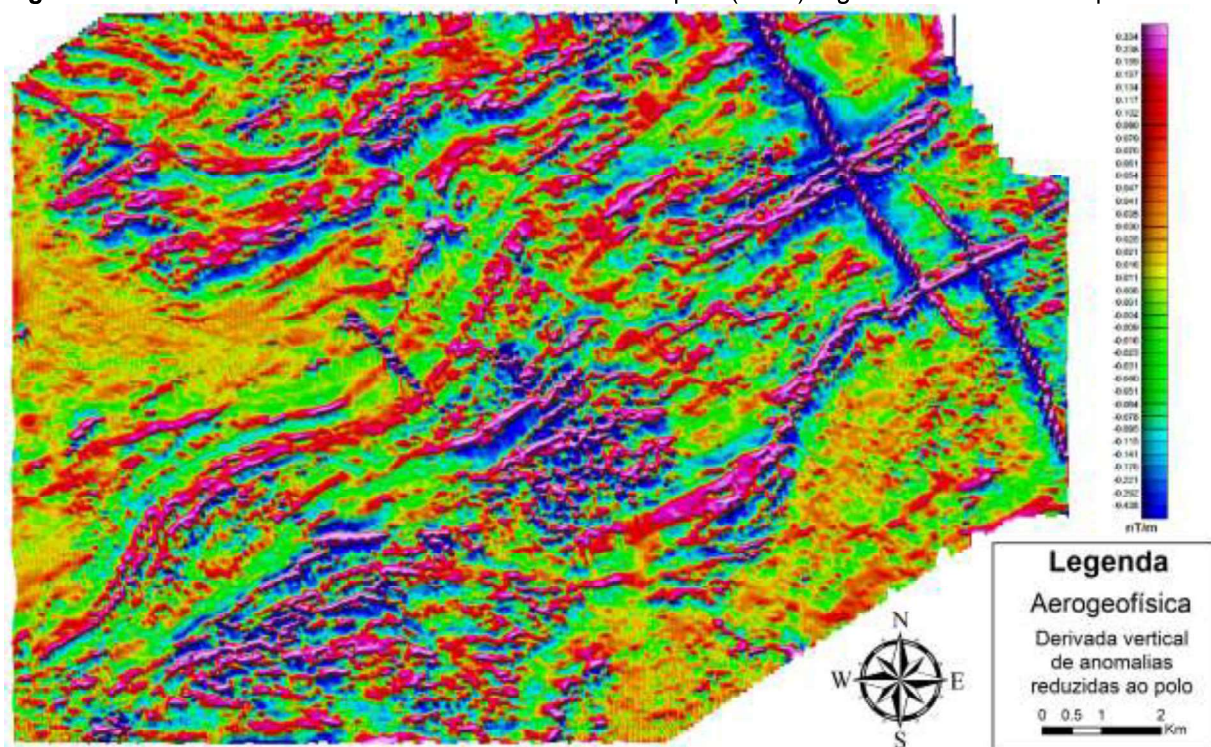
Figura 5.3 – Amplitude de sinal analítico (nT/m) regional da mina de Chapada.



Fonte: Acervo interno da Lundin Mining.

Já a figura 5.4 apresenta a imagem com o filtro de derivada vertical de anomalias reduzidas ao polo, o qual é aplicado para realçar as componentes das fontes mais rasas, manter as fontes intermediárias e eliminar as feições mais profundas (Hoff *et al.*, 2002). Os valores destas anomalias estão entre -0.435 e 0.334 nT/m.

Figura 5.4 – Derivada vertical de anomalias reduzidas ao polo (nT/m) regional da mina de Chapada.



Fonte: Acervo interno da Lundin Mining.

5.2.4 Teor de minério

Após descrição sucinta e avaliação geomecânica e estrutural, os testemunhos de sondagem são serrados longitudinalmente, onde metade do furo é amostrada metro a metro para análise laboratorial e QA/QC a fim de definir o teor e comprovar a credibilidade dos dados. A outra metade é logada metro a metro e também são coletados dados de susceptibilidade magnética e densidade antes do furo de sondagem ser armazenado. Todos estes dados ficam registrados em um banco de dados da empresa, de modo que foram acessados e utilizados com a autorização desta. Para o presente trabalho foram obtidos os teores de minério de furos de sondagem da região Jatobá. Os teores de cobre são divididos entre baixo (0.1 a 0.2% de Cu), médio (0.2 a 0.3% de Cu) e alto (>0.3% de Cu). Somente o teor de cobre foi considerado, visto que é o foco deste estudo e o concentrado de Cu é o produto final almejado pela empresa Lundin Mining, parceira do projeto.

5.3 LEVANTAMENTO DE LINEAMENTOS ESTRUTURAIS

A partir de imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) de resolução espacial de 90 metros e de MDT (modelo digital de terreno) com resolução espacial de 5 metros (obtida do acervo da empresa Lundin Mining), foi realizado levantamento de lineamentos estruturais regionais em uma área de 368 km², traçados com o *software* ArcGIS versão 10.5. Posteriormente foi utilizada a ferramenta *AzimuthFinder* para ArcGIS (Queiroz *et al.*, 2014), de modo que todos os lineamentos foram extraídos no formato *.txt* (ao todo 4054) e analisados estatisticamente pelo *software* *OpenStereo*, o que gerou histogramas e diagramas de Roseta.

5.4 LEVANTAMENTO DE LINEAMENTOS GEOFÍSICOS

A partir dos produtos geofísicos obtidos com a aeromagnetometria foram demarcados grandes lineamentos delimitados a partir de contrastes e divergências das propriedades texturais apresentadas, além da homogeneidade de colorações representativas das anomalias. Os lineamentos foram traçados em uma área de 200 km² com o *software* ArcGIS versão 10.5.

5.5 INTERPOLAÇÃO DE VALORES DE SM E TEOR DE COBRE

Com base em dados de SM (SI) e teor de Cu (%) obtidos em furos de sondagem selecionados da região Jatobá foi possível gerar superfícies de valores estimados através do método de krigagem com a ferramenta *Kriging* do *software* Target para ArcGIS (foi utilizada a versão 10.5). Tais produtos foram correlacionados entre si para melhor entender seu comportamento e associação na área de trabalho.

5.6 CONFECÇÃO DE STRIPLOGS DE SM E TEOR DE COBRE

Os valores de SM (SI) e teor de Cu (%) também foram utilizados na elaboração de striplogs, pois dados neste formato permitem visualizar os parâmetros selecionados de

forma mais objetiva. Para tal fim foi aplicada a ferramenta *Strip* do software Target para ArcGIS (versão 10.5) em uma seção selecionada que abrange cinco furos de sondagem da região Jatobá. As medidas diretas plotadas no striplog foram correlacionadas com a interpolação da susceptibilidade magnética na mesma seção a fim de verificar a aderência dos dados.

5.7 VISITAS DE CAMPO

Nos dias 05 e 18 de agosto e 07 de setembro de 2020 foram efetuadas visitas de campo com o propósito de adquirir medidas estruturais na Cava Central (que é a cava principal de Chapada) e na Cava Norte da mina de Chapada. Foi utilizada uma bússola do tipo Clar para as mensurações. Além disso, o campo teve como objetivo verificar se os lineamentos traçados apresentam reflexos visíveis em escala de campo.

5.8 TRATAMENTO E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Após adquirir todas as informações essenciais para o presente trabalho, os dados foram organizados e agrupados de acordo com sua finalidade. Os produtos gerados por processamento de imagens especificados em itens prévios foram caracterizados e correlacionados através o *software* ArcGIS versão 10.5, com o intuito de checar sua aderência. Nesta etapa também foram confeccionadas figuras, diagramas de rosetas, seções e gráficos a partir dos *softwares* OpenStereo, ArcGIS 10.5, Corel Draw X8 e Excel 2016. Todo o material foi então analisado e interpretado com o propósito de atender os objetivos propostos por esta monografia.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

A integração entre os dados adquiridos, as diversas análises realizadas e os trabalhos de campo resultou em diferentes produtos que, ao serem relacionados, possibilitaram deduções quanto às deformações e estruturação do depósito e suas correlações com a mineralização na região Jatobá. As imagens resultantes apresentadas neste capítulo não apresentam coordenadas geográficas em decorrência da confidencialidade de informações da empresa Lundin Mining.

6.1 LINEAMENTOS REGIONAIS

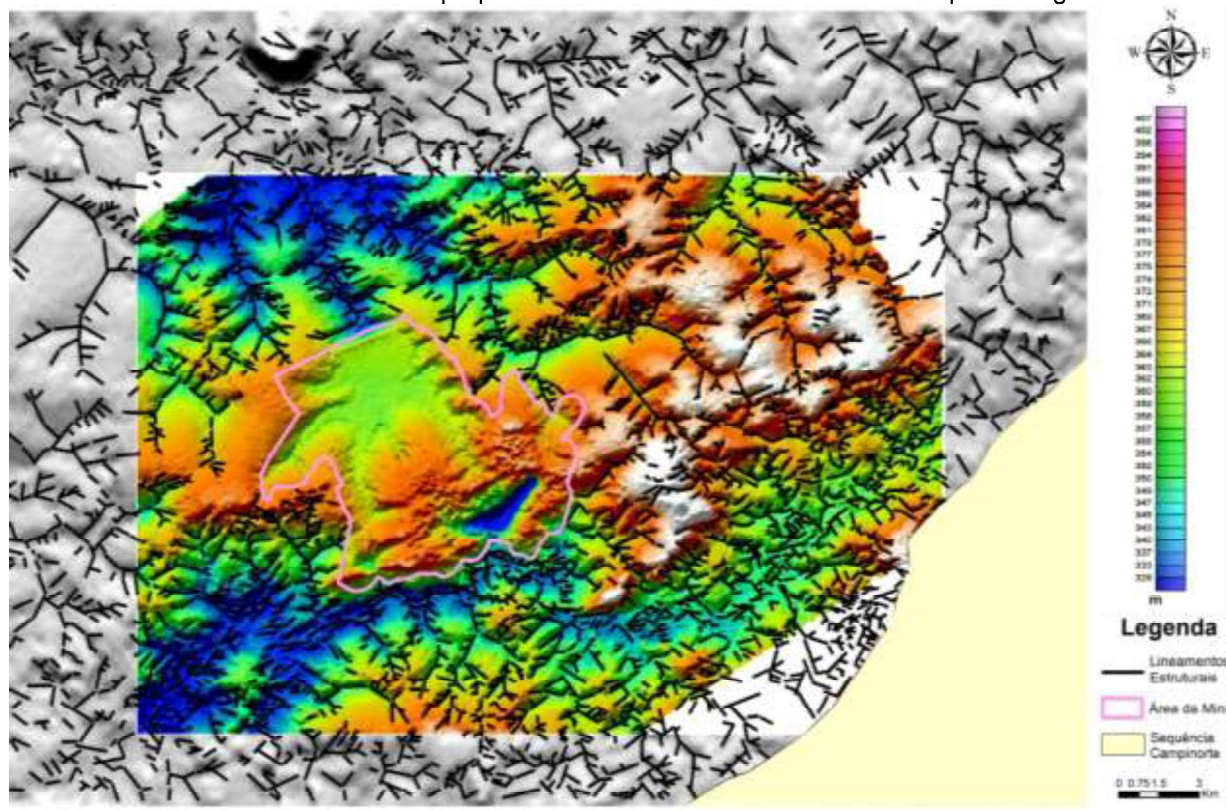
O traçado de estruturas lineares é um dos métodos que tem sido empregados para a determinação do arcabouço estrutural, principalmente em áreas afetadas por tectônica frágil (Queiroz *et al.*, 2014). Neste trabalho o termo lineamento condiz a qualquer feição linear ou curvilínea mapeável da superfície, que pode estar relacionado a falhas, fraturas ou outras estruturas (O'Leary *et al.*, 1976; Sousa & Silva, 2007).

Assim, foi realizado um levantamento de lineamentos estruturais em uma área de 368 km² a fim de obter informações que, analisadas estatisticamente, salientam um padrão na estruturação regional.

6.1.1 Lineamentos SRTM

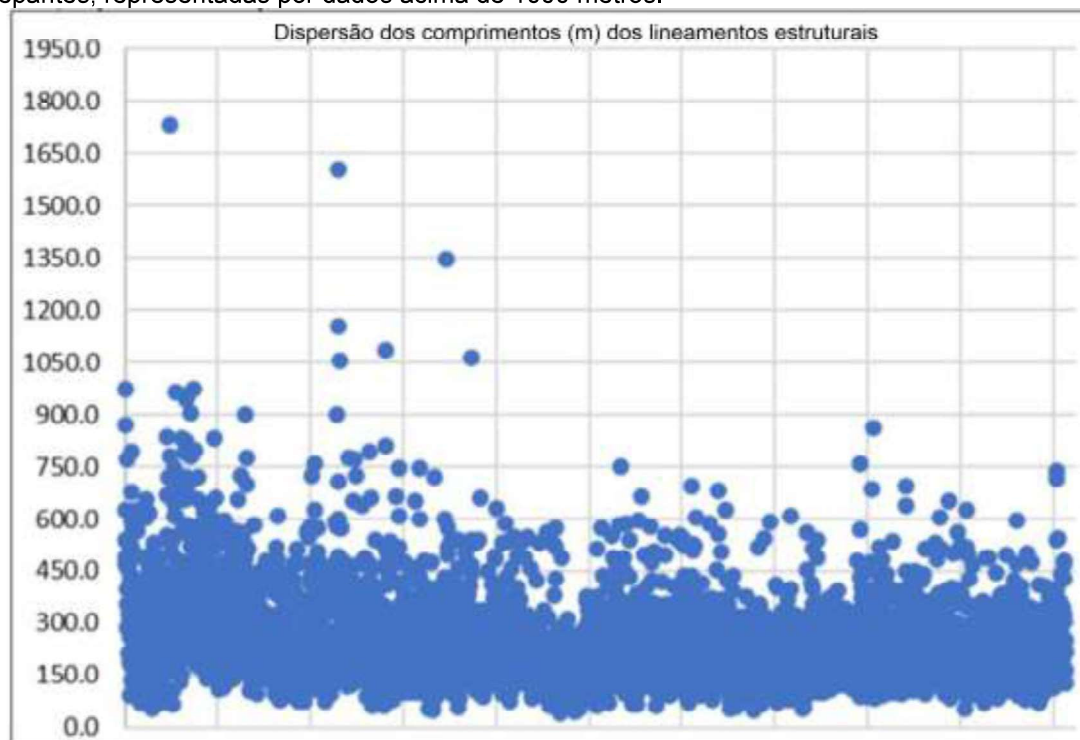
Foram traçados 4054 lineamentos estruturais regionais (figura 6.1), e suas direções azimutais foram plotadas no *software OpenStereo*, às quais foram atribuídos pesos na análise estatística direcional pela ferramenta *Azimuthfinder* disponibilizada por Queiroz *et al.* (2014). O setor sudeste em amarelo não foi considerado visto que abrange a Sequência Campinorte, a qual não é relevante para este estudo. A área da mina também não foi analisada por conter muitas estruturas artificiais como cavas e a barragem, o que pode enviesar os dados.

Figura 6.1 – Lineamentos estruturais traçados no ArcGIS (4054 ao todo) com base em imagens SRTM (resolução de 90 metros) e MDT (resolução de 5 metros). A área da mina (delimitada em rosa) e a região sudeste não foram analisadas com o propósito de obter dados mais consistentes para a região estudada.



A fim de analisar a distribuição dos dados de comprimento das estruturas foi confeccionado um gráfico de dispersão, apresentado na figura 6.2 a seguir. O primeiro quartil do conjunto é igual a 158.7 metros, o segundo 220.8 metros, e o terceiro é igual a 312.1 metros. A partir do gráfico são vistos alguns valores bastante discrepantes, os quais são representados por comprimentos acima de 1000 metros. Esses sete valores identificados, representados pelo conjunto de pontos [(197, 1733.5), (918, 1153.0), (920, 1603.9), (924, 1056.8), (1124, 1084.9), (1387, 1343.7), (1492, 1063.8)] foram excluídos por representarem um alto viés.

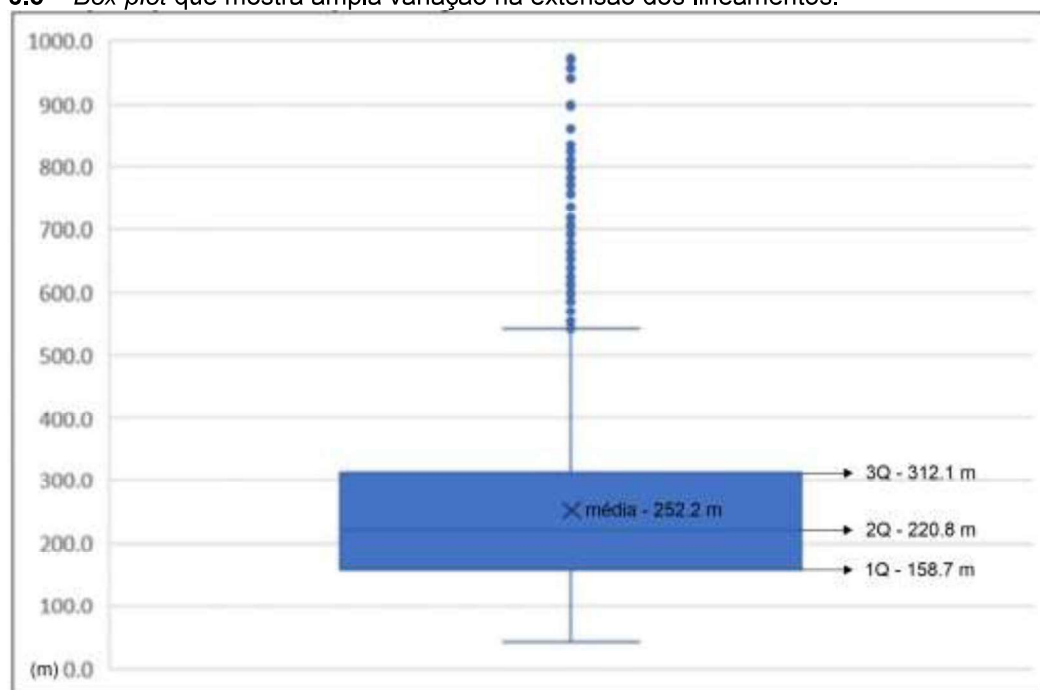
Figura 6.2 – Gráfico de dispersão com o comprimento em metros (eixo Y) dos 4054 lineamentos traçados (posição no eixo X de acordo com o número atribuído ao dado). Foram identificadas sete medidas discrepantes, representadas por dados acima de 1000 metros.



Após a retirada destes dados foi realizada nova análise, desta vez em um *box plot* (figura 6.3). A média dos valores é igual a 252.2 metros (marcada com um X na figura), e a mediana, a qual delimita o segundo quartil, é igual a 220.6 metros (representada pela linha horizontal no retângulo azul). O primeiro quartil é igual a 158.5 metros, e o terceiro 311.5 metros, não muito diferentes da primeira análise. Isso porque os valores acima de 541 metros (barra superior na figura) foram considerados discrepantes e não muito representativos da análise. É por isso também que existe proximidade entre os valores da média e mediana, o que pode indicar ausência de valores divergentes, já que estes tendem a distorcer a média se forem muito altos ou baixos com relação ao grupo de dados.

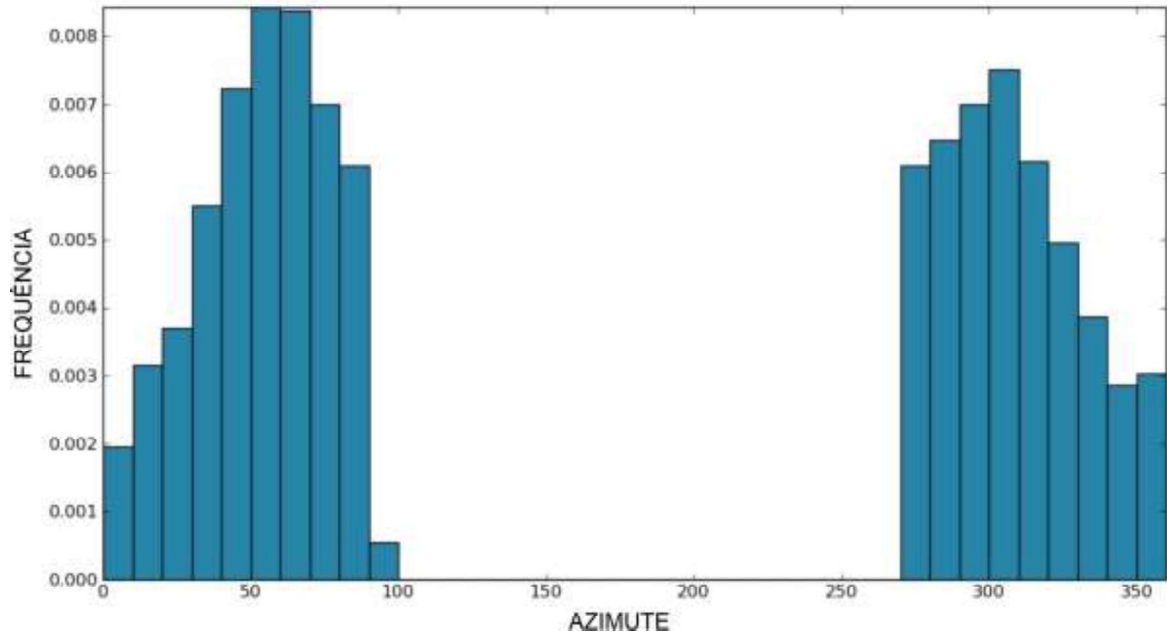
Desse modo, a fim de melhor caracterizar a representatividade dos azimutes da área, os dados foram separados e analisados em diferentes classes de comprimento.

Figura 6.3 – *Box plot* que mostra ampla variação na extensão dos lineamentos.



O histograma apresentado na figura 6.4 mostra as frequências dos lineamentos estruturais, onde predominam as direções NE-SW (40 a 80°) seguidas por direções NW-SE (280 a 310°). Estruturas E-W apresentam certa representatividade, seguidas por menor quantidade de estruturas na direção N-S.

Figura 6.4 – Histograma gerado pelo software *OpenStereo*, o qual apresenta as frequências das direções azimutais (eixo das abcissas), agrupadas em conjuntos a cada 10 graus.



Os lineamentos foram separados em quatro grupos para análise (figuras 6.5 e 6.6), representados por:

- Grupo 1: contém as estruturas do primeiro quartil ($n=1012$), onde as estruturas possuem extensão de até 158.5 metros;
- Grupo 2: engloba os valores situados entre o primeiro e terceiro quartis (158.5 a 311.5 metros), com $n=2024$,
- Grupo 3: apresenta os dados do terceiro quartil até o limite do *box plot* na figura 6.3 ($n=850$), de modo que os comprimentos estão entre 311.5 e 541 metros, e
- Grupo 4: estruturas não englobadas pelo *box plot*, com extensões entre 541 e 1000 metros de extensão ($n=161$).

É esperado que o grupo 2 seja mais representativo da região, pois metade dos valores estão neste intervalo, próximos a média e mediana. O grupo 4, apesar de seu erro alto ($\pm 9.8^\circ$), pode ser útil em mostrar qual a predominância das estruturas mais extensas, as quais estão de acordo com a tendência geral (NE-SW).

Figura 6.5 – Diagramas de Rosetas dos grupos 1 (acima) e 2 (abaixo) representativos dos lineamentos estruturais traçados, cuja extensão foi levada em consideração na análise estatística das direções. A confiabilidade é de 95%, com erros abaixo de $\pm 4.0^\circ$. O raio do diagrama mostra a frequência das estruturas, cuja máxima é de 9.09% para o grupo 1 e 8.55% para o grupo 2, ambas para NE. As médias das direções (acima do diagrama) são, respectivamente, iguais a 7.8° e 4.5° , o que demonstra que a direção NE-SW possui uma certa predominância sobre a direção NW-SE.

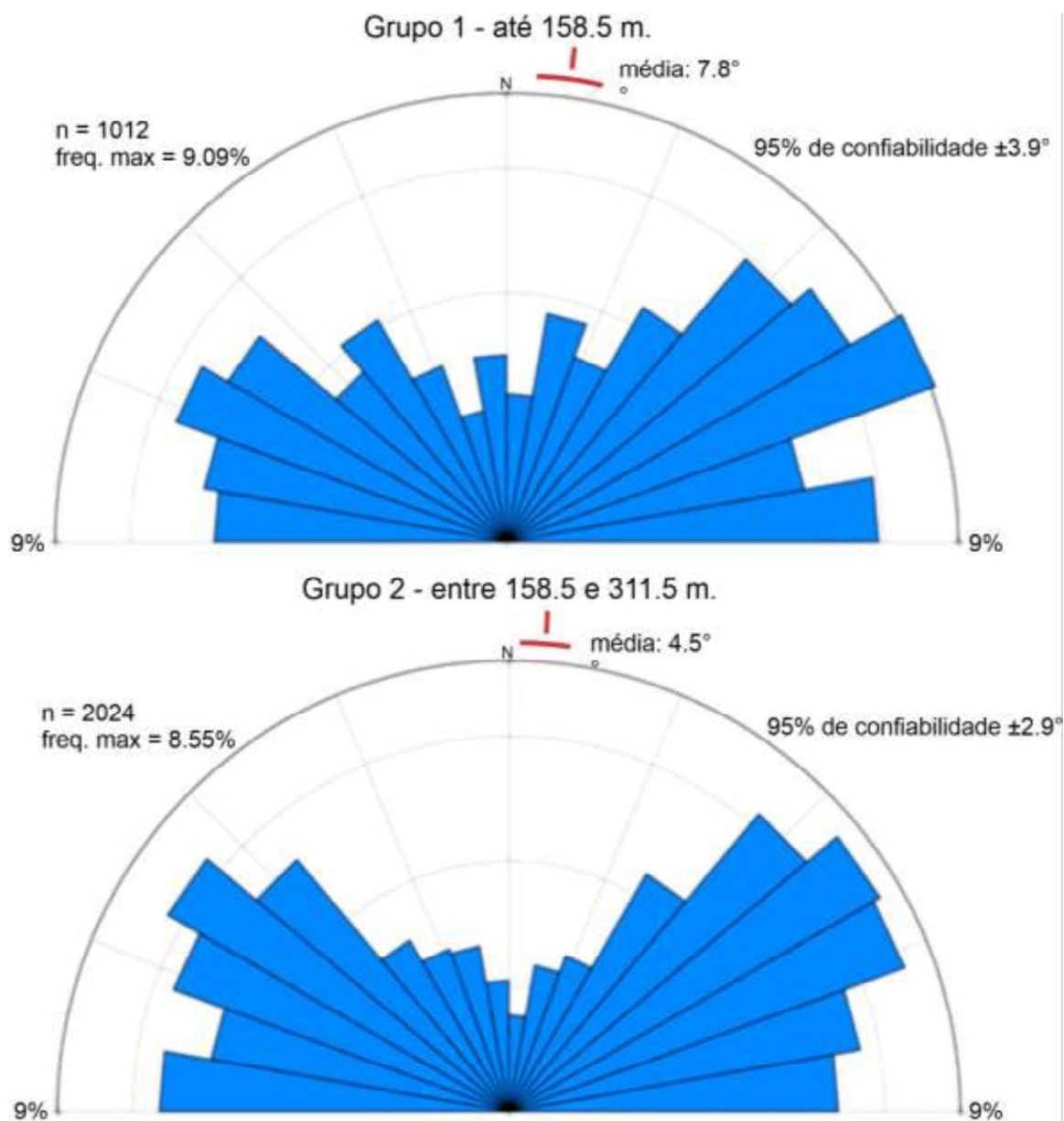
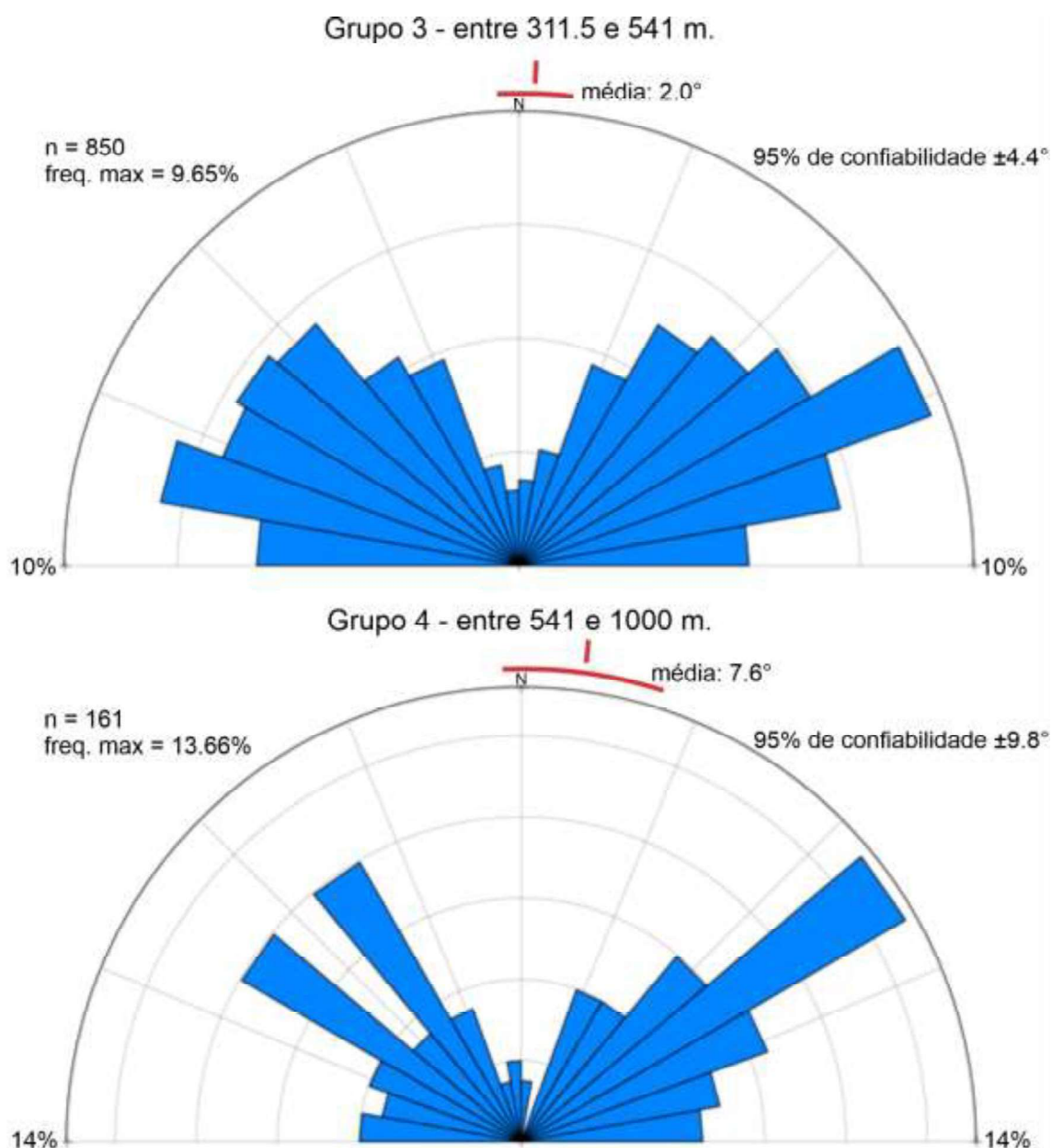


Figura 6.6 – Diagramas de Rosetas dos grupos 3 (acima) e 4 (abaixo) representativos dos lineamentos estruturais traçados, cuja extensão foi levada em consideração na análise estatística das direções. A confiabilidade é de 95%, com erro abaixo de $\pm 5.0^\circ$ para o grupo 3, mas de $\pm 9.8^\circ$ para o grupo 4, que possui menos número de dados. As frequências máximas das estruturas são maiores para estes grupos, cuja máxima é de 9.65% para o grupo 3 e 13.66% para o grupo 4, ambas para NE. As médias das direções são, respectivamente, iguais a 2.0° e 7.6° , o que também demonstra que a direção NE-SW é preferencial na área de estudo.



Através dos diagramas é notado que as estruturas regionais predominantes apresentam direções NE-SW, assim como a zona de cisalhamento Rio dos Bois (D_{n+1}), a qual foi fundamental no controle do depósito e da mineralização (Kuyumjian, 1995; Oliveira *et al.*, 2004). Além disso, também representa o direcionamento preferencial da mineralização remobilizada no evento D_{n+1} , abordada por Oliveira *et al.* (2004).

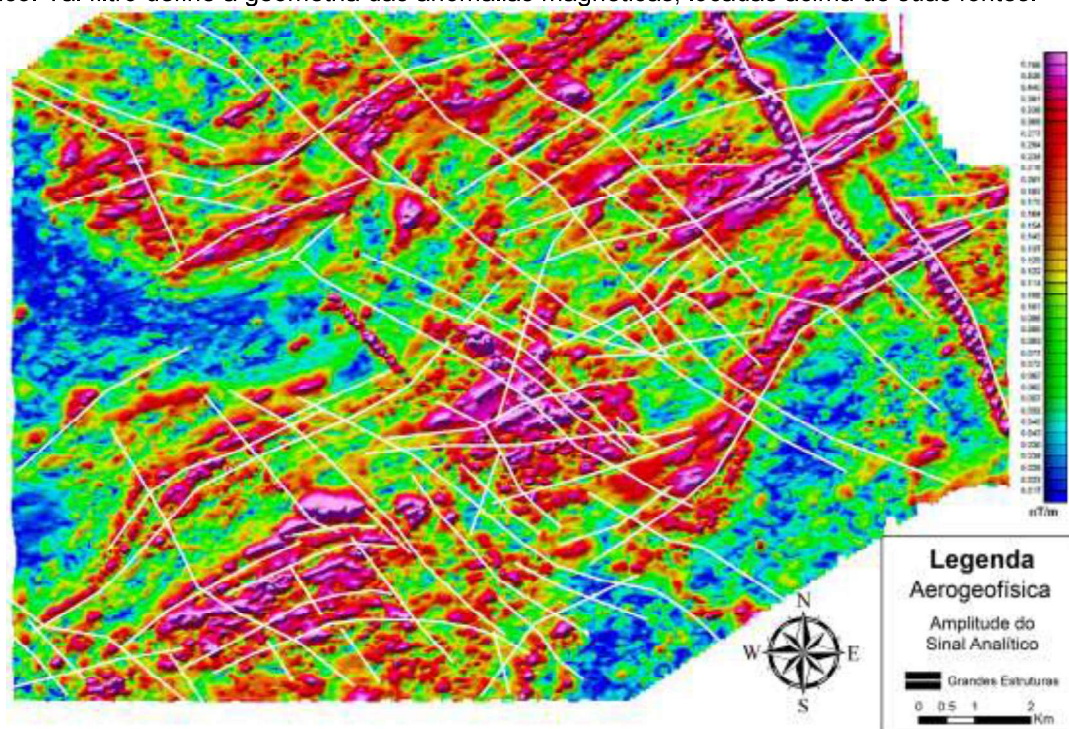
As estruturas NW-SE também são prevalecentes na região de estudo, mesma direção do encurtamento crustal ocorrido em D_n e das lineações minerais e de estiramento suscitadas pelo evento D_{n+1} , durante o qual também ocorreu remobilização de sulfetos. As intrusões de pegmatito granítico também são controladas por falhas correspondentes a essa direção preferencial (Oliveira *et al.*, 2015), mas são mais tardias (D_{n+2}), e são controladas por falhas subverticais com essa direção.

De acordo com Oliveira *et al.* (2015) as estruturas E-W e N-S estão associadas ao evento D_{n+2} , no qual foram geradas ou reativadas falhas, as quais deslocaram o corpo de minério e também remobilizaram sulfetos, além de coincidirem com as direções dos eixos de dobras abertas que configuram um padrão de domos e bacias na região. As estruturas de direção N-S são menos frequentes e expressivas na região de estudo, além de apresentarem menores comprimentos, o que configura uma menor penetrabilidade na região.

6.1.2 Lineamentos geofísicos

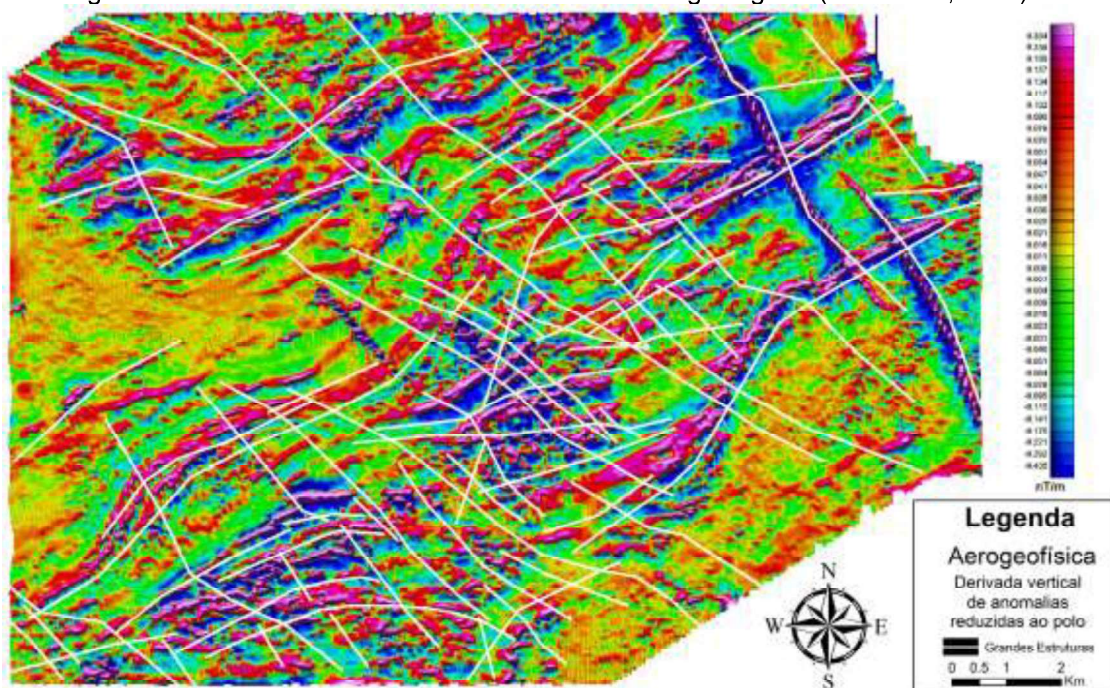
A partir das imagens de amplitude de sinal analítico e derivada vertical de anomalias reduzidas ao polo (figuras 6.7 e 6.8) foram traçados lineamentos regionais a fim de correlacionar e complementar informações acerca do arcabouço estrutural. Estes não são lineamentos magnéticos como definidos por Lowrie *et al.* (2007), os quais assinalam feições magnéticas lineares marcadas por variações no campo magnético total local, mas sim lineamentos que definem estruturas mapeáveis. Os parâmetros utilizados para a delimitação dos lineamentos geofísicos foram as quebras na continuidade de regiões anômalas, grandes contrastes e outras feições texturais bastante distinguíveis com relação ao seu entorno.

Figura 6.7 – Lineamentos geofísicos interpretados a partir de imagem com filtro de amplitude do sinal analítico. Tal filtro define a geometria das anomalias magnéticas, localizadas acima de suas fontes.



Fonte: A autora, a partir de produtos do acervo interno da Lundin Mining (2021).

Figura 6.8 – Lineamentos geofísicos interpretados a partir de imagem de derivada vertical das anomalias reduzidas ao polo, o que reflete a disposição de fontes mais rasas no sistema, cujas máximas amplitudes do sinal magnético são centralizadas sobre o centro das fontes geológicas (Melo *et al.*, 2011).



Fonte: A autora, a partir de produtos do acervo interno da Lundin Mining (2021).

Através das imagens é possível ver claramente que o padrão dos lineamentos geofísicos apresenta forte vínculo com as direções regionais prevalecentes na região (NE-SW e NW-SE), apoiadas pela literatura e averiguadas na análise dos lineamentos estruturais regionais no item anterior.

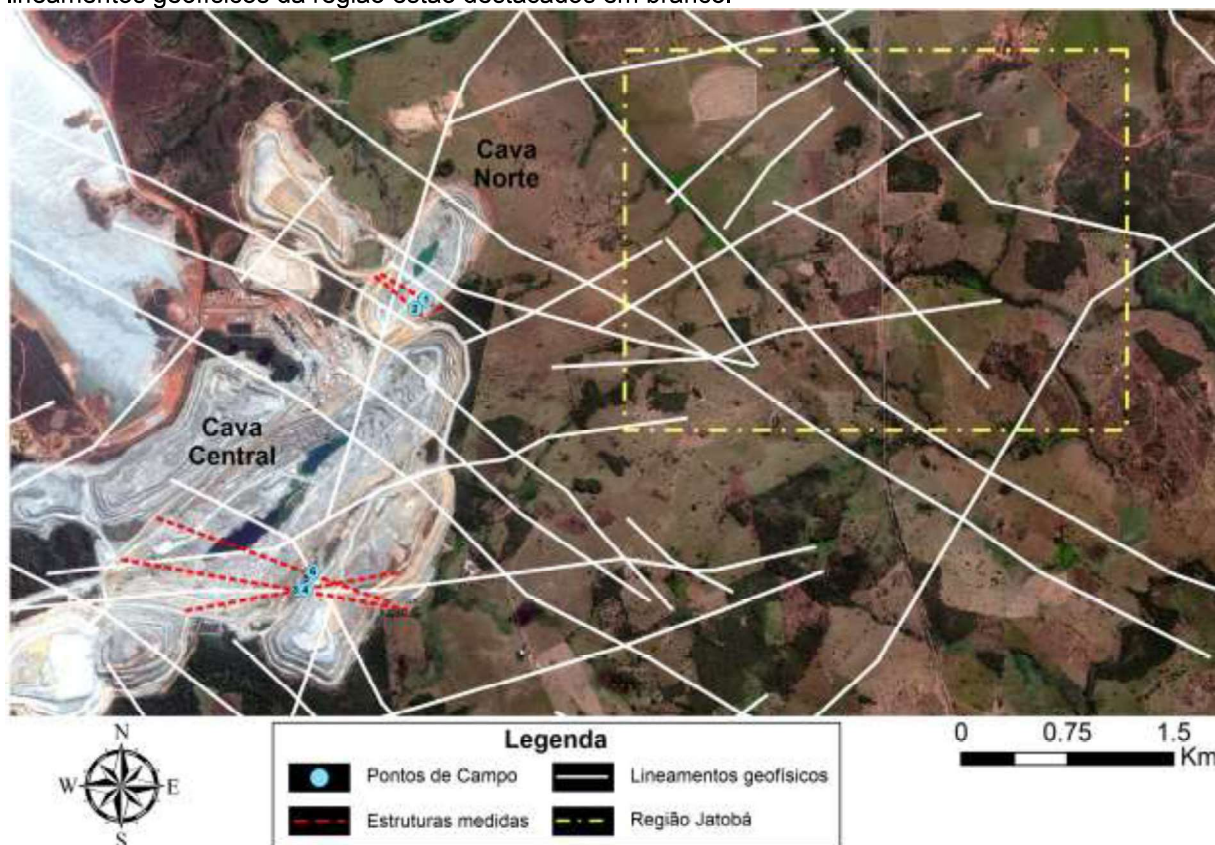
Oliveira *et al.* (2004) afirmam que a zona mineralizada foi remobilizada para as zonas de charneira com *trend* estrutural dos eixos na direção N10-30E e flancos de dobras isoclinais com mergulho para oeste. Oliveira *et al.* (2015) apontam a ocorrência de metadioritos juvenis e intrusão de diques pegmatíticos com direções N40–60°W, mais tardios, e que a remobilização de sulfetos (pirita e calcopirita) e cristalização de carbonatos em zonas dilatantes são controladas por falhas e juntas subverticais com direções E-W e N-S.

Pode ser observado o fato de que as zonas de coloração vermelho a rosa correspondentes a anomalias magnéticas mais intensas apresentam maior número de lineamentos traçados, enquanto que nas zonas azuis, que representam zonas com baixa intensidade (ou ausência) de anomalias, praticamente não existem traçados. Este fato pode representar um controle estrutural que atuou principalmente nas áreas representadas por altos magnéticos, de modo que os lineamentos podem ressaltar estruturas relacionadas a eventos de remobilização de sulfetos ocorridos em D_{n+1} e D_{n+2} , descritos por Oliveira *et al.* (2004) e Oliveira *et al.* (2015). Assim, o depósito de Chapada possui um forte controle estrutural regional.

6.2 ESTRUTURAS DE CAMPO

Foram realizadas visitas de campo com o objetivo de obter medidas estruturais que refletissem de alguma forma os lineamentos traçados nas imagens de satélite. A figura 6.9 apresenta a região Jatobá (destacada em amarelo) e os pontos visitados nas cavas (em azul), além dos lineamentos geofísicos apresentados na seção anterior.

Figura 6.9 – Localização da região Jatobá (destacada em amarelo) e cavas da mina de Chapada com os pontos de campo plotados (em azul), além das direções de estruturas medidas (em vermelho). Os lineamentos geofísicos da região estão destacados em branco.



Fonte: A autora (2021).

As estruturas medidas não foram definidas quanto ao seu tipo (fraturas, falhas, juntas, etc.), pois tal caracterização não compete ao escopo deste trabalho, de modo que são necessários mais estudos na área para este detalhamento.

Na Cava Norte (em destaque na figura 6.10) foram observadas estruturas de grande porte que interceptam a cava na direção geral NW-SE, aderentes aos lineamentos geofísicos traçados para a área. As rochas aflorantes adjacentes às estruturas estão muito mais fraturadas com alguns planos lisos expostos, como visto na figura abaixo, que mostra o lado NW (à esquerda) e SE (à direita) da cava. As medidas estruturais da Cava Norte para estas grandes estruturas são N60W/70NE (ponto 1) e N50W/80NE (ponto 2).

Figura 6.10 – Estrutura medida no ponto 2 da Cava Norte (N50W/80NE). À esquerda é vista a estrutura na bancada NW da cava, e à direita (bancada SE) a continuidade do plano com rochas mais fraturadas e feições planares. A direção da estrutura é aderente às direções dos lineamentos medidos (no detalhe).



As figuras 6.11 e 6.12 apresentam estruturas observadas na Cava Central (vista no destaque em ambas as imagens). Apesar de as estruturas medidas não se mostrarem exatamente coerentes com os lineamentos delimitados por imagens geofísicas como ocorrido na Cava Norte, ainda assim elas apresentam certo reflexo das direções gerais dos lineamentos traçados. A figura 6.11 (ponto 3) mostra uma estrutura de direção aproximadamente leste-oeste (S80W/70NW), direção dos eixos das dobras que configuram o padrão de domos e bacias e das falhas e juntas que atuaram em processos de remobilização de sulfetos (Oliveira *et al.*, 2015).

Figura 6.11 – Estrutura mensurada no ponto 3 da Cava Central (S80W/70NW). A região é mais fraturada que o entorno e a estrutura é marcada por feições planares subverticais. A estrutura medida está de acordo com o lineamento definido para a área, de direções aproximadamente E-W.



Na figura 6.12 a seguir a estrutura subvertical medida apresenta mergulho rumo NNE, mas em alguns planos foram constatados caimento sentido SSW. Estas variações podem ocorrer devido ao alto ângulo de mergulho e interferência de planos de fraturas presentes no talude. A estrutura apresenta certa aderência aos lineamentos traçados nas áreas ao centro e NE da Cava Central (em destaque na figura).

Figura 6.12 – Estrutura medida na Cava Central (N70W/80NE) no ponto 6, com pequenas variações devido ao alto ângulo de mergulho e interferência de famílias de fraturas. Ocorre certa coerência com os lineamentos delimitados, apesar de não tão certos quanto as estruturas mensuradas na Cava Norte.



Não foram medidas estruturas na região Jatobá em virtude da falta de afloramentos presentes na região. As informações da área são predominantemente provenientes de furos de sondagem.

A partir destes resultados é possível afirmar que na região do depósito de Chapada os lineamentos delimitados por imagens geofísicas apresentam uma estreita relação com as estruturas dominantes na área (NE-SW e NW-SE), as quais puderam ser vistas em escala de campo. Além disso, tais lineamentos podem estar relacionados a estruturas que controlam a arquitetura do depósito e condicionam a remobilização da mineralização.

6.3 IMPLICAÇÕES PARA A REGIÃO JATOBÁ

A partir dos resultados apresentados e com apoio da literatura (Kuyumjian, 1995; Oliveira *et al.*, 2004; 2015) foi sintetizada a tabela 1 abaixo, a qual apresenta os eventos deformacionais principais relacionados às direções das estruturas estudadas no presente trabalho.

Tabela 1 – Síntese dos eventos deformacionais relevantes para este trabalho, com seus consequentes efeitos e direcionamento predominante.

Evento deformacional	Efeitos	Direção
D_{n+1}	Zona de cisalhamento Rio dos Bois Remobilização de sulfetos	NE-SW
D_{n+1}	Lineação mineral e de estiramento Remobilização de sulfetos	NW-SE
D_{n+2}	Intrusões pegmatíticas controladas por falhas	NW-SE
D_{n+2}	Geração e reativação de falhas Remobilização de sulfetos Cristalização de carbonatos Direções dos eixos do padrão domos e bacias	E-W e N-S

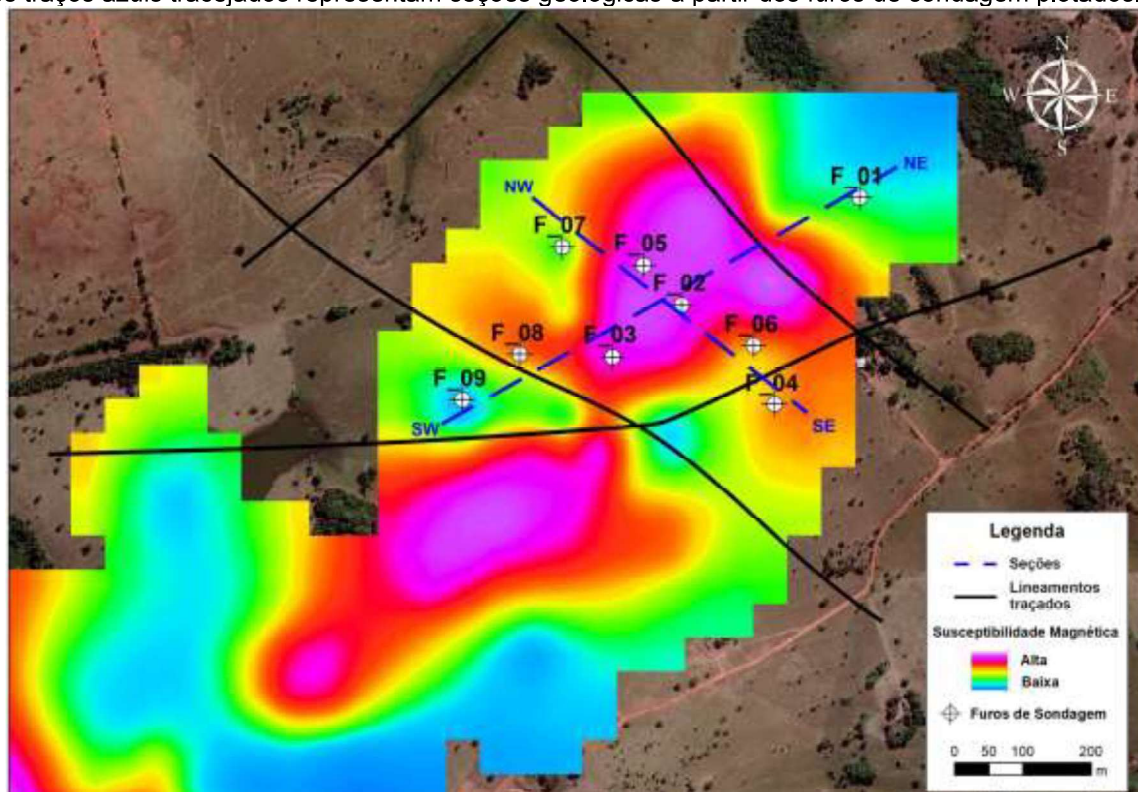
A tabela mostra que em ambas as fases D_{n+1} e D_{n+2} ocorreu remobilização de sulfetos, além de apresentar elementos relacionados às direções predominantes (NE-SW e NW-SE) e direções subordinadas (E-W e N-S). Além disso, os eventos resultaram em feições estruturais que controlam o arcabouço geológico e, consequentemente, condicionam a mineralização. É possível que tais estruturas possam ter desempenhado um papel importante nas remobilizações e concentrações minerais. Como visto no capítulo 3, a região Jatobá apresenta mineralização disseminada no plano de foliação, mas também associada a estruturas tardias, como vênulas, veios e brechas. Tais reconcentrações podem ter ocorrido durante eventos de remobilização local de sulfetos a partir de rochas encaixantes mineralizadas.

Na figura 6.13 os lineamentos geofísicos (delineados em preto) apresentam as direções mostradas na tabela 1, e também coincidem com algumas feições do relevo, como drenagens. A fim de correlacionar estas estruturas com a mineralização na área,

foi gerado um modelo interpolado com dados de susceptibilidade magnética provenientes de furos de sondagem. Mais adiante são apresentadas as seções NW-SE e SW-NE evidenciadas na figura (linha azul tracejada).

A região apresenta uma anomalia magnética intensa, assim como altos valores de susceptibilidade magnética (representados por cores quentes), visto que a área é marcada pela presença de magnetita, mineral definido como ferromagnético. A imagem mostra que a susceptibilidade magnética é interceptada e/ou delimitada em algumas regiões por lineamentos geofísicos. Assim, a disposição da magnetita (bastante associada a calcopirita na região) está amplamente vinculada ao arcabouço estrutural, o qual também condiciona elementos geomorfológicos da área, como drenagens encaixadas.

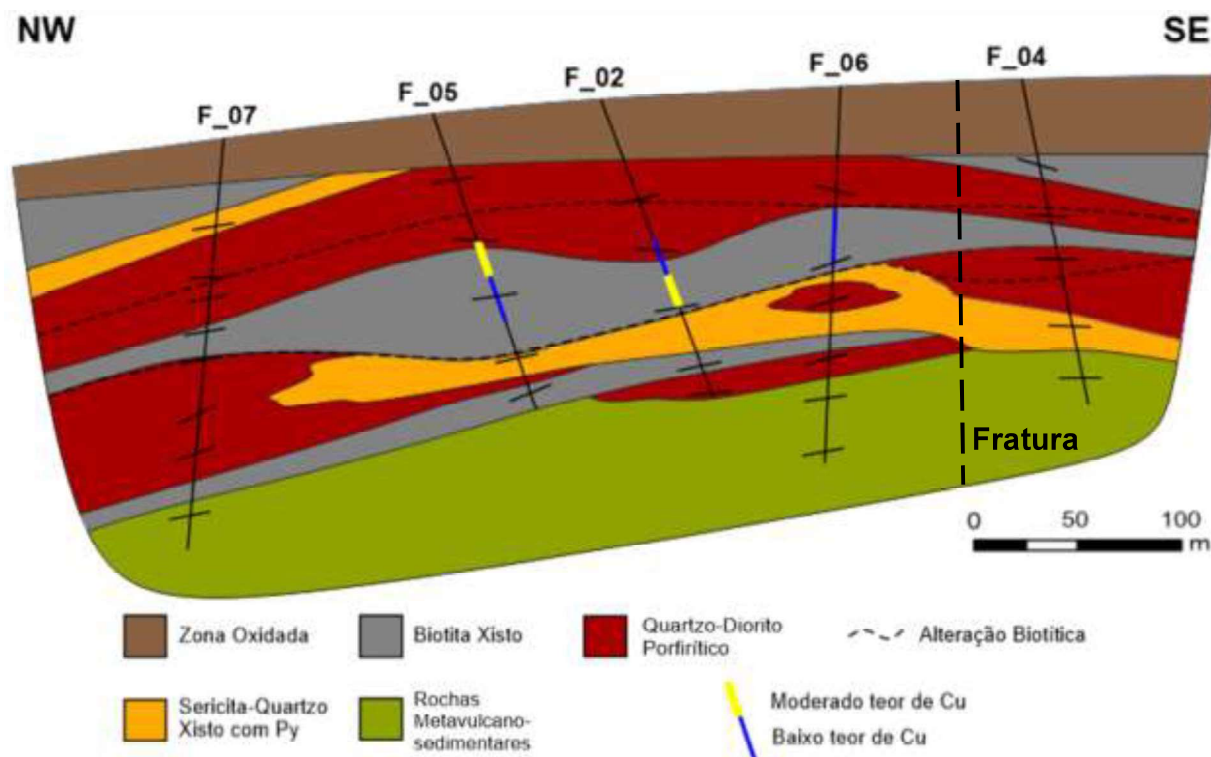
Figura 6.13 – Interpolação das medidas de susceptibilidade magnética, onde as cores quentes representam valores mais altos. Os traços pretos representam os lineamentos geofísicos traçados na área, e os traços azuis tracejados representam seções geológicas a partir dos furos de sondagem plotados.



A seção NW-SE na figura 6.14 apresenta as rochas da região configuradas em uma anticlinal aberta de eixo NE-SW, com medidas de foliação plotadas nos furos de

sondagem, as quais representam as médias das foliações calculadas a cada 25 m de profundidade. As mineralizações mostradas na seção estão relacionadas às regiões com valores de SM mais altos (nas zonas de charneira), como visto na figura anterior. Como visto no capítulo 3, a calcopirita (mineral de minério) está principalmente disseminada nos planos de foliação, mas também está associada a estruturas presentes em biotita xistos e quartzo-dioritos porfíricos. A magnetita, principal mineral da região com altos valores de SM, ocorre bastante associada a calcopirita, fato que corrobora com as informações aqui integradas. Um dos lineamentos intercepta a região entre os furos F_06 e F_04, de maneira que pode ter apresentado alguma influência na continuidade da mineralização, a qual não ocorre no furo de sondagem F_04. Como tal lineamento representa uma estrutura que não desloca as camadas, esta pode ser caracterizada como uma fratura.

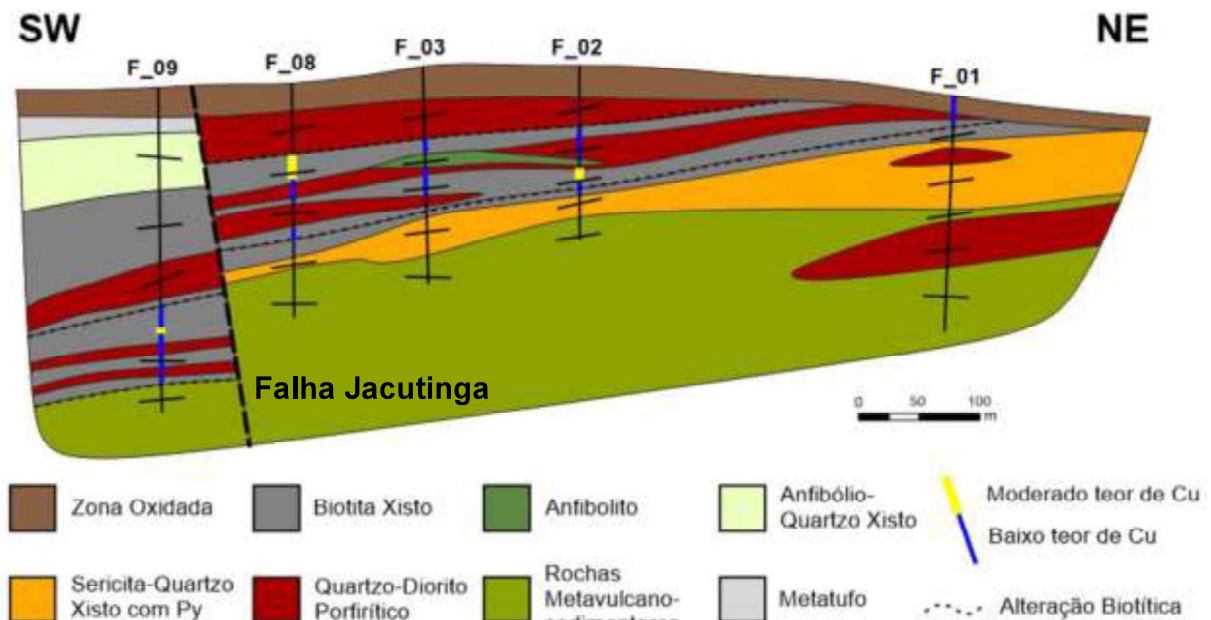
Figura 6.14 – Seção NW-SE da região Jatobá, que evidencia uma anticlinal aberta com eixo na direção NE-SW. As médias das foliações estão plotadas nos furos, coerentes com as direções das camadas. Os teores de cobre estão localizados na região mais central, próxima à zona de charneira, onde a interpolação da susceptibilidade magnética apresenta maiores valores.



Fonte: Acervo interno da Lundin Mining.

A figura 6.15 mostra a seção SW-NE, direção bastante expressiva no depósito de Chapada. As médias das foliações também estão plotadas, as quais foram calculadas a cada 25 metros de profundidade. As camadas mergulham para SW, mas algumas foliações do furo de sondagem F_09, à esquerda, são sub-horizontais ou discordantes do mergulho predominante. Tal fato pode ser decorrente da atuação da falha oblíqua Jacutinga, a qual ocorre entre os furos de sondagem F_09 e F_08. É observado que a falha desloca a mineralização na área, a qual se aprofunda no bloco mais baixo a SW. Esta falha também intercepta e desloca a superfície interpolada da susceptibilidade magnética na direção NW-SE, como visto na figura 6.13, e é demarcada por um lineamento geofísico. Outro lineamento com aproximadamente a mesma direção delimita a interpolação de susceptibilidade magnética a NE. Assim, as estruturas presentes na área (muitas vezes marcadas por lineamentos) condicionam a geometria da mineralização na região Jatobá, seja delimitando ou deslocando o corpo mineralizado.

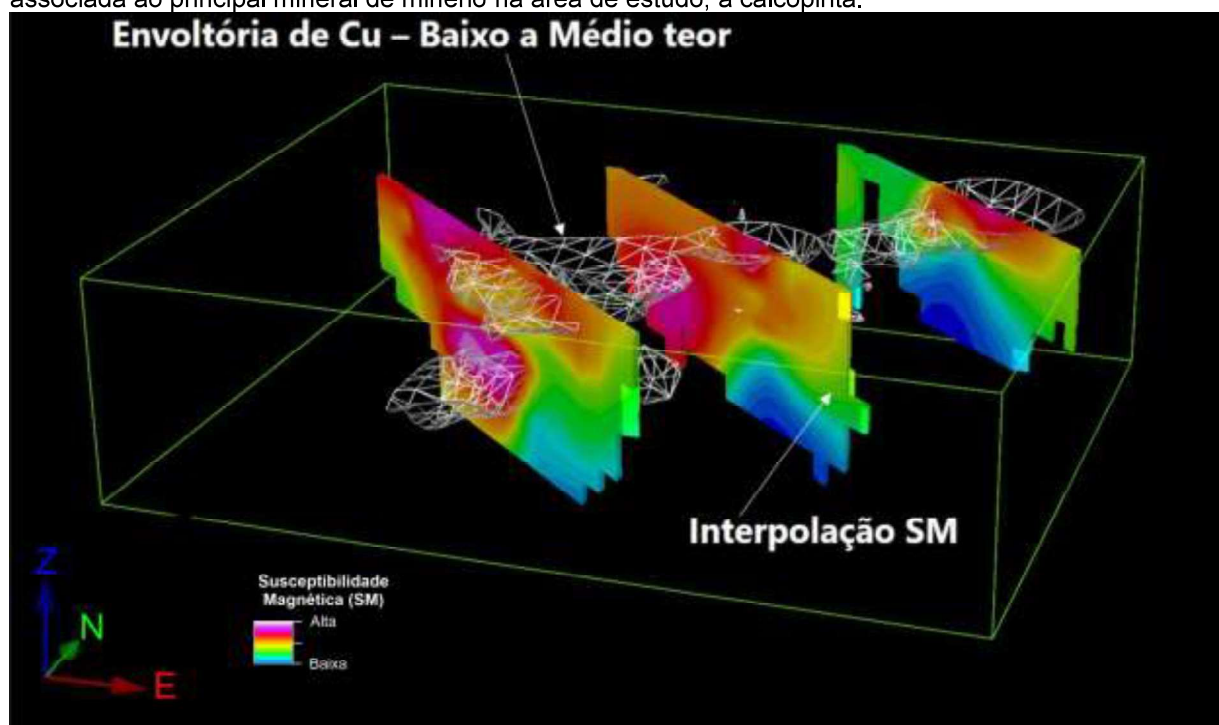
Figura 6.15 – Seção SW-NE da região Jatobá, truncada e deslocada pela falha Jacutinga, a qual aprofunda a zona mineralizada a SW. Um dos lineamentos traçados delineia esta falha. Outro lineamento traçado passa um pouco à esquerda de F_01, onde a mineralização aflora. Este delineamento foi aderente à interpolação de susceptibilidade magnética, cujo limite apresenta aproximadamente a mesma direção.



Fonte: Acervo interno da Lundin Mining.

A figura 6.16 a seguir evidencia a estreita relação entre a mineralização (representada principalmente por calcopirita) e a susceptibilidade magnéticas (cujos valores refletem majoritariamente a quantidade de magnetita presente no sistema). O corpo alongado na direção NE-SW representa uma envoltória de baixos a médios teores de Cu (%), interceptados por seções NW-SE do modelo de susceptibilidade magnética. O corpo de minério cruza estas seções em pontos de altos valores de SM (cores quentes), o que ratifica a forte correlação entre a calcopirita e a magnetita na região de estudo, de modo que a susceptibilidade magnética é um ótimo indicador de zonas mineralizadas.

Figura 6.16 – Envoltória do corpo de minério interpolado a partir de teores de cobre para a região Jatobá interceptado por seções da interpolação de susceptibilidade magnética. O teor de cobre é bastante relacionado aos altos valores de susceptibilidade provenientes da presença de magnetita, a qual está associada ao principal mineral de minério na área de estudo, a calcopirita.

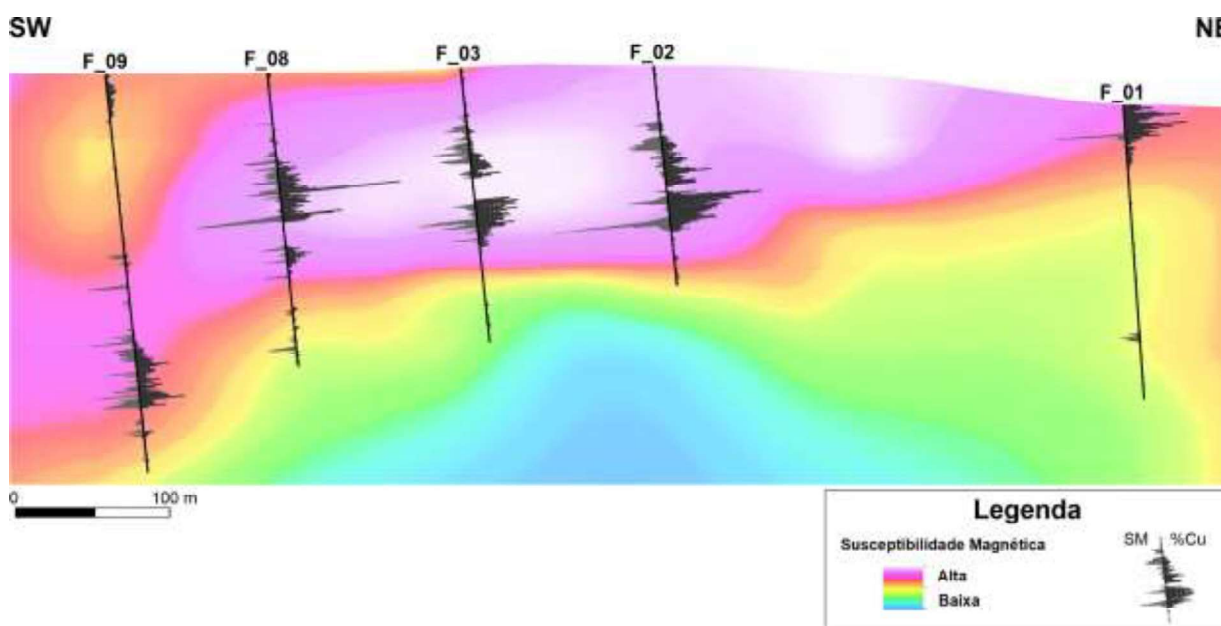


Fonte: A autora (2021).

Tais informações também foram organizadas na forma de *striplogs* (figura 6.17), plotados na mesma seção SW-NE mostrada na figura 6.15, mas com a interpolação de susceptibilidade magnética ao fundo, além da localização das mensurações estarem locadas diretamente nos furos. A partir desta imagem também é observada a interferência

da falha e o deslocamento da mineralização, cujos teores de Cu são apresentados em preto, à direita dos furos. Os picos de teores e contatos entre zonas mineralizadas e estéreis são marcados por picos de valores de SM. Desse modo, mais uma vez é validada a correlação entre a mineralização, representada pelos teores de cobre, e a susceptibilidade magnética, caracterizada pela presença de magnetita. Ambos os parâmetros aparecem alongados de acordo com a direção regional NE-SW, e interceptados por direções NW-SE, os quais representam estruturas predominantes que controlam o depósito.

Figura 6.17 – *Striplogs* dos teores de cobre (a direita) e da susceptibilidade magnética (à esquerda) de furos de sondagem da seção SW-NE, vista anteriormente. Tais dados são plotados em uma das seções da interpolação de susceptibilidade magnética. É observada a falha (onde um lineamento geofísico também foi traçado em superfície) que marca um deslocamento do teor de cobre e dos valores de susceptibilidade magnética. Tal figura respalda a estreita relação entre a magnetita e a calcopirita na região Jatobá.



Fonte: A autora (2021).

Desse modo, na região de Chapada, as estruturas NW-SE delineadas e associadas aos dois últimos eventos de deformação D_{n+1} e D_{n+2} podem estar relacionadas a grandes estruturas como fraturas ou a falhas. Porém, não houveram evidências o suficiente para a caracterização destas, mas é um ponto interessante a ser desenvolvido. Existe também a influência de estruturas E-W (D_{n+2}).

Na região Jatobá estas estruturas NW-SE também podem estar correlacionadas a fraturas e falhas, como a falha Jacutinga (mapeada pela equipe de Geologia de Exploração), que desloca a continuidade do corpo de forma oblíqua, visto tanto em seção quanto em planta. As interpolações de teor de cobre e de susceptibilidade magnética apresentam a direção principal NE-SW, associada a fase D_{n+1} neste trabalho. Assim, as estruturas NW-SE que afetam este corpo podem estar relacionadas primordialmente ao último evento tectônico (D_{n+2}).

7 CONCLUSÕES

Este estudo permite as seguintes considerações finais:

- A extração de lineamentos estruturais a partir de imagens de satélite e feições geomorfológicas é uma alternativa satisfatória em pesquisas regionais, pois este tipo de produto pode refletir o arcabouço estrutural de uma localidade.
- Lineamentos definidos a partir de contrastes e deslocamentos apresentados por altos magnéticos em imagens geofísicas obtidas por aeromagnetometria podem ser reflexo de estruturas mapeáveis em campo (falhas, juntas ou fraturas), as quais muitas vezes condicionam a disposição de acumulações minerais.
- As estruturas traçadas neste estudo apresentam direcionamento preferencial NE-SW e NW-SE, e estão principalmente correlacionadas às fases de deformação D_{n+1} e D_{n+2} , durante as quais ocorreu remobilização e concentração de sulfetos e geração e/ou reativação de falhas.
- A região Jatobá apresenta mineralização bastante associada a magnetita, de modo que a susceptibilidade magnética é um bom indicador de zonas mineralizadas na área de estudos.
- Na região Jatobá a geometria do modelo de susceptibilidade magnética (e consequentemente do corpo mineralizado) está de acordo com a disposição de estruturas aderentes aos lineamentos geofísicos.
- É pertinente a correlação com outras regiões do depósito, de modo que existe oportunidade para outros trabalhos ou aprofundamento do assunto na região de estudos a partir do cruzamento com outros produtos geofísicos de maior detalhe, como métodos eletromagnéticos e polarização induzida (cargabilidade e resistividade).

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABM - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE METALURGIA, MATERIAIS E MINERAÇÃO. **Crescimento na produção de carros elétricos deve aumentar demanda por metais não-ferrosos**. Disponível em: <https://www.abmbrasil.com.br/noticia/crescimento-na-producao-de-carros-eletricos-deve-aumentar-demanda-por-metais-nao-ferrosos>. Acesso em:
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. **Províncias Estruturais Brasileiras**. Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste. Campina Grande, PB. Novembro, 29 p, 1977.
- ALVES, E.D.L.; VECCHIA, F.A.S. 2011. **Análise de diferentes métodos de interpolação para a precipitação pluvial no estado de Goiás**. In: Acta Scientiarum. Human and Social Sciences, 33(2), 193-197.
- ANA – AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. **Região Hidrográfica Tocantins-Araguaia**. Disponível em: <https://www.ana.gov.br/as-12-regioes-hidrograficas-brasileiras/tocantins-araguaia>. Acesso em: 15 de abr. de 2020.
- ARANTES, D.; BUCK, P.S.; OSBOURNE, G.A.; PORTO, C.G. **A sequência vulcano-sedimentar de Mara Rosa e mineralizações auríferas associadas**. Boletim Informativo da SBG, Núcleo Centro Oeste, p.27-40. 1991.
- BISPO-SANTOS, F. 2012. Estudo paleomagnético de unidades Paleoproterozoicas do Cráton Amazônico. Tese de Doutorado, IAG-USP, Departamento de Geofísica, São Paulo, SP, 253 p.
- CÂMARA, G.; MEDEIROS, J.S. 1998. **Geoprocessamento para projetos ambientais**. 2 ed. revisada e ampliada. INPE. São José dos Campos, SP.
- CARNEIRO, A.A.O.; TOUSO, A.T.; BAFFA, O. Avaliação da susceptibilidade magnética usando uma balança analítica. Quím. Nova. 2003, vol.26, n.6, pp.952-956.
- CLIMATE-DATA. *Alto Horizonte Climate*. Disponível em: <https://en.climate-data.org/south-america/brazil/goias/alto-horizonte-312695/>. Acesso em: 15 de abr. de 2020.
- COSTA, G. K. M. **Petrografia e hidrotermalismo no depósito de Cu-Au de Chapada, Arco Magmático de Mara Rosa (GO): o exemplo da região Jatobá**. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Geologia) – Instituto de Geociências, Departamento de Geologia Aplicada, Universidade Federal da Bahia. Salvador, 2020.
- CRESSIE, N. 1991. **Statistics for spatial data**. New York: John Wiley and Sons Inc.
- DANTAS, E.L.; JOST, H.; FUCK, R.A.; BROD, J.A.; PIMENTEL, M.M.; MENESES, P.R. 2001. **Proveniência e idade deposicional de sequências metavulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotrópicos SM-ND e U-PB em monocrystal de Zircão**. Revista Brasileira de Geociências. 31 (3): 329-334.
- DELLA GIUSTINA, Maria Emilia Schutesky. **Geologia e geocronologia da sequência vulcano-sedimentar Campinorte e do complexo Uruaçu, Província Tocantins**. 106 f. Dissertação (mestrado). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
- DENTITH, M.; MUDGE, S. T. **Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist**. New York. Cambridge University Press. 2014. p. 438.
- ESRI. ArcGIS for Desktop. 2020. How kriging works. Disponível em: <https://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/tools/3d-analyst-toolbox/how-kriging-works.htm>. Acesso em: 28 dez. 2020.
- EVERETT, M.E. Near-surface applied geophysics. 1 ed. Cambridge University Press, 2013.

- FUCK, R.A. 1994. **A faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins**. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Brasília, 1994. *Anais...* Brasília, SBG, p.184-187.
- FUCK, R.A.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; PEDROSA-SOARES, A.C. 1993. **As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco**. In: J.M.L. Dominguez & A. Misi (eds). O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, Salvador, p. 161-186.
- FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; D'EL REY SILVA, L. J. H. **Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário de Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos...* Balneário de Camboriú: SBG-RJ, 1994. p. 215-217.
- GOOVAERTS, P. Geostatistics for natural resources evaluation. New York: Oxford University Press, 483 p., 1997.
- GRANT, F.S. & WEST, G.E. 1965. Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw-Hill, New York.
- HANSEN, R.O., RACIC, L.; GRAUCH, V.J.S. 2005. Magnetic methods in near-surface geophysics: in Butler, D.K.: Near Surface geophysics: Society of Exploration Geophysicists, in press. *The historical development of the magnetic method in exploration*.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. **Geochemical characteristics of collision-zone magmatism**. In: **Collision Tectonics**. Geological Society, London, Special Publication, v.19, p. 67-81. 1986.
- HENGL, T. 2007. **A practical guide to geostatistical mapping of environmental variables**. JRC Scientific and Technical Reports. Institute for Environment and Sustainability.
- HOFF, R.; NETO, A.C.B.; ROLIM, S.B.A. 2002. **Contribuição do Estudo Aeromagnetométrico e de Imagens Orbitais (TM LANDSAT 5) ao Conhecimento do Arcabouço Geológico do Distrito Fluorítico de Santa Catarina (Brasil) e suas Implicações para a Prospecção de Fluorita**. In: Pesquisas em Geociências, 29(2): 37-52. Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, RS – Brasil.
- IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, 2017. *Município de Alto Horizonte, Goiás*. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/go/alto-horizonte/panorama>. Acesso em: 23 de mai. de 2020.
- ILHA, L. M. 2017. Levantamento magnetométrico em sequência metaultramáfica mineralizada em cromita, São Sepé (RS). Tese (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP. Rio Claro, SP. 2017.
- JORDANOVA, D.; et al. 2007. Changes in mean magnetic susceptibility and its anisotropy of rock samples as a result of alternating field demagnetization. *Earth and Planetary Science Letters*, 255, p. 390–401.
- JUNGES, S.L. **Caracterização geoquímica e isotópica da Faixa Oeste da Sequência Vulcanossedimentar de Mara Rosa**. 1998. 120 f. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1998.
- JUNGES, S.L.; PIMENTEL, M.M.; MORAES, R. **Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt**. *Precambrian Research*, v. 117 (1-2), p. 101-108, 2002.
- JUNGES, S. L.; PIMENTEL, M.M.; DANTAS, E.L.; LAUX, J.H. **New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: two hundred million years of arc building**. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4., 2003, Salvador. Short Papers. Salvador: CBPM; IRD, v. 1, p. 198-201. 2003.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. (2002) **An introduction to geophysical exploration**. 3rd ed. Blackwell Science, Oxford.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **Geofísica de exploração**. Tradução de Maria Cristina Moreira Coelho. São Paulo: Oficina do Texto, 438p. 2009.
- KUYUMJIAN, R. M. **The geochemistry and tectonic significance of amphibolites from the Chapada sequence, central Brazil**. 1989. 289 f. Thesis (PhD) - University of London, London, 1989.

- KUYUMJIAN, R.M. 1994. **A sequência Mara Rosa na região de Chapada, Goiás.** In: SBG, Núcleo Brasília. *Bol. Informativo*. 17(1-2): 14-38.
- KUYUMJIAN, R.M. **Diversity of fluids in the origin of the Chapada Cu–Au deposit, Goiás.** *Revista Brasileira de Geociências*, v.25 (3), p.203–205, 1995.
- LACERDA FILHO, V.J.; RIBEIRO, P.S.E.; RIBEIRO FILHO, W.; DARDENNE, M.A. 1999. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.** Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal. Escala 1:500.000. Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético Sistemático. CPRM/METAGO S.A./UnB.
- LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics.** 2 ed. New York, Cambridge University, 2007.
- MANUAL TÉCNICO DA VEGETAÇÃO BRASILEIRA. Rio de Janeiro: IBGE, 1992. 92 p. (Manuais técnicos em geociências, n. 1). Disponível em: http://biblioteca.ibge.gov.br/colecao_digital_publicacoes.php. Acesso em: 23 de mai. de 2020.
- MAZZINI, P. L. F.; SCHETTINI, C. A. F. 2009. **Avaliação de metodologias de interpolação espacial aplicadas a dado hidrográficos costeiros quase sinóticos.** *Brazilian Journal of Aquatic Science and Technology*, v. 13, n.1, p. 53-64, 2009.
- MELO, A. C. de; *et al.* 2011. **Filtro de Redução ao Pólo: Potencialidades e Limitações.** 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil.
- MELO, L.V. **Compartimentação Geocronológica dos Depósitos de Cu-Au e Au do Distrito Chapada-Mara Rosa-Campinorte no Arco Magmático de Goiás, Brasil Central.** Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.
- MENG, J. 2021. **Raster data projection transformation based-on Kriging interpolation approximate grid algorithm.** *Alexandria Engineering Journal*, v. 60, 2 ed. p. 2013-2019.
- MMA, 2006. **Caderno da Região Hidrográfica do Tocantins-Araguaia** - Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos. – Brasília: MMA, 2006. 132 p.: il. color.; 27cm.
- MORAES, F.T.; JIMÉNEZ-RUEDA, J.R. Importância de estudos fisiográficos no planejamento municipal: exemplo do Jardim Botânico de Poços de Caldas, MG. *Geociências*, São Paulo, v.24, n.3, p.255-266, 2005.
- MORAES, R.; BLUM, M. 1999. **Mapa da amplitude do sinal analítico do Brasil.** 10.3997/2214-4609-pdb.215.sbgf367.
- MUSSET, A.E. & KHAN, M.A. *Looking into the Earth: an introduction to geological geophysics.* 1 ed. Cambridge University Press, 2000.
- NASCIMENTO, M. A. L. S. **Geomorfologia do Estado De Goiás.** Publicado originalmente em: *Boletim Goiano de Geografia*. Goiânia: UFG, V.12, n.1. jan./dez. 1991.
- NETO, A.T. **Norte goiano: meio natural, povoamento e urbanização.** *Élisée, Rev. Geo. UEG – Porangatu*, v.7, n.1, p.08-40, jan./jun. 2018.
- O’LEARY, D.W.; FRIEDMAN, D.D.; POHN, H.A. 1976. **Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms.** *Bulletin of the Geological Society of America*, 87: 1463-1469.
- OLIVEIRA, Frederico Bredan. **Características epigenéticas do depósito de Cu-Au Chapada, Arco Magmático de Goiás.** Dissertação (mestrado). 113 f. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

- OLIVEIRA, C.G.; QUEIROZ, C.L.; PIMENTEL, M.M. **The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc.** Rev. Bras.Geoc., 30:219-221. 2000.
- OLIVEIRA, C.G.; PIMENTEL, M.M.; MELO, L.V.; FUCK, R.A. **The copper-gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil.** Ore Geology Reviews, v. 25, p. 285-299, 2004.
- OLIVEIRA, C.G.; OLIVEIRA, F.B.; DANTAS, E.L.; FUCK, R.A. 2006. *Programa Geologia do Brasil – Folha Campinorte*. FUB/CPRM, Brasília, 124.
- OLIVEIRA, C.G.; OLIVEIRA, F.B.; DANTAS, E.L.; FUCK, R.A. **Geologia da Folha Campinorte: SD.22-Z-B-I.** Escala 1:100.000. CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Brasília: UnB/CPRM, 2007. (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB), 68p.
- OLIVEIRA, C.G., OLIVEIRA, F.B., DELLA GIUSTINA, M.E.S., MARQUES, G.C., DANTAS, E.L., PIMENTEL, M.M., BERNHARD, M.B. **The Chapada Cu–Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: Constraints on the metallogensis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit.** Ore Geology Reviews pg- 72, 2015.
- PIMENTEL, M. M. 2016. **The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a geochronological and isotopic approach.** Brazilian Journal of Geology, 46(1-suplemento): 67-82.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A. **Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil.** Geology, v. 40, n.4, p.375-379. 1992.
- PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; VIANA, M.G.; FUCK, R.A.; MACHADO, N. **The Mara Rosa Arc in the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil.** Precambrian Research, v.81, p.299-310. 1997.
- PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., BOTELHO, N.F. 1999. **Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review.** Lithos, 46(3):463-483.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK R.A.; GIOIA S.M.C.L. **The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd data.** Revista Brasileira de Geociências, v.30(1), p.35- 39, 2000.
- PIMENTEL M.M.; YOST, H.; FUCK R.A. **O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás.** In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p. 355-368. 2004.
- PUPIM, Fabiano do Nascimento. **Aspectos fisiográficos do município de Rio Claro - SP.** 2010. 121 f. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, 2010.
- QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. do. 2014. *Azimuthfinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural.* *Geologia USP. Série Científica*, 14(1), 69-80. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400010005>.
- RAMOS FILHO, W.L.; ARAÚJO FILHO, J. O.; KUYUMJIAN, R.M. **Características do ambiente estrutural do depósito de Chapada, Goiás.** Revista Brasileira de Geociências, v.33, n.2, p.109-116, jun. 2003.
- REFLEX – STRUCTURAL GEOLOGY, 2020. Disponível em: <https://reflexnow.com/product/reflex-iq-logger/>. Acesso em: 19 de jun. de 2020.
- RIBEIRO, J.A.S. **Cobre.** Balanço Mineral Brasileiro 2001. Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (DNPM). Disponível em: <http://www.dnpm.gov.br/dnpm/paginas/balanco-mineral/arquivos/balanco-mineral-brasileiro-2001-cobre>. Acesso em: 06 de jul. de 2020.
- ROSS, J.L.S. **Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação.** Revista do Departamento de Geografia da USP. São Paulo, n. 4, 1985.

SANO, E.E.; ROSA, R.; BRITO, J.L.S.; FERREIRA, L.G. **Mapeamento do uso do solo e cobertura vegetal - Bioma Cerrado: ano-base 2002**. Brasília: MMA/SBF, 2010. 96 p.; il. color.: 29 cm. (Série Biodiversidade, 36).

SANTOS, H.S.; CUNHA, G.N.; CASTRO, J.R. 2016. **Avaliação qualitativa das técnicas de interpolação de mínima curvatura, krigagem e bidirecional na formação de imagens**. In: Revista de Engenharia da Faculdade Salesiana, n.4, p. 2-16.

SILLITOE, R.H. 2010. **Porphyry copper systems**. Economic Geology, v. 105, p. 3-41.

SILVA, J. R. S. da. 2007 Estudo do Levantamento Aerogeofísico do Estado do Rio de Janeiro na Região dos Lagos - Brasil. Tese (Doutorado em Geofísica) – Observatório Nacional Ministério da Ciência e Tecnologia. Rio de Janeiro, RJ. 2007.

SILVA, H.G.; *et al.* **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5. ed., rev. e ampl. – Brasília, DF: Embrapa, 2018. 356 p.; il. color.; 16 cm x 23 cm.

SINCLAIR, W.D. 2005. **Porphyry Synthesis**. In: Synthesis of Deposits Type, Special Publication. Geological Survey of Canada. Ontario. 1-14.

SOARES. Processamento e integração de dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos no estudo do controle das mineralizações auríferas na região do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS, 2001.

SOUSA, C.S. de; SILVA, R.C.S. 2007. **Integração de dados aerogeofísicos (magnetometria) e de sensores remotos para a extração de lineamentos da região ao norte de Carajás, Província Maroni-Itacaiúnas**. In: *Anais... XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. p. 2199-2206.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied geophysics**. 2nd. ed. New York: Cambridge University Press, 1990.

TITE, M. S. & MULLINS, C. E. 1971. **Enhancement of the magnetic susceptibility of soils on archaeological sites**. Archaeometry, 13, 209–219.

VALERIANO, C.M.; DARDENNE, M.A.; FONSECA, M.A.; SIMÕES, L.S.A.; SEER, H.J. **A evolução tectônica da Faixa Brasília**. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (eds). Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca, São Paulo, p.575-593. 2004.

VALERIANO, C.M.; PIMENTEL, M.M.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J.C.H.; TROUW, R.A.J. **Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana**. Geological Society, London, Special Publications, v.294, p.197-210, 2008.

VIANA, M.G.; PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; FUCK, R.A.; MACHADO, N. **O Arco Magmático de Mara Rosa, Goiás: Dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais**. Revista Brasileira de Geociências, v.25 (2), p.111-123, 1995.