



Universidade de Brasília

Instituto de Geociências

Trabalho Final de Graduação

Dante Lucas Guimarães

Frederico Gallina Beskow

Rafael Pessoa Cavalcante Lucatelli

PROJETO MARA ROSA

Área VII

BRASÍLIA - DF, 2023

FOLHA DE APROVAÇÃO

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL - PROJETO MARA ROSA

**Autores: Dante Lucas Guimarães, Frederico Gallina Beskow e
Rafael Pessoa Cavalcante Lucatelli**

Monografia submetida ao corpo docente do Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília - UnB, como requisito parcial à obtenção de grau de Bacharel em Geologia.

BANCA EXAMINADORA

**Elton Luiz Dantas - Orientador
Professor da Universidade de Brasília (UnB)**

**Eliza Inez Nunes Peixoto
Professora da Universidade de Brasília (UnB)**

**Suzan Waleska Pequeno Rodrigues
Professora da Universidade de Brasília (UnB)**

Brasília - DF, 15 de fevereiro de 2023.

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Curso de Graduação em Geologia

Dante Lucas Guimarães 14/0135952

Frederico Gallina Beskow 16/0120560

Rafael Pessoa Cavalcante Lucatelli 17/0021076

Projeto Mara Rosa

Área VII

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências como requisito à obtenção do diploma do Curso de Graduação em Geologia.

Orientadores

Claudinei Gouveia de Oliveira (coordenador)

Elton Luiz Dantas

Guilherme de Oliveira Gonçalves

Luís Gustavo Ferreira Viegas

Maria Emilia Schutesky

Natalia Hauser

Roberta Mary Vidotti

Valmir da Silva Souza

Brasília, DF

2023



Não importa o tamanho da montanha,

Ela nunca poderá tapar o sol.

Provérbio Chinês

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, quero agradecer a Deus, Jeová, por me guiar nesta jornada de formação e aprendizado na Universidade de Brasília. Em seguida, quero expressar minha gratidão a minha família, Luiz Ronaldo Guimarães, Maria Reni Caldas Gomes e Luiz Ronaldo Guimarães Júnior pelo amor e apoio incondicional em todas as etapas da minha vida. Quero agradecer também aos meus amigos de Brasília e Paracatu (família DW5), que sempre estiveram presentes nas minhas alegrias e dificuldades. E especialmente, agradecer aos meus amigos e companheiros de jornada, Frederico e Rafael, pela dedicação durante o Trabalho Final da Graduação.

Dante

Agradeço primeiramente ao Universo por me inserir no caminho das rochas. Aos meus pais, Simoni Posser Gallina e Wayne Brod Beskow e meus familiares, por sempre me amparem e incentivarem. À todos amigos e amigas que também considero parte de uma família e levarei da graduação para a vida. Aos meus companheiros de TF, Dante e Rafael, por me acompanharem ao longo desta jornada. Aos funcionários da UnB, pertencentes ao corpo docente ou não, por compartilharem conhecimentos e permitirem com que tudo isso fosse possível.

Frederico

Primeiramente, agradeço os meus pais, Verusca e Geraldo, que sempre me ofereceram todo amor e apoio necessários para minha formação como ser humano. A vocês serei eternamente grato.

Aos professores orientadores do Projeto Mara Rosa pela dedicação e empenho durante essa etapa tão decisiva. Discutir processos utilizando nosso “geologuês” é algo fantástico para nós, eternos curiosos. Em especial, aos professores Claudinei e Elton pelas conversas, geológicas ou não, e vivacidade com a qual nos transmitiram conhecimento. Certamente tornaram a experiência inesquecível para todos que participaram desse trabalho.

A Carol que muito me apoiou e tranquilizou em momentos difíceis desse trajeto, meu muito obrigado. Aos amigos Luiz Tabosa, Thiago Lima, Lucas Teles (Boi), Curu King, Teotônio Macedo, Thomaz Motta e tantos outros pelos bons momentos vividos durante esses anos de geologia. Estamos juntos!

Ao meu grupo, Dante e Fred, pela cumplicidade e colaboração essencial para o desfecho da graduação. E aos meus colegas de TF, que com muito esforço colaboraram para que esse trabalho fosse concluído. Desejo muito boa sorte a todos.

Viva a geologia!

Rafael

RESUMO

O Projeto Mara Rosa representa o trabalho final de graduação, do ano de 2022, do curso de geologia pela Universidade de Brasília. Visando a evolução do conhecimento geológico do estado de Goiás, o projeto tem como objetivo a realização da cartografia geológica em escala de semidetalhe (1:25.000) de uma área que abrange os municípios de Mara Rosa e Alto Horizonte, na porção noroeste do estado de Goiás. A área de mapeamento do projeto totaliza 665 km², subdividida em nove áreas de 60 km², uma de 80 km² e uma de 45 km². O presente trabalho traz uma compilação de dados geológicos, iniciando-se pelo estudo bibliográfico aliado ao processamento de imagens, indicando estruturas e possíveis litologias a serem encontradas em campo. Na literatura são descritos diversos litotipos correspondentes as Sequências Metavulcanossedimentares Mara Rosa e Santa Terezinha com intrusões tardias, localizadas no segmento norte do Arco Magmático de Goiás. Na área do projeto afloram rochas correspondentes ao embasamento Paleoproterozóico, pertencentes à Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte, Suíte Pau de Mel e Complexo Uruaçu. O predomínio, no entanto, são rochas neoproterozoicas das Sequências Metavulcanossedimentares Mara Rosa e Santa Terezinha e Ortognaisses, com intrusões tardi- a pós-tectônicas. Os principais limites geotectônicos são zonas de cisalhamento com direção preferencial NE-SW, marcadas por foliações de médio a alto ângulo. Na área VII, foram identificadas três zonas de cisalhamento: Zona de Cisalhamento Serra do Faina, Zona de Cisalhamento Varalzinho e Zona de Cisalhamento Mara Rosa-Santa Terezinha. A partir da união dos dados de todas as áreas, obteve-se o mapa integrado do projeto que permitiu o refinamento da cartografia e descrição dos potenciais econômicos, além de contribuir para a evolução do entendimento tectônico deste segmento do Arco Magmático de Goiás.

Palavras-chave: Arco Magmático de Goiás; Arco Mara Rosa; Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa; Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ALOS - *Advanced Land Observing Satellite*
AM - Anomalia Magnética
ASF- *Alaska Satellite Facility*
CBERS - *China-Brazil Earth Resources Satellite*
CMA - Campo Magnético Anômalo
CMY - *Cyan Magenta and Yellow*
CP - Arco Campinorte
CPRM - Serviço Geológico do Brasil
CSF - Cráton São Francisco
DF - Distrito Federal
Dx - Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo X
Dy - Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo Y
Dz - Primeira Derivada vertical do CMA
FUNMINERAL - Fundo de Fomento a Mineração
eTh - Tório equivalente
eU - Urânio equivalente
Ga - Bilhões de anos
GHT - Gradiente Horizontal Total
GO - Estado de Goiás
GPS - *Global Positioning System*
IG - Instituto de Geociências
INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
K - Potássio
Ma - Milhões de anos
MDE - Modelo digital de elevação
MMA - Ministério do Meio Ambiente
MME - Ministério de Minas e Energia
PALSAR - *Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar*
PMR - Projeto Mara Rosa
ppm - Partes por milhão
RGB - *Red Green and Blue*
SA3D - Sinal Analítico em 3 dimensões
SGMTM - Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral
SIC - Serviço de Informação ao Cidadão
UnB - Universidade de Brasília
UTM - Universal Transversa de Mercator
WPM - Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura
Bt - biotita
Chl - clorita
Cpx - clinopiroxênio
Ep- epidoto
Grt - granada
Hbl - hornblenda
Ms - muscovita
Plg - plagioclásio
Qz - quartzo
St - estaurolita

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. 1: Mapa de localização do PMR com as principais vias de acesso às áreas.....	16
Figura 1. 2: Série histórica de dados de temperatura e precipitação para o município de Porangatu (GO), estação mais próxima da área de estudo. Dados correspondentes a estação pluviométrica A005. Fonte: https://www.climatempo.com.br/climatologia/2132/porangatu-go	17
Figura 1. 3: Mapa de Bacias Hidrográficas do Projeto Mara Rosa.....	18
Figura 1. 4: Mapa geomorfológico do PMR compartimentado em seis divisões geomorfológicas. Na área VII, observam-se as divisões MC, SRAIVC1 (m), SRAIVC1 (fr) e PFm.	19
Figura 1. 5: Mapa pedológico do Projeto Mara Rosa. É observada a ocorrência de neossolo litólico, plintossolo pétrico concrecionário e latossolo vermelho distrófico nos limites da área VII.	21
Figura 1. 6: Uso e Cobertura Vegetal do Projeto Mara Rosa.	22
Figura 1. 7: Foto na porção noroeste da área VII destacando grandes áreas destinadas à atividade agrícola. Ao fundo, nota-se a Serra do Fanha, a qual apresenta relevo acentuado e preservação da vegetação nativa.	22
Figura 1. 8: Mapa base da área VII em composição RGB 3-2-1 (cor verdadeira).	25
Figura 2. 1: Mapa geológico simplificado do Orógeno Brasília (Pimentel et al., 2004 adaptado por Oliveira et al., 2007).	30
Figura 2. 2: Mapa geológico do arco magmático de Mara Rosa mostrando as sequências metavulcanossedimentares de Mara Rosa (900-800 Ma) e Santa Terezinha (670-600 Ma) e depósitos de ouro (Oliveira et al., 2016).	33
Figura 3. 1: Fluxograma de processamento e interpretação de dados obtidos por sensores remotos.....	39
Figura 3. 2: A) Modelo digital de elevação (MDE) criado a partir dos dados do sensor PALSAR recobrando a área do Projeto Mara Rosa. A luz simulada está com azimute a 315°. B) Recorte da área VII com sombreamento à 315°. C) Recorte da área VII com sombreamento à 45°.....	41
Figura 3. 3: A) Mapa hipsométrico do Projeto Mara Rosa. B) Mapa hipsométrico da área VII, com destaque para a Serra do Fanha que apresenta as maiores altitudes.....	42
Figura 3. 4: Mapa de declividade do Projeto Mara Rosa destaca-se na porção oeste a Serra do Fanha e o Morro Redondo e na porção leste a Serra de Bom Jesus e a Serra da Mesa.	43
Figura 3. 5: A) Composição colorida R3G2B1 (cor verdadeira) para a área do Projeto Mara Rosa. B) Composição colorida R4G3B2 para a área do Projeto Mara Rosa, destacando as drenagens e vegetações densas.....	45
Figura 3. 6: Lineamentos de relevo para a área do Projeto Mara Rosa.	47
Figura 3. 7: Lineamentos de drenagem para a área do Projeto Mara Rosa.	47
Figura 3. 8: Espectro típico de raio gama registrado a 100 m de altitude com um tempo grande de integração, mostrando os respectivos fopicos e as posições das janelas dos três canais convencionais (Adaptado de Minty, 1997).	49

Figura 3. 9: Influência dos processos geomorfológicos na emissão de radiação gama (Ferreira et al. 2016).....	49
Figura 3. 10: Representação matemática da derivada do gradiente horizontal total (Dentith & Mudge, 2014).	51
Figura 3. 11: Fluxograma dos produtos gerados a partir do dado magnetométrico de Anomalia Magnética.	52
Figura 3. 12: Mapa da área coberta pelo Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás 1ª Etapa e do Projeto Mara Rosa.	53
Figura 3. 13: Fluxograma do processamento de dados gamaespectrométricos.	54
Figura 3. 14: Prancha de mapas gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa. A - Mapa de Contagem Total. B- Mapa de concentração percentual de Potássio (K). C - Mapa de concentração do equivalente em Tório (Th). D - Mapa de concentração do equivalente em Urânio (U).	55
Figura 3. 15: Prancha de mapas gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa. A - Mapa de composição ternária RGB. B- Mapa de composição ternária CMY.	56
Figura 3. 16: Prancha de mapas magnetométricos do Projeto Mara Rosa. A - Mapa de Anomalia Magnética. B- Mapa de Primeira Derivada Vertical. C - Mapa de Gradiente Horizontal Total. D - Mapa de Sinal Analítico em 3 dimensões.	57
Figura 3. 17: Prancha de mapas gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa. A - Mapa de composição ternária RGB. B - Mapa de composição ternária com 24 domínios gamaespectrométricos definidos.	60
Figura 3. 18: Mapa de domínios magnéticos extraídos do Sinal Analítico em três dimensões (SA3D) referente ao Projeto Mara Rosa.	61
Figura 3. 19: Interpretação do produto gamaespectrométrico da Área VII.	63
Figura 3. 20: Interpretação do produto magnetométrico da Área VII.	65
Figura 4. 1: Mapa Geológico Integrado do Projeto Mara Rosa (versão simplificada).	68
Figura 4. 2: Mapa Estrutural Integrado do Projeto Mara Rosa, evidenciando os domínios estruturais definidos para a região.	74
Figura 4. 3: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural I - Transbrasiliano. A) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; B) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de 40 a 80° para NW.	75
Figura 4. 4: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural II - Mara Rosa. A: Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; B: Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de suaves a moderados (15-45) para WSW e NW. C: Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando > 60° para W; D: Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de < 30° para SW.	77
Figura 4. 5: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural III - Bom Jesus. A: Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; B: Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de < 15° para NNE e localmente de 20° para SW; C: Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60°	

para NNW; **D:** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de $< 15^\circ$ para NE. 78

Figura 4. 6: Estereogramas associados ao Domínio Campinorte. (A) Contornos de probabilidade relativos aos polos das foliações com destaque para a direção de mergulho NW; (B) Representação das medidas de lineação destacando a principal direção N-S..... 80

Figura 5. 1: Mapa geológico da área VI. 83

Figura 5. 2: Área de pastagem no domínio dos anfibolitos da área VII. A linha tracejada em azul mostra onde está o leito do Rio Formiguinha, local em que conserva a vegetação nativa em mata de galeria..... 84

Figura 5. 3: Feições dos hornblenditos da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa (ponto TF22-VII-92). A) Afloramento de anfibolito em área de pastagem; B) Afloramento de anfibolito em drenagem; C) Amostra de mão de anfibolito, mostrando a coloração esverdeada dos minerais com foliação milimétrica. D) Textura nematoblástica definida pela orientação dos cristais de anfibólio (hornblenda) a nicóis paralelos; E) Textura nematoblástica definida pela orientação dos cristais de anfibólio (hornblenda) a nicóis cruzados; F) Cristais de clinopiroxênio concordantes à foliação a nicóis paralelos. 85

Figura 5. 4: Características macroscópicas do ortognaisse observado na porção sudeste da área VII (Ponto TF22-VII-87). A) Afloramento de ortognaisse de coloração acinzentada próximo a drenagem. B) Bandamento composicional milimétrico a centimétrico. 86

Figura 5. 5: Projeção ACF para metamorfismo de rochas metabásicas, indicando a condições de equilíbrio P-T em fácies anfibolito para a paragênese hornblenda + plagioclásio (andesina) + clinopiroxênio encontrada na amostra TF22-VII-92. 87

Figura 5. 6: Características macroscópicas e microscópicas do actinolito observado na porção noroeste da área (ponto TF22-VII-96). A) Bloco rolado de dimensão métrica composto predominantemente por anfibólio; B) Amostra de mão de coloração esverdeada composta por actinolita de granulação muito fina; (C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando textura diablástica com cristais de actinolita com hábito prismático sem orientação preferencial. 88

Figura 5. 7: A) Afloramento na porção nordeste da área VII que caracteriza subunidade com dois domínios composicionais intercalados (bandamento) de espessura milimétrica com coloração acinzentada e esbranquiçada (ponto TF22-VII-4). 89

Figura 5. 8: Características macroscópicas e microscópicas do estauroлита muscovita quartzito observado na porção nordeste da área VII (ponto TF22-VII-4) A) Amostra de mão evidenciando bandamento de espessura milimétrica com coloração acinzentada e esbranquiçada; (B e C) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, ilustrando textura porfiroblástica característica da rocha com porfiroblastos de estauroлита imersos em matriz de granulação fina composta por quartzo e muscovita. (D e E) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, evidenciando domínios com textura granolepidoblástica encontrada na rocha, domínios ricos em quartzo com contato poligonal representam a textura granoblástica e domínios ricos em muscovita orientadas em direção preferencial representam a textura lepidoblástica. 90

Figura 5. 9: Características macroscópicas do muscovita granada biotita hornfels observado na porção nordeste da área VII (ponto TF22-VII-17). A) Blocos rolados característicos da

subunidade. B) Foto em detalhe demonstrando textura porfiroblástica desenvolvida, com granadas de granulação média-grossa imersa em matriz fina composta por quartzo, biotita e muscovita. C) Relação de campo evidenciando contrato entre o muscovita granada biotita hornfels e o granito/granodiorito do plúton Faina. D) Foto em detalhe evidenciando o contato entre o granito de coloração clara com cristais milimétricos de biotita e o hornfels de coloração acinzentada.92

Figura 5. 10: Características macroscópicas e microscópicas do muscovita granada biotita hornfels observado na porção nordeste da área VII (ponto TF22-VII-17). (A e B) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando textura granolepidoblástica, com domínios ricos em quartzo em que localmente é possível reconhecer a textura granoblástica poligonal em agregados de quartzo e a textura lepidoblástica representada por cristais de biotita e muscovita orientada em direção preferencial; (C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, ressaltando textura porfiroblástica caracterizada por porfiroblastos de granada com granulação média inseridos em matriz de granulação fina composta por quartzo, biotita e muscovita. (E e F) Imagem macroscópica e microscópica sob polarizador paralelo, respectivamente, evidenciando a diferença de granulação entre os porfiroblastos de granada e os demais minerais constituintes da rocha.93

Figura 5. 11: Muscovita granada biotita hornfels com cristais centimétricos de granada e anfibólio que apresenta aspecto de crescimento radial.94

Figura 5. 12: Características macroscópicas do magnetita granada muscovita quartzo clorita xisto observado na porção noroeste da área VII (ponto TF22-VII-31). A) Afloramento in situ localizado em área de pasto. B) Amostra de mão com porfiroblastos de granada de granulação média entre os planos da foliação definida pela orientação preferencial dos minerais micáceos (clorita e muscovita). C) Amostra de magnetita granada quartzo muscovita clorita xisto quando intemperizado, mostrando cores ocre e marrom. D) Pseudomorfos de pirita (apontado pela lapiseira) mostrando hábito cúbico do mineral. Há substituição por óxidos de ferro.95

Figura 5. 13: Características microscópicas do magnetita granada quartzo muscovita quartzo clorita xisto observado na porção noroeste da área VII (ponto TF22-VII-31). (A e B) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, ressaltando textura granolepidoblástica com domínios ricos em quartzo em que localmente é possível reconhecer a textura granoblástica poligonal em agregados de quartzo e a textura lepidoblástica representada por cristais de clorita e muscovita orientadas em direção preferencial. (C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando textura porfiroblástica caracterizada pela presença de porfiroblastos de granada com granulação média inseridos em matriz de granulação fina composta por quartzo, clorita e muscovita.96

Figura 5. 14: Características macroscópicas e microscópicas do biotita muscovita quartzo xisto observado na porção nordeste da área VII (ponto TF22-VII-34). A) Afloramento in situ de dimensão decamétrica em drenagem seca; B) Amostra de mão de coloração acinzentada de granulação fina marcada pela intercalação entre domínios de coloração cinza azulada, marcada por forte silicificação e domínio de coloração esverdeada em que nota-se a xistosidade definida pela orientação preferencial da muscovita presente na rocha; (C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando arranjo granoblástico a granolepidoblástico ressaltado por porções quartzosas intercaladas com fração micácea

composta por muscovita e biotita; E) Fotomicrografia com polarizador cruzado salientando pequena quantidade de cristais de plagioclásio observados na rocha. Apresentam hábito anédrico, muito deformados, com extinção ondulante e diversas microinclusões de epidoto; F) Fotomicrografia com polarizador cruzado, destacando deformação através do mecanismo de migração de borda, um tipo de recristalização de mais alta temperatura.98

Figura 5. 15: Características macroscópicas e microscópicas do granada muscovita quartzo xisto observado na porção centro-oeste da área VII (ponto TF22-VII-48). A) Afloramento in situ; B) Porfiroblastos de granada de granulação média inseridos em matriz de granulação fina composta essencialmente por quartzo e muscovita; C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando arranjo granolepidoblástico com domínios ricos em quartzo em que localmente é possível reconhecer a textura granoblástica poligonal em agregados quartzosos e a textura lepidoblástica representada por cristais de clorita e muscovita orientadas em direção preferencial; E e F) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, evidenciando textura porfiroblástica caracterizada pela presença de porfiroblastos de granada com granulação média inseridos em matriz de granulação fina composta por quartzo, clorita e muscovita. A granada foi classificada como sin tectônica e nota-se processo atenuado de alteração para clorita, fruto do retrometamorfismo. 100

Figura 5. 16: Características macroscópicas e microscópicas do xisto observado na porção sudeste da área (ponto TF22-VII-91). A) Afloramento in situ de dimensão métrica caracterizado por rocha de coloração cinza esverdeada de granulação fina a média; B) Porfiroblastos de granada com coloração avermelhada inseridos em matriz composta por quartzo e mica; C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando textura porfiroblástica com cristais de granada e hornblenda com granulação média inseridos em matriz de granulação fina composta por quartzo, muscovita, biotita e clorita; E e F) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, evidenciando domínio com textura lepidoblástica com cristais de muscovita e clorita orientados em direção preferencial. 102

Figura 5. 17: Características macroscópicas de gondito encontrado em sede de fazenda na porção centro oeste da área VII (ponto TF22-VII-72). A) Sede de fazenda ressaltada pelo afloramento com espessura de dimensão decamétrica de gondito; B) Bloco rolado de dimensão métrica ressaltando textura maciça presente na rocha; C) Rocha de coloração preta acinzentada marcada pela intercalação de níveis ricos em sílica com espessura milimétrica e níveis ricos em óxidos e hidróxidos de manganês. 103

Figura 5. 18: Afloramentos típicos do Plúton Faina, em A e B, boulders e matações encontrados em regiões de maior declividade e vegetação densa. Já C e D representam lajedos típicos de relevos mais planos, em áreas mais arrasadas com pouco ou nenhum solo desenvolvido sob eles. 105

Figura 5. 19: Características macroscópicas e microscópicas típicas da fácies granítica (ponto TF22-VII-43). A) Rocha in situ destacando-se os cristais centimétricos de feldspato; B) Amostra de mão, holocristalina de granulação média a grossa composta essencialmente por quartzo, feldspato, plagioclásio e biotita; (C e D) Fotomicrografias com polarizador cruzado, a primeira apresenta uma visão geral da lâmina com seus minerais característicos, a segunda, mostra a textura mimerquítica e cristais de plagioclásio com diversas inclusões de epidoto. 106

Figura 5. 20: Diagrama QAPF adaptado (Streckeisen, 1967), representando caráter granítico da rocha (ponto TF22-VII-43).	107
Figura 5. 21: Características macroscópicas e microscópicas típicas da fácies granodiorítica (ponto TF22-VII-15). A) Afloramento em lajedo com uma fina camada de alteração que não interferiu em lâmina; B) Amostra de mão, holocristalina de granulação média a grossa composta essencialmente por quartzo, feldspato, plagioclásio e biotita; C) Fotomicrografia com polarizador cruzado da relação textural dos principais minerais constituintes do granodiorito; D) Fotomicrografia de enclave visto na Figura 5.18 A, expõe a relação entre os minerais de biotita, muscovita, plagioclásio e quartzo a polarizadores paralelos.	108
Figura 5. 22: Diagrama QAPF adaptado (Streckeisen, 1967), representando composição granodiorítica da rocha (ponto TF22-VII-15).	109
Figura 5. 23: A) Enclave máfico, de tamanho aproximado de 40 cm, com contato reto em granodiorito (ponto TF22-VII-47); B) Enclave microgranular ultramáfico com contato abrupto em granito (ponto TF22-VII-55). C,D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado respectivamente; destaca-se a textura inequigranular seriada, marcada pela presença de fenocristais de granulação média de plagioclásio imersos em matriz de granulação fina formada por quartzo, epidoto , muscovita e biotita (ponto TF22-VII-45).....	110
Figura 5. 24: Mapa estrutural da área VII sobre a imagem de radar do sensor ALOS PALSAR.	112
Figura 5. 25: Estereograma de contorno e polar de todas as medidas de Sn da área VII. A maior concentração de pólos equivale ao plano 310°/30°	113
Figura 5. 26: A) Afloramento de metapelitos da unidade Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (ponto TF 22-VII-29) com atitude 315°/59°. B) Destaque para a xistosidade definida pelos cristais de muscovita e clorita.	114
Figura 5. 27: Fotomicrografia com polarizador paralelo de porfiroblasto de granada com cristais de quartzo inclusos. As lamelas de clorita e muscovita, que definem a foliação Sn, encontram-se arqueadas no contato com a granada. Lâmina de Granada Muscovita Clorita Xisto com Magnetita (ponto TF22-VII-31).	115
Figura 5. 28: Esquema ilustrativo da lineação de estiramento mineral Ln observada no plano da foliação Sn em rocha metapsamopelítica. A lineação é observada nesse litotipo pelo desenvolvimento de cristais de quartzo orientados (ponto TF22-VII-34).	116
Figura 5. 29: Estereograma de contorno e polar de todas as medidas de Ln da área VII. A maior concentração de pólos equivale a linha 15°/315°.	117
Figura 5. 30: A) Dobra apertada assimétrica de escala centimétrica. Nota-se, o aspecto cilíndrico da charneira. Bloco rolado de rocha metapsamítica da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (ponto TF22-VII-04 UTM 663133/8441665). B) Dobras parasíticas com padrões em S, M e Z desenvolvidas sobre rocha metapsamítica da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (ponto TF22-VII-100).	118
Figura 5. 31: A) Zona de Cisalhamento Serra do Faina (destaque em vermelho) observada no produto geofísico da 1DZ. Nota-se que a estrutura se ramifica em algumas zonas que concentram deformação ao sul da área. Foram cartografadas as zonas de cisalhamento que envelopam as demais. B) Foliação protomilonítica com desenvolvimento de foliação S-C. O arranjo da foliação permite definir cinemática sinistral, a partir da assimetria dos sigmoides formados. C) Fotomicrografia a polarizadores paralelos do ponto TF22-VII-92 (UTM	

663118/8436160). Porfiroblastos euédricos de granadas sin-tectônicas e, em equilíbrio, anfibólio e clinopiroxênio. A foliação é definida pela orientação dos cristais de biotita e muscovita.	119
Figura 5. 32: Estereograma de contorno e polar de todas as medidas de Sn da zona de cisalhamento Serra do Faina. As 37 medidas permitem observar o mergulho de médio a alto para NNW dos planos da foliação.	120
Figura 5. 33: A) Zona de Cisalhamento Varalzinho (destaque em vermelho) observada na imagem de radar do sensor ALOS PALSAR. B) Afloramento em corte de estrada na área I (adjacente ao norte da área VII) mostrando foliação com ângulo de mergulho superior 45°. C) Veios de quartzo deformados preenchendo o plano da foliação em rochas metapelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (ponto TF22-VII-99).	121
Figura 5. 34: Estereograma de contorno e polar de todas as medidas de Sn da zona de cisalhamento Varalzinho.	122
Figura 5. 35: A) Composição RGB 321 (cor verdadeira) com a zona de cisalhamento Mara Rosa-Santa Terezinha ao sul da área VII (destaque em vermelho). O Rio Formiguinha é o elemento de drenagem que marca a continuidade da zona. É possível notar a quebra abrupta que redireciona o rio na porção central da zona de cisalhamento para a direção N-S. A partir dela, foi possível inferir uma falha transcorrente de cinemática dextral nesse local.	123
Figura 5. 36: Esquema ilustrativo da relação entre a foliação Sn e a lineação Ln observada no ponto TF22-VII- 101. A obliquidade entre o caimento da linha contido no plano da foliação confere cinemática transpressiva para a zona de cisalhamento Mara Rosa - Santa Terezinha.	124
Figura 5. 37: Estereograma de contorno e polar de todas as medidas de Sn da zona de cisalhamento Mara Rosa-Santa Terezinha. As 53 medidas do plano de foliação mostram que a maior concentração de planos se dá em, aproximadamente, 180°/40°.	125
Figura 5. 38: A) Par conjugado de fraturas extensionais sobre granodiorito (ponto TF 22-VII-51). B) Preenchimento de veio por quartzo leitoso, o qual se apresenta fraturado (ponto TF22-VII-94).	126
Figura 5. 39: Diagrama de rosetas com 26 medidas de fraturas coletadas em campo. A maior concentração de medidas está sobre a direção N80E com 19,23%. A segunda direção com maior expressão é a N20°W. Se forem consideradas as duas principais direções, é possível identificar um par conjugado com ângulos de 60°/120° entre si.	126
Figura 6. 1: Mapa de localização das ocorrências minerais da área VII.	132
Figura 6. 2: Em A matacão pertencente à fácies granítica do Plúton Faina com potencial para exploração da indústria de revestimentos. Em B amostra de mão destacando-se a coloração clara da rocha e os cristais centimétricos de plagioclásio.	133
Figura 6. 3: A) Cristais de granada de granulação grossa e caráter pós-tectônico em granada biotita hornfels com alteração superficial. B) Cristais de granada euédricos centimétricos encontrados sobre o solo na porção em que afloram os metapelitos da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha.	134
Figura 6. 4: A) Gondito alterado para dióxido de manganês e quartzo. B) Afloramento de centenas de metros de crosta manganésifera no ponto TF22-VII-72.	135

Figura 7. 1: Modelo de evolução tectônica do Maciço de Goiás durante a fase do orógeno (2200 a 2000Ma). Destaque para a formação do Arco Campinorte, o qual é a única unidade contida no contexto do PMR (Adaptado de Cordeiro et.al, 2017).	141
Figura 7. 3: Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico. CP = Arco Campinorte, MR = Arco Mara Rosa.	143
Figura 7. 4: Estágio de Colisão Arco-Continente. ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.	144
Figura 7. 5: Estágio Colisional a Pós-Colisional. LTB = Lineamento Transbrasiliano; ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.....	145
Figura 7. 6: Estágio Extensional a Pós-Orogênico. Destaque para o colapso aproveitando as estruturas formadas durante o Transbrasiliano. LTB = Lineamento Transbrasiliano; ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.....	146
Figura 7. 7: Estágios de evolução tectônica do Orógeno Brasília envolvendo os arcos Campinorte, Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás; (A) Estágio de Arco Intra-Oceânico Paleoproterozoico, correspondente ao Arco Campinorte, 2200-2000 Ma; (B) Maciço de Goiás como uma extensão pericratônica do Cráton São Francisco, 2000 Ma; (C) Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico, correspondente ao Arco Mara Rosa, 900-800 Ma; (D) Estágio de Colisão Arco-Continente, correspondente ao Arco Santa Terezinha de Goiás, 670-600 Ma; (E) Estágio Colisional a Pós-Colisional, destacando a influência do Lineamento Transbrasiliano no Orógeno Brasília após a formação do supercontinente Gondwana pela colisão entre os crátons. Adaptado de Oliveira et al. (2004).....	147
Figura 8. 1: Mapa Geológico cartografado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na área do Projeto Mara Rosa (Fuck et al. 2007 e Alvarenga et al. 2007).	152
Figura 8. 2: Mapa Geológico simplificado cartografado pelo Projeto Mara Rosa.	153

SUMÁRIO

CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO	14
1.1. OBJETIVOS	15
1.2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	16
1.3. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	16
1.3.1. Clima.....	17
1.3.2. Hidrografia.....	18
1.3.3. Geomorfologia	18
1.3.4. Solos.....	19
1.3.5. Vegetação.....	21
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	23
1.4.1. Etapa Pré-campo	23
1.4.2. Etapa Campo	24
1.4.3. Etapa Pós-campo.....	26
CAPÍTULO II: GEOLOGIA REGIONAL	27
2.1. PROVÍNCIA TOCANTINS.....	28
2.2. ORÓGENO BRASÍLIA	28
2.3. ARCO CAMPINORTE	30
2.4. ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS	31
2.4.1. Arco Magmático de Mara Rosa	32
2.4.2. Intrusões Tardi a Pós-Orogênicas	34
2.4.3. Alterações Hidrotermais e Metalogênese da Área.....	34
CAPÍTULO III: FERRAMENTAS COMPLEMENTARES À CARTOGRAFIA GEOLÓGICA.....	36
3.1. SENSORIAMENTO REMOTO.....	37
3.1.1. Natureza dos dados	37
3.1.2. Processamento dos dados.....	38
3.1.3. Modelo Digital de Elevação.....	39
3.1.4. Composições coloridas	43
3.1.5. Mapas de Lineamentos Regionais	45
3.2. AEROGEOFÍSICA	48
3.2.1. Embasamento Teórico.....	48
3.2.2. Características do Aerolevanteamento	52

3.2.3. Processamento dos dados.....	53
3.2.4. Análise e Interpretação dos dados.....	58
CAPÍTULO IV: GEOLOGIA DO PROJETO MARA ROSA	66
4.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	67
4.1.1. Arco Magmático Campinorte.....	67
4.1.2. Arco Magmático Mara Rosa	69
4.1.2.1. Unidade Metavulcanossedimentar	69
4.1.2.2. Unidade Metassedimentar	70
4.1.2.3. Rochas Intrusivas Pré a Sin-tectônicas.....	70
4.1.2.4. Unidade Hidrotermal.....	71
4.1.3. Grupo Serra da Mesa.....	72
4.1.4. Intrusivas Tardi a Pós-tectônicas	72
4.2. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DO PROJETO MARA ROSA.....	73
4.2.1. Domínio I - Transbrasiliano.....	75
4.2.2. Domínio II - Mara Rosa.....	76
4.2.3. Domínio III - Bom Jesus.....	77
4.2.4. Domínio IV - Campinorte	79
CAPÍTULO V: GEOLOGIA DA ÁREA VII	81
5.1. PETROGRAFIA.....	82
5.1.1. Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa.....	84
5.1.1.1. Unidade Metavulcânica Máfica (NP1mr1)	84
5.1.1.2. Ortognaisses (NP3γ2mr)	86
5.1.1.3. Metamorfismo da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa.....	86
5.1.2. Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha	87
5.1.2.1. Unidade Metamáfica-Ultramáfica (NP2stg1)	87
5.1.2.2. Unidade Metassedimentar Psamo-pelítica (NP2stg2).....	88
5.1.2.3. Unidade Metassedimentar Química (NP2stg4).....	103
5.1.2.4. Metamorfismo da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha	103
5.1.3. Plúton Faina	104
5.1.3.1. Biotita Granito (NP3γ3f1)	105
5.1.3.2. Biotita Granodiorito (NP3γ3f2)	107
5.1.3.3. Enclaves	109
5.2. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA VII	110

5.2.1. Fase Dn	113
5.2.2. Fase Dn+1	118
5.2.3. Fase Dn+2	125
CAPÍTULO VI: CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS.....	127
6.1. RECURSOS MINERAIS DO PROJETO MARA ROSA.....	128
6.1.1. Sistema Pórfiro-Epitermal.....	128
6.1.2. Sistema Aurífero Orogênico	129
6.1.3. Sistema Residual/Supergênico	130
6.1.4. Minerais e Rochas Industriais	130
6.2. RECURSOS MINERAIS DA ÁREA VII.....	132
6.2.1. Rocha ornamental de revestimento	132
6.2.2. Granada associada a <i>hornfels</i>	133
6.2.3. Manganês associado a gondito.....	134
CAPÍTULO VII: EVOLUÇÃO TECTÔNICA	136
7.1. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO BRASÍLIA.....	138
7.2. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ARCO MARA ROSA	138
7.2.1. Estágio de Arco Paleoproterozoico.....	139
7.2.2. Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico	142
7.2.3. Estágio de Colisão Arco-Continente.....	143
7.2.4. Estágio Colisional a Pós-Colisional.....	144
7.2.5. Estágio Extensional Pós-Orogênico.....	145
7.3. MODELO EVOLUTIVO DO ARCO MARA ROSA	146
CAPÍTULO VIII: CONCLUSÕES	148
CAPÍTULO IX: REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	154

Capítulo I
INTRODUÇÃO

O Projeto Mara Rosa (PMR) é resultado das disciplinas “Preparação do Mapeamento Geológico Final” e “Trabalho de Mapeamento Geológico Final”, ofertadas pelo Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB) como requisitos para graduação em geologia. O mapeamento geológico foi realizado em escala 1:25.000 na porção noroeste do Estado de Goiás. Este relatório compila as etapas concluídas pela área VII entre os meses de junho de 2022 e fevereiro de 2023.

Participaram do PMR 29 discentes, 7 professores orientadores e 1 professor coordenador. Os discentes formaram 8 trios e 3 duplas que foram coordenados pelo professor Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira e orientados pelos professores Dr. Elton Luiz Dantas, Dr. Guilherme de Oliveira Gonçalves, Dr. Luís Gustavo Ferreira Viegas, Dr^a. Maria Emilia Schutesky Della Giustina, Dr^a. Natalia Hauser, Dr^a. Roberta Mary Vidotti e Dr. Valmir da Silva Souza.

1.1. OBJETIVOS

O PMR teve como objetivo o mapeamento geológico em escala de semidetalhe da região entre os municípios de Mara Rosa (GO) e Alto Horizonte (GO). A integração das 11 áreas do projeto totaliza 620 km², os quais cada dupla ou trio de estudantes ficou responsável por cartografar áreas de 60 km², com exceção de uma área de 80 km² e uma de 45 km². A região está inserida no contexto tectônico do Arco Magmático de Goiás. Precisamente, na porção norte onde é denominado o Arco Magmático de Mara Rosa.

Este relatório reúne resultados e interpretações no que se refere à área VII do PMR. Para tanto, foi necessária a utilização de conhecimentos prévios para analisar e discutir os dados adquiridos. Os capítulos discorrem a respeito de revisão bibliográfica de trabalhos prévios na área de estudo, análise e interpretação de dados aerogeofísicos e de sensoriamento remoto, descrições petrográficas, caracterização das estruturas geológicas, descrição de ocorrências minerais e evolução tectônica.

A realização deste projeto possui relevância científica e econômica, em vista que contribui para a evolução dos conhecimentos geológicos acerca do Arco Magmático de Mara Rosa. O mapeamento na escala 1:25.000 insere um maior número de dados para a região que já foi cartografada em escala 1:100.000 e, por consequência, refina o conhecimento que já se tem das unidades mapeadas em trabalhos prévios. Do ponto de vista acadêmico, permite a capacitação de futuros geólogos a partir do caráter multidisciplinar do projeto, unindo diversas áreas das geociências estudadas durante a graduação.

1.2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área está localizada na porção noroeste do estado de Goiás, aproximadamente a 350 km de Brasília, nos arredores dos municípios de Alto Horizonte (GO), Amaralina (GO), Campinorte (GO), Estrela do Norte (GO), Mara Rosa (GO) e Mutunópolis (GO). A partir de Brasília, o acesso à cidade de Mara Rosa (GO) foi feito pela rodovia federal BR-080, em sentido aos municípios de Padre Bernardo (GO) e Barro Alto (GO).

A distância de Brasília (DF) à Barro Alto (GO) é de 202 km. Ao fim da BR-080, é necessário acessar a BR-153 em sentido norte, também conhecida como Rodovia Belém-Brasília. Por fim, o acesso à cidade de Mara Rosa (GO) se dá pela rodovia GO-239.

Dentro da área do projeto, o acesso à área VII é feito utilizando a estrada pavimentada GO-347 até Alto Horizonte (GO). Ao chegar na mina de Chapada (*Lundin Mining*), segue-se por estradas não-pavimentadas que conectam propriedades rurais em sentido noroeste até a BR-080, principal rodovia utilizada para acesso às localidades da área VII (Figura 1.1). O ponto de referência principal da área VII é a Serra do Fanha, a qual limita a borda noroeste da área.

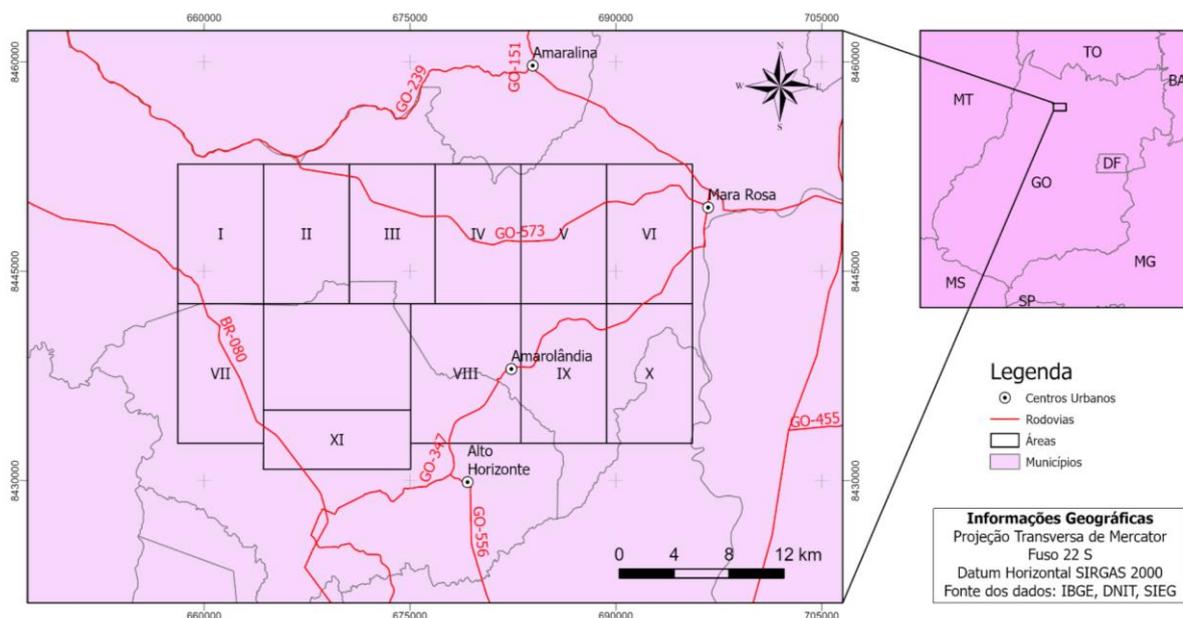


Figura 1. 1: Mapa de localização do PMR com as principais vias de acesso às áreas.

1.3. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

É de suma importância avaliar as características do meio físico para um trabalho de mapeamento geológico. Aspectos como clima, hidrografia, geomorfologia, solos e vegetação estão intrinsecamente relacionados aos processos superficiais, como o intemperismo químico e físico, e da mesma forma com a geologia local. Logo, em uma área que não é abundante

afioramentos rochosos, como a área VII, avaliar condições da geografia física auxilia na definição de unidades litológicas.

1.3.1. Clima

O clima do estado de Goiás pode ser classificado como quente e semi-úmido com quatro a cinco meses secos (Nimer, 1972). Ocorrem duas estações bem definidas, a chuvosa, de novembro a março, e a seca, nos meses de maio a setembro, período em que a umidade relativa do ar tende a permanecer abaixo de 70% (Nascimento, 1992). A temperatura anual média (26°C) e o índice pluviométrico anual (1800 mm/ano) da porção norte do estado de Goiás são mais elevadas que as porções ao sul do estado.

A região próxima à área de estudo, segundo o sistema de classificação climática Köppen-Geiger, é de clima tropical com estação seca no inverno. A precipitação média anual está na ordem de 1.600 mm/ano e concentra-se entre os meses de dezembro e março. A série histórica da estação pluviométrica de Porangatu (GO) registra os dados adquiridos durante os últimos 30 anos (Figura 1.2). Nota-se que a temperatura varia entre máximas de 35° C e mínimas de 20°C, sendo setembro o mês mais quente do ano e junho e julho, os meses com as menores temperaturas registradas. Ainda de acordo com a estação automática de Porangatu, o período chuvoso tem duração de cerca de nove meses e o de seca três, sendo julho o mês mais seco.

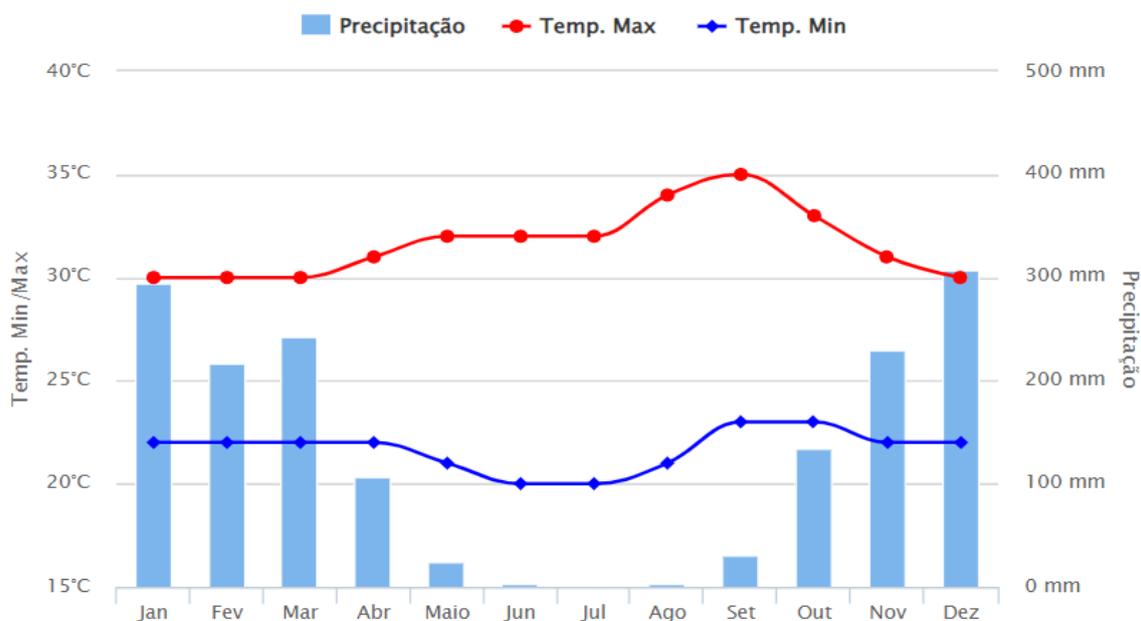


Figura 1. 2: Série histórica de dados de temperatura e precipitação para o município de Porangatu (GO), estação mais próxima da área de estudo. Dados correspondentes a estação pluviométrica A005. Fonte: <https://www.climatempo.com.br/climatologia/2132/porangatu-go>

1.3.2. Hidrografia

O PMR está localizado dentro do contexto da bacia hidrográfica Tocantins-Araguaia. Abrangendo a porção norte do estado Goiás, a bacia hidrográfica do Tocantins-Araguaia é considerada a quarta maior bacia de drenagem da América do Sul, com extensão de 777.308 km² e ocupando dois grandes biomas: Cerrado na porção sul e Floresta Tropical Amazônica ao norte.

Dentro do contexto da área VII, encontram-se três domínios hidrográficos. A porção nordeste é composta pela bacia hidrográfica Ribeirão Santa Maria, a porção noroeste pela região hidrográfica Rio dos Bois e o restante, que recobre a maior parte da área, pela bacia hidrográfica do Rio Formiga (Figura 1.3).

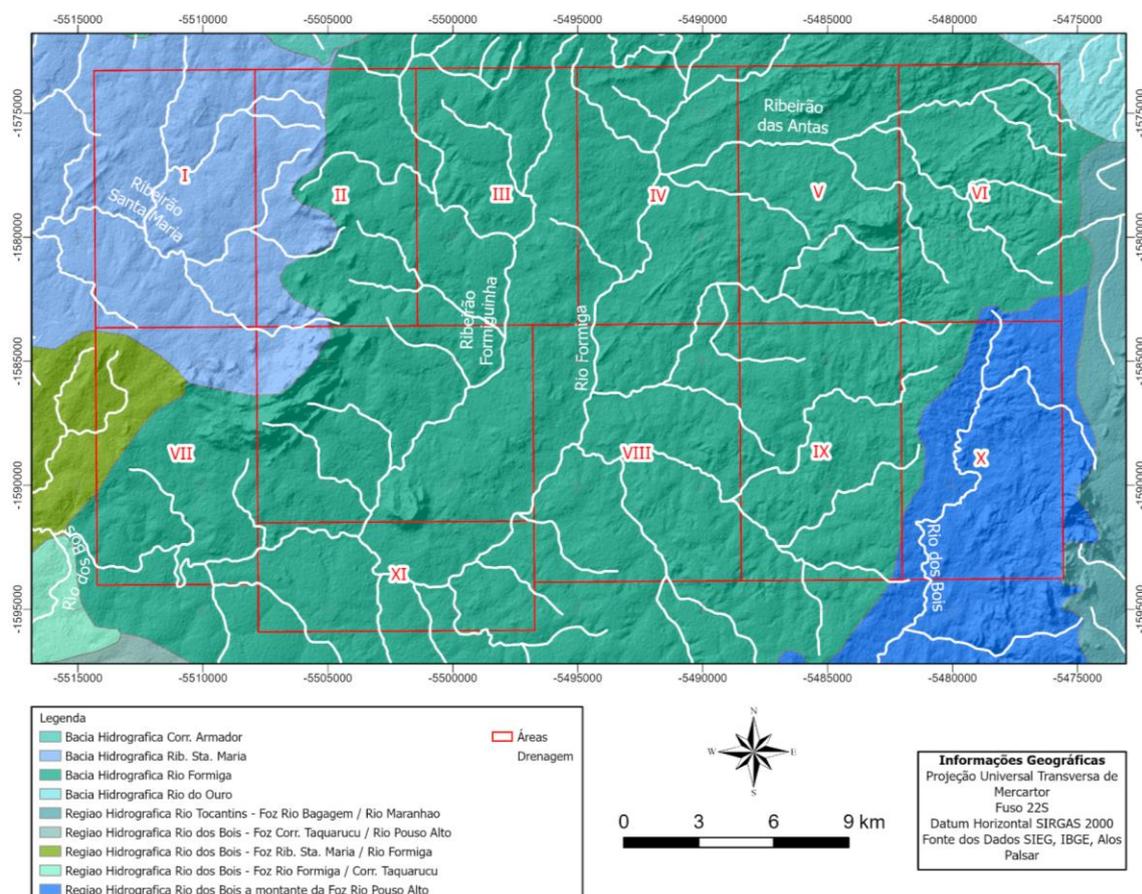


Figura 1. 3: Mapa de Bacias Hidrográficas do Projeto Mara Rosa.

1.3.3. Geomorfologia

O estado de Goiás é compartimentado em seis regiões subdivididas em 20 unidades geomorfológicas. As regiões são: região do Planalto Central Goiano, região do Divisor São Francisco-Tocantins, região dos Planaltos e Chapadas Goiás-Minas, região dos Planaltos

Setentrionais, região dos Planaltos Areníticos-Basálticos Interiores, região das Superfícies Aplainadas (CPRM, 2009).

No contexto do presente relatório, as áreas do PMR estão inseridas na região das Superfícies Aplainadas, subdividida na unidade Superfície do Tocantins (Figura 1.4). A região ocupa espaços periféricos ou interplanálticos, constituindo o piso regional do relevo, representada por superfícies planas e baixas, resultado do processo erosivo da região. A Superfície do Tocantins apresenta relevos aplainados e de dissecação, com formas tabulares, amplos interflúvios e aprofundamento de drenagem muito fraca (CPRM, 2009).

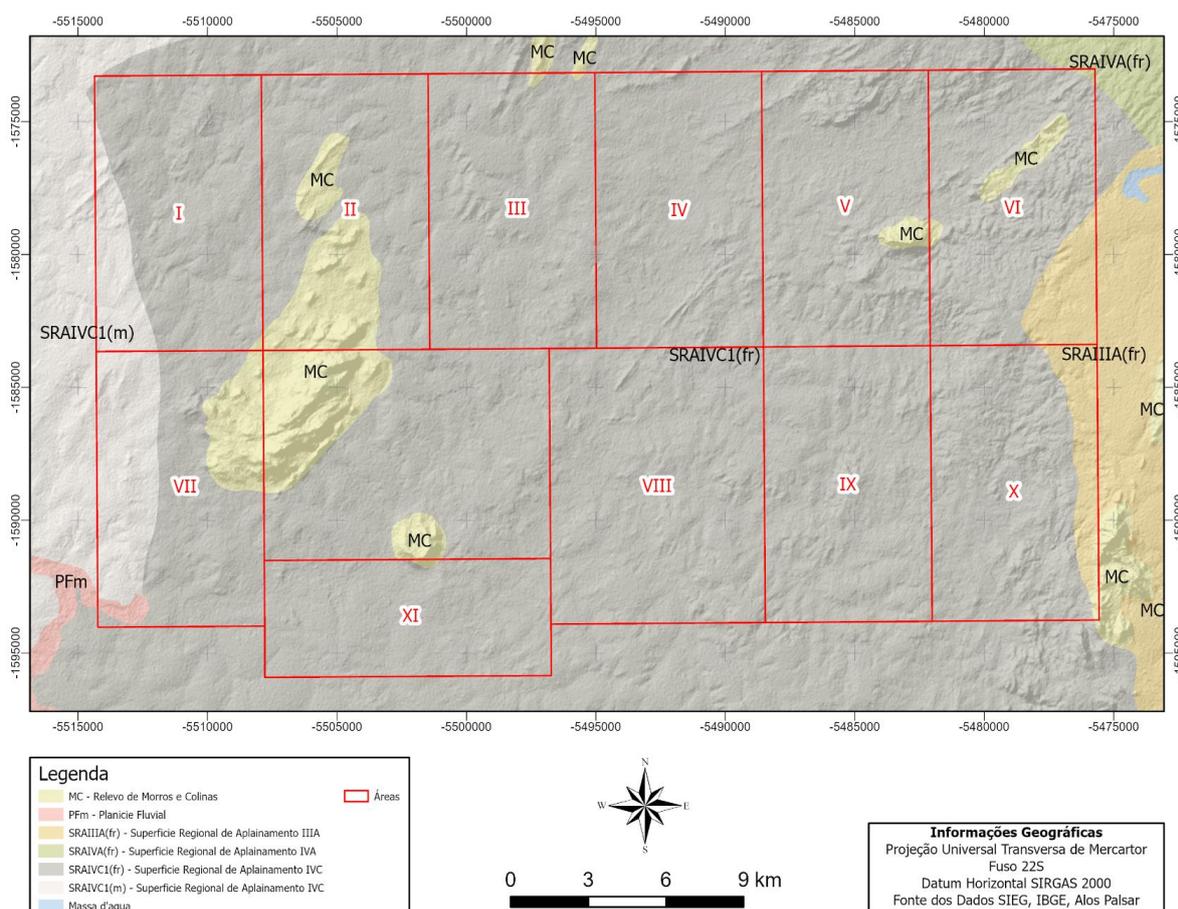


Figura 1. 4: Mapa geomorfológico do PMR compartimentado em seis divisões geomorfológicas. Na área VII, observam-se as divisões MC, SRAIVC1 (m), SRAIVC1 (fr) e PFm.

1.3.4. Solos

Os solos são formados por um conjunto de reações químicas, processos mecânicos, lixiviação e atividade biológica que transformam o material de partida em um perfil de solo. São classificados como uma coleção de corpos naturais, constituídos por partes sólidas, líquidas e gasosas, tridimensionais, formados por materiais minerais e orgânicos que ocupam a maior parte da porção superficial dos continentes terrestres (Embrapa, 2013).

Segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), na área do PMR (Figura 1.5), prevalecem os cambissolos, plintossolos, latossolos, argissolos e neossolos. A classificação de cada um, segundo o SiBCS, revela que os cambissolos apresentam um grupamento de solos pouco desenvolvidos e pouco espessos. Possuem fragmentos do material parental que sofreram alteração química e física em grau não muito avançado, porém suficiente para desenvolvimento de cor ou de unidades estruturais.

O plintossolo se refere a um grupamento de solos com horizontes plínticos ou petroplínticos dentro dos primeiros 40 cm. Marcados por expressiva plintitização, processo pedogenético específico de translocação de ferro na forma reduzida, seguida por precipitação por oxidação. O latossolo evidencia um solo com evolução muito avançada com atuação expressiva de processo de latolização (ferralitização), resultando em alteração intensa dos constituintes minerais primários e concentração relativa de argilominerais resistentes e/ou óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio (Embrapa, 2013).

O argissolo evidencia solo com textura franco arenosa ou mais fina com uma evolução avançada com atuação incompleta do processo de ferralitização. Neossolos representam um grupamento de solos pouco evoluídos, em vias de formação, seja pela reduzida atuação dos processos pedogenéticos, seja por características inerentes ao material originário (Embrapa 2013).

Na área VII do PMR, é possível observar que se desenvolvem três classes distintas de solos. O neossolo litólico distrófico representa um solo com contato lítico, permitindo que o horizonte A ou hístico assente diretamente sobre a rocha. Representa no contexto geológico da área a região com relevo mais acentuado onde aflora grandes corpos rochosos. O plintossolo pétrico concrecionário representa a maior cobertura da área VII e representa solos com horizonte concrecionário em posição diagnóstica, dentro de 200 cm a partir da sua superfície. Por fim, o latossolo vermelho distrófico representa solos com saturação por bases <50% na maior parte dos primeiros 100cm do horizonte B (SiBCS, Embrapa 2018).

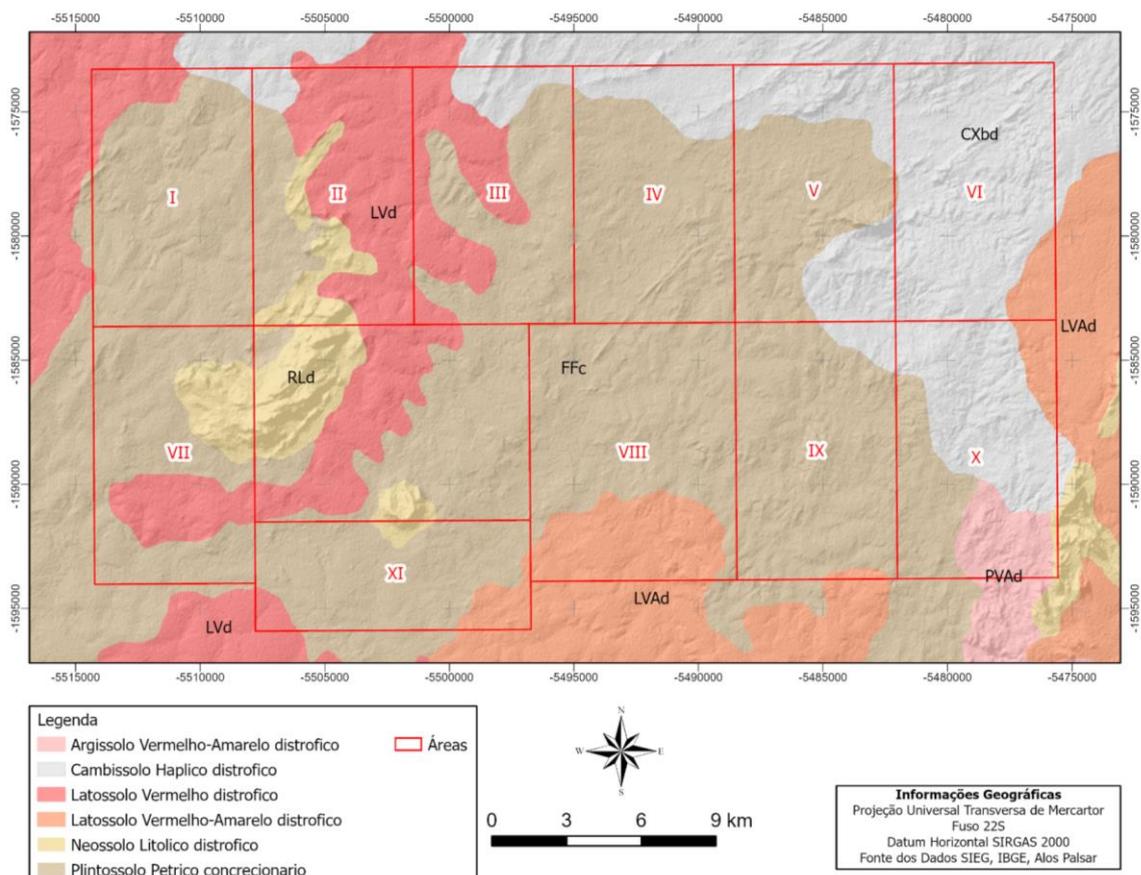


Figura 1. 5: Mapa pedológico do Projeto Mara Rosa. É observada a ocorrência de neossolo lítólico, plintossolo pétrico concrecionário e latossolo vermelho distrófico nos limites da área VII.

1.3.5. Vegetação

O Cerrado é o segundo maior bioma da América do Sul, cobrindo originalmente cerca de 96% do Estado de Goiás, que é a unidade federativa com a maior presença deste bioma no Brasil (IBGE, 2019). O bioma abriga cerca de 12.829 espécies de plantas nativas já catalogadas (BFG, 2021) e é considerado como a savana com a maior biodiversidade do mundo (Ribeiro & Walter, 2008). Apesar do reconhecimento como *hotspot* (área com grande riqueza biológica e endemismos), o cerrado no Brasil é o bioma que possui menor porcentagem de áreas sobre proteção integral (IBGE, 2019).

A vegetação dentro do PMR (Figura 1.6) encontra avanço de atividades antrópicas, onde se destacam a abertura de grandes áreas de pastagem e atividades agrícolas. Domínios da área do projeto que apresentam relevo acentuado, como a serra do Fanha (Figura 1.7), estão relacionados às porções que ainda preservam parte da cobertura vegetal original do bioma. Nessas porções, são encontradas vegetações de médio a grande porte, enquanto nas regiões mais baixas e relativamente planas é encontrada a vegetação de pequeno a médio porte.

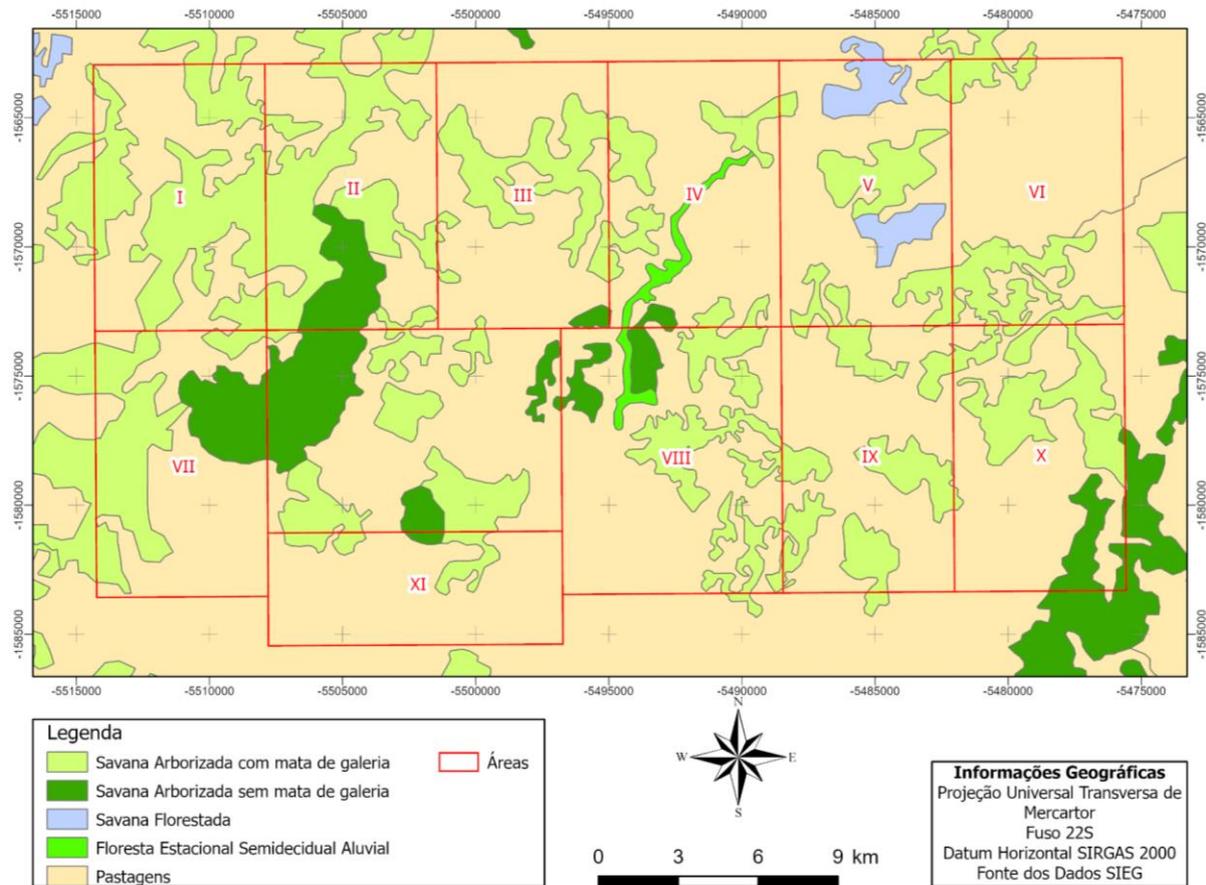


Figura 1. 6: Uso e Cobertura Vegetal do Projeto Mara Rosa.



Figura 1. 7: Foto na porção noroeste da área VII destacando grandes áreas destinadas à atividade agrícola. Ao fundo, nota-se a Serra do Fanha, a qual apresenta relevo acentuado e preservação da vegetação nativa.

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização do trabalho no tempo estipulado, foi feito um cronograma de atividades dividido em etapas, como é mostrado na Tabela 1.1.

Tabela 1.1: Cronograma de atividades para o PMR dividido nas etapas pré-campo, campo e pós-campo.

Etapas	Atividades	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro	Janeiro	Fevereiro
PRÉ - CAMPO	Revisão Bibliográfica	■	■	■	■	■	■	■	■	■
	Cap. Interpretação de dados Aerogeofísicos e Sensoriamento Remoto		■							
	Cap. Geologia Regional		■	■						
	Cap. Introdução			■						
	Mapa Base Integrado			■						
	Mapa geológico-geofísico integrado e interpretado			■						
CAMPO	Mapeamento Geológico e confecção do mapa Geológico Preliminar				■					
PÓS - CAMPO	Confecção do mapa Geológico					■	■	■	■	■
	Cap. de Petrografia						■			
	Refinamento do mapa geológico						■	■		
	Cap. de Geologia do Projeto Mara Rosa						■	■		
	Cap. de Geologia Local							■		
	Cap. de Geologia Estrutural							■	■	
	Cap. de Geologia Econômica								■	
	Cap. de Evolução Tectônica								■	■
	Cap. de Conclusões									■
Volume Final						■	■	■	■	

1.4.1. Etapa Pré-campo

A etapa pré-campo ocorreu entre os meses de junho e agosto de 2022, após definição das áreas que seriam posteriormente mapeadas. Primeiramente, foram feitos trabalhos de

revisão bibliográfica, interpretação de dados aerogeofísicos e de imagens de sensores remotos. Concomitantemente, ocorreram palestras relacionadas ao projeto ministradas pelos professores orientadores. Os capítulos 1, 2 e 3 deste relatório tiveram a escrita iniciada nesta fase do trabalho.

O levantamento bibliográfico foi realizado através de consultas a artigos científicos, dissertações de mestrados e teses de doutorados. A partir disso, foi compreendido o estado da arte sobre a geologia regional do Arco Magmático de Mara Rosa, gerando uma noção prévia do esperado na etapa de campo.

O mapa base de campo (Figura 1.8) foi confeccionado com imagens do satélite *CBERS-4A* com o auxílio dos *softwares Google Earth e ArcGIS*, na escala de 1:25.000. Foram extraídas as principais rodovias, vias de acesso, tanto pavimentadas, quanto não-pavimentadas, propriedades rurais e drenagens. Também foram processados os dados aerogeofísicos utilizando o *software Geosoft* e, posteriormente, feitos os mapas interpretativos das imagens de aerogamaespectometria e aeromagnetometria (consultar Capítulo 3).

1.4.2. Etapa Campo

A etapa campo teve duração do dia 16 de setembro de 2022 até o dia 01 de outubro de 2022, totalizando 16 dias dedicados ao mapeamento geológico. Durante o trabalho de campo, foram realizados perfis perpendiculares à foliação, com objetivo de recobrir a área designada da melhor forma possível, buscando definir com clareza os contatos das unidades litológicas. Em campo, foi feito o mapa geológico preliminar integrado do PMR, utilizando produtos auxiliares como mapa de pontos de cada área, mapas aerogeofísicos e imagens de sensores remotos.

Ao todo para a área VII, foram feitos 109 pontos durante o mapeamento, sendo possível consultá-los no mapa de pontos (Apêndice I) e as informações coletadas nos afloramentos foram organizadas em tabela descritiva (Apêndice II). Em cada ponto foi realizada descrição sistemática da rocha, a partir da coleta de dados petrográficos e estruturais. Reuniões diárias após o dia de mapeamento foram dedicadas à discussão de dados com professores e áreas adjacentes, além do planejamento para o dia seguinte.

Durante o trabalho de campo, os seguintes equipamentos foram utilizados: mapas, marreta, martelo, bússola, lupa, caderneta de campo, ímã, canivete, rádio, GPS, água oxigenada, sacos de amostra, etiquetas para amostragem e *smartphones*. No caso do último item, esse foi útil como ferramenta de navegação a partir de aplicativos como *Offline Maps* e

Avenza e, também, como câmera fotográfica para registro de feições interessantes para o relatório.

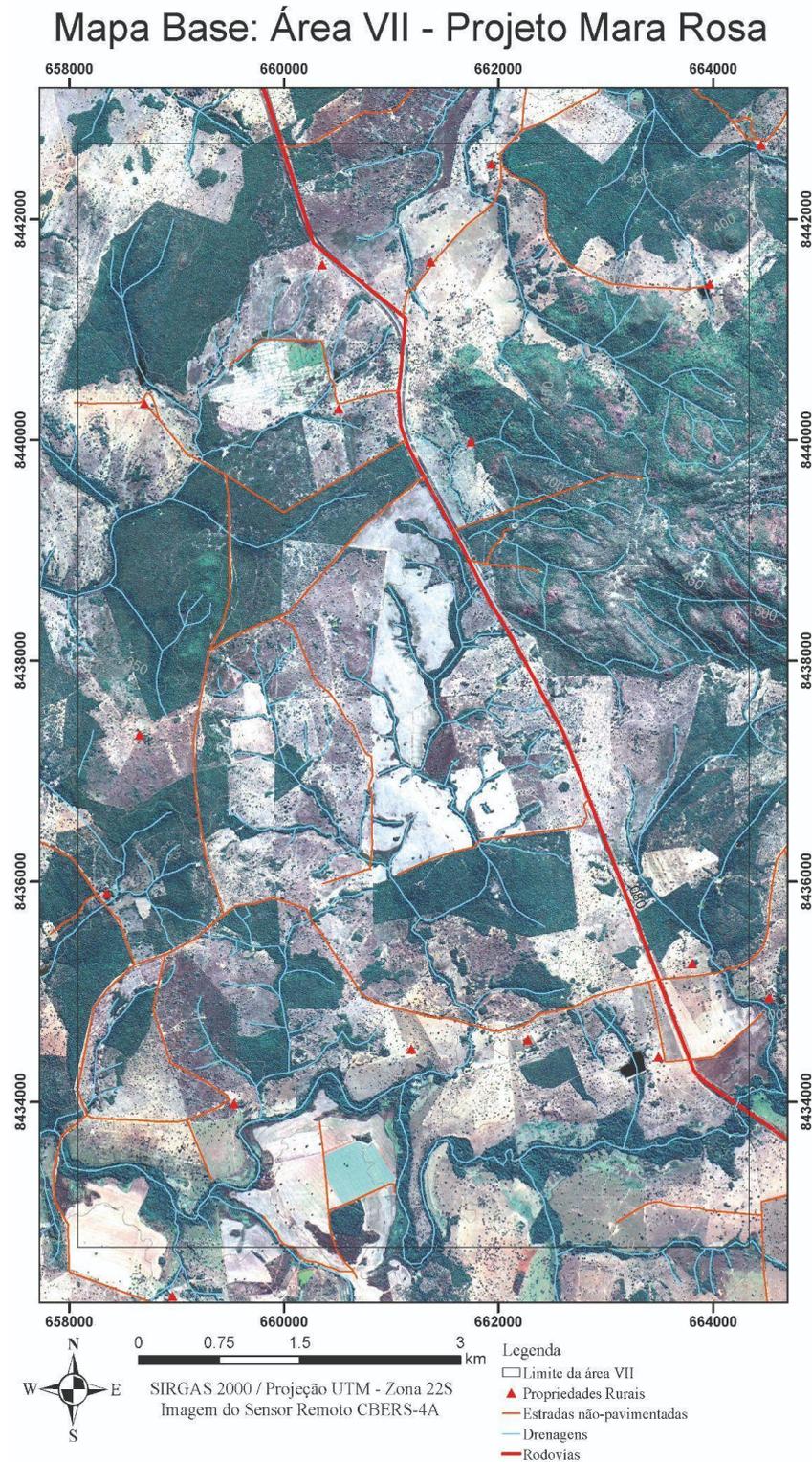


Figura 1. 8: Mapa base da área VII em composição RGB 3-2-1 (cor verdadeira).

1.4.3. Etapa Pós-campo

A última etapa do projeto teve início no mês de outubro do ano de 2022 e se estendeu até fevereiro do ano de 2023. Durante o pós-campo, foram integrados aos dados de campo as informações petrográficas, de lâminas delgadas, permitindo o aprimoramento do mapa geológico preliminar e das seções geológicas. Foram preparadas 15 lâminas delgadas correspondentes às amostras mais representativas da área VII, que foram descritas em fichas (Apêndice V) permitindo uma melhor compreensão dos litotipos identificados durante a etapa de campo.

A partir da microscopia óptica, foi escrito o capítulo de geologia local. Em seguida, foram feitos os capítulos de geologia estrutural, geologia econômica, evolução tectônica e conclusões. A finalização dessa etapa ocorreu com as apresentações finais das áreas do PMR para as bancas avaliadoras, entre os dias 13 e 15 de fevereiro.

Capítulo II
GEOLOGIA REGIONAL

2.1. PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Tocantins foi formada pela movimentação convergente entre os crátons Amazonas, São Francisco-Congo e Paranapanema (Valeriano *et al.*, 2004; Hasui, 2010, 2012; Fuck *et al.*, 2017). Trata-se de um sistema orogênico que se estende por milhares de quilômetros na porção central e nordeste do Brasil relacionado à amalgamação do Gondwana Ocidental durante o neoproterozóico e eocambriano (Pimentel *et al.*, 2016). Formada pelo conjunto de cinturões orogênicos Paraguai, Araguaia e Brasília, situados entre o Cráton Amazônico e Cráton São Francisco, apresenta espessura crustal que varia entre 33 e 53 km de acordo com a configuração tectônica de cada faixa (Trindade, 2014).

2.2. ORÓGENO BRASÍLIA

O Orógeno Brasília, localizado na porção central do Brasil, se desenvolveu em um prolongado intervalo de tempo estimado entre 900–600 Ma, envolvendo subducção, atividade ígnea e acrescionária, como resultado do consumo da litosfera do oceano Goiás. Se estende por mais de 1000 km com *trend* estrutural geral de direção N-S (Figura 2.1). A compartimentação geral do orógeno, segundo Uhlein *et al.* (2012), se dá em dois segmentos, um externo e outro interno. O primeiro com deformação menos intensa no estilo *thin-skinned* e o segundo com metamorfismo mais alto, no estilo *thick-skinned*.

O segmento norte, de direção NE-SW, se estende até o estado do Tocantins, e o segmento sul, de direção NW-SE, segue até a região da Serra da Canastra (Fuck *et al.*, 2017). De maneira geral, o sistema orogênico é marcado por falhas de empurrão regionais, de direção norte-sul, com vergência para leste, que justapõem rochas de diferentes níveis crustais, com variações longitudinais. Segundo Dardenne (1978, 1981), Fuck *et al.* (1993) e Fuck (1990, 1994), é compartimentado em cinco zonas distintas, sendo elas:

I) Zona cratônica com restritas exposições do embasamento e extensas coberturas fanerozóicas e pré-cambrianas, representadas pelos grupos Paranoá e Bambuí.

II) Zona externa, composta por unidades metassedimentares (grupos Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá) e porções do embasamento, estruturadas em um cinturão de dobras e empurrões de antepaís.

III) Zona interna, correspondente a sedimentos distais, muitas vezes com caráter turbidítico com associação de sedimentos químicos e variada contribuição vulcânica, estas, são atribuídas ao grupo Araxá com áreas de embasamento expostas entre faixas de xisto.

IV) O Maciço de Goiás, que inicialmente se referia a todas as rochas cristalinas do centro do Brasil de idades e origens desconhecidas (Marini *et al.*, 1984) relacionadas ao

embasamento do Arco Magmático de Goiás. Sabe-se pelo trabalho de Cordeiro & Oliveira (2017), baseado em dados de U-Pb e Lu-Hf, que a formação do Maciço de Goiás teria ocorrido entre 2,2-2,0 Ga, relacionado à parte oeste do paleocontinente São Francisco-Congo.

Engloba os terrenos granito-greenstone de Crixás-Pilar e Goiás-Hidrolina, formados no Arqueano recobertos por metassedimentos do Grupo Serra da Mesa e justapostos em sequências vulcano-sedimentares adjacentes a complexos ultramáficos, como Barro Alto e Niquelândia. Compõe um fragmento crustal enigmático de comportamento independente durante os eventos do Ciclo Brasileiro (Fuck *et al.*, 1994).

V) Arco Magmático de Goiás que abrange a porção noroeste de Goiás, composto por terrenos ortognáissicos e sequências vulcano-sedimentares neoproterozóicas acrescida entre cerca de 930 e 600 Ma (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel *et al.*, 1993). É marcado pela assinatura de crosta juvenil retrabalhada pela colisão dos continentes Amazônico e São Francisco-Congo, intrudidas por granitos tardi- a pós tectônicos (590-480 Ma) (Fuck, 1994).

O maciço é separado do Arco Magmático de Goiás na sua porção oeste pela Falha Rio dos Bois, enquanto na porção norte encontra-se soterrado pela Bacia Paleozóica Parnaíba. Ao sul aparece encoberto por unidades supracrustais do Orógeno Brasília e à leste por unidades sedimentares pertencentes aos grupos Bambuí e Urucuaia.

Estudos de proveniência sedimentar baseados em geocronologia U-Pb de minerais detríticos indicam que as unidades sedimentares do orógeno também registram diferentes ambientes tectônicos e estágios de evolução (Pimentel, 2016). Os grupos Araxá e Ibiá contêm uma grande quantidade de zircões detríticos neoproterozóicos, sugerindo proveniência a partir do Arco Magmático de Goiás. Idades de metamorfismo, embora não muito abundantes, indicam pico do metamorfismo em cerca de 0.65 Ga, o que provavelmente corresponde à época de fechamento do oceano e colisão continental (Pimentel, 2016).

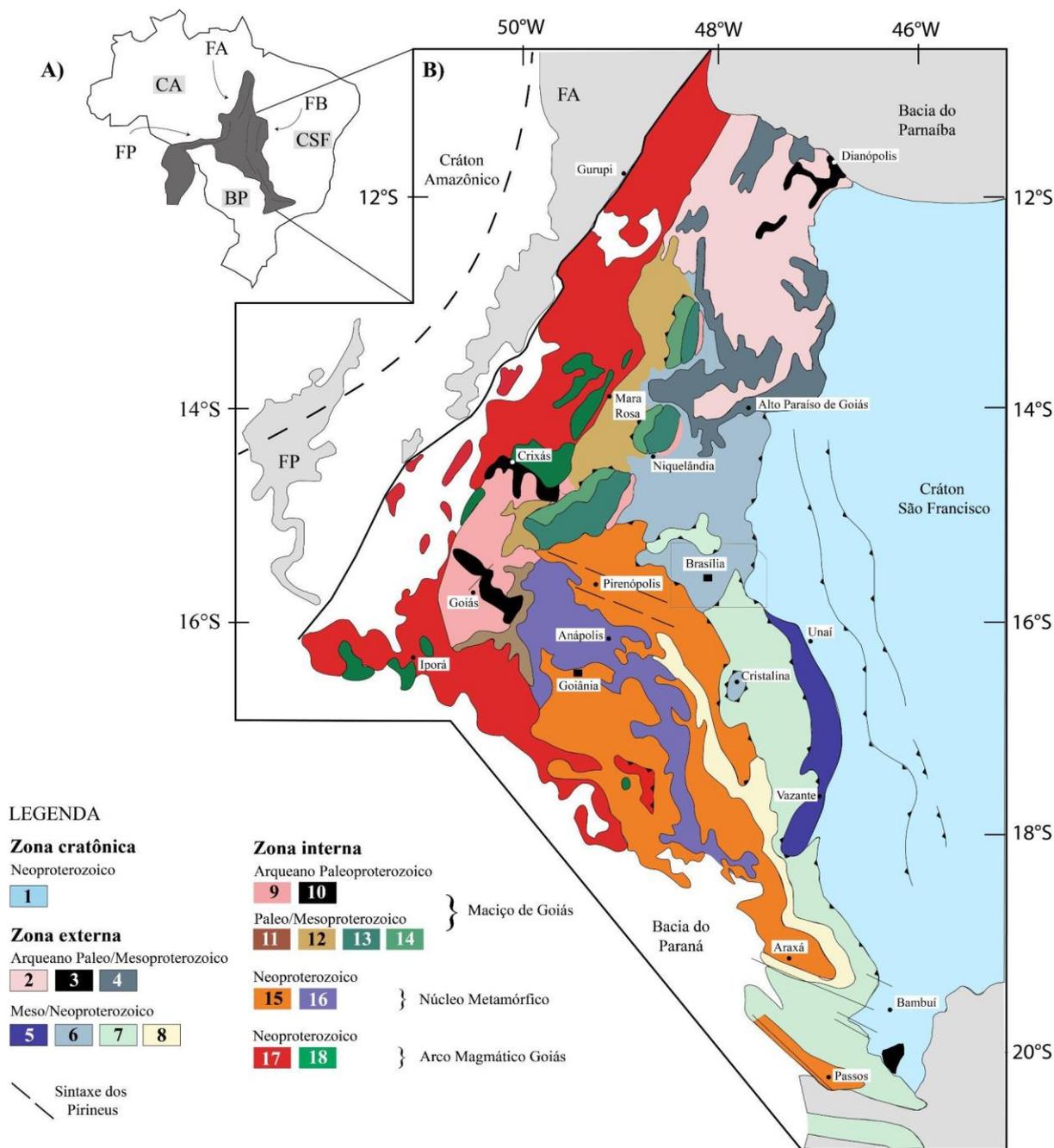


Figura 2. 1: Mapa geológico simplificado do Orógeno Brasília (Pimentel et al., 2004 adaptado por Oliveira et al., 2007).

2.3. ARCO CAMPINORTE

O Arco Campinorte é um arco de ilhas desenvolvido entre 2,19-2,07 Ga, pouco exposto, em contato com o Arco Magmático de Goiás pela Falha Rio dos Bois na Faixa Brasília Norte, Brasil Central (Cordeiro et al., 2014). Consiste em uma unidade supracrustal, de natureza sedimentar e vulcânica, que é encontrada associada a rochas intrusivas ácidas de composição tonalítica a granítica (Kuyumjian et al., 2004; Oliveira et al., 2006).

O Arco Campinorte é segmentado em Suíte Pau de Mel, que inclui metatonalitos a metamonzogranitos, e rochas metavulcanossedimentares da Sequência Campinorte. Geoquímica de rocha total da Suíte Pau de Mel indica pelo menos três magmas parentais distintos compatíveis com assinaturas de arco vulcânico e que progridem a composições de termos monzograníticos mais evoluídos que teriam intrudido a Sequência Campinorte (Cordeiro *et al.*, 2014).

Paragranulitos e granulitos máficos expostos na região também são parte do Arco Campinorte. Giustina *et al.* (2009) propôs idade deposicional máxima de 2.2 Ga para a sequência supracrustal através da análise de U-Pb em zircão realizada em quartzito micáceo da Sequência Campinorte, sendo considerada embasamento das sequências Neoproterozóicas do Orógeno Brasília.

2.4. ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

Inicialmente acreditava-se que o Arco Magmático de Goiás (AMG) fazia parte de um prolongamento de terrenos *greenstone belt* de Crixás-Pilar (Machado, 1981). Se estende por centenas de quilômetros na direção NNE, desde a região de Arenópolis e Bom Jardim de Goiás até Mara Rosa-Porangatu, no estado de Goiás e sul de Tocantins. Compõe a unidade tectônica mais ocidental do Orógeno Brasília e está limitado a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano (Seer, 1985; Curto *et al.*, 2014; Carneiro 2019).

O AMG apresenta evidências claras do fechamento de um extenso paleo oceano denominado Goiás-Farusiano (0,9 - 0,6 Ga) e corresponde a uma das maiores e mais bem preservadas porções dos orógenos neoproterozóicos do oeste do Gondwana. Encontra-se exposto na porção setentrional (Arco de Mara Rosa) e meridional (Arco de Arenópolis) (Pimentel e Fuck, 1992; Pimentel *et al.*, 1997; 2000; Oliveira *et al.*, 2014). Possui espessura crustal conhecida, que varia entre 35 km ao sul e 42 km a norte (Trindade, 2014).

É constituído de rochas ígneas, sedimentares e espessas sequências supracrustais metassedimentares Meso-Neoproterozóicas (Pimentel e Fuck, 1992; Dardenne, 2000; Pimentel *et al.*, 2000). Os dados geocronológicos demonstram que o AMG, representa um complexo terreno de arco formado pela acreção de arcos de ilha intra-oceânicos mais antigos (ca. 0.9 – 0.8 Ga), seguida do desenvolvimento de arcos continentais mais evoluídos (ca. 0.6 - 0.5 Ga) (Pimentel *et al.*, 2016). Está inserido no chamado cinturão de ouro-cobre de Arenópolis-Mara Rosa que hospeda vários depósitos de ouro e cobre-ouro (Oliveira *et al.*, 2000).

2.4.1. Arco Magmático de Mara Rosa

O Arco Magmático de Mara Rosa, está localizado na porção noroeste do estado de Goiás (Arantes *et al.*, 1991), faz parte do AMG sendo componente importante do Orógeno Brasília. Possui alongamento em direção NE-SW e está limitado a noroeste pelo Lineamento Transbrasiliano e a sudeste pela falha Rios do Bois (Figura 2.2). Estudos geocronológicos e isotópicos realizados por diversos autores (Pimentel e Fuck 1992; Pimentel *et al.*, 1997; Junges *et al.*, 2002) identificaram dois eventos tectônicos-magmáticos distintos no Arco Mara Rosa, com um pico de metamorfismo mais antigo, que ocorreu há cerca de 0.9 Ga e o outro em cerca de 0.6 Ga.

As rochas mais antigas apresentam resposta alta para a susceptibilidade magnética ($0,04\eta\text{T/m}$), marcando eventos de acreção crustal. Já o mais novo, possui baixa susceptibilidade magnética ($0,001$ a $0,01\eta\text{T}$), sendo compostos por rochas mais evoluídas (Chiarini, 2007). Marcam inicialmente a construção de um arco de ilha oceânico na margem oriental do cráton São Francisco (CSF), coincidindo com o pico da orogênese brasileira. Neste contexto, o magmatismo em 0.6 Ga em Mara Rosa foi interpretado como parte da reciclagem da crosta juvenil formada no arco de 0.9 Ga (Pimentel *et al.*, 2000). Dados de U-Pb e Lu-Hf permitiram a melhor caracterização da assinatura desses dois eventos magmáticos, corroborando com hipóteses prévias (Matteini *et al.*, 2010).

Destaca-se neste trabalho, a sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa que ocupa o cinturão central e oriental do Arco Magmático de Mara Rosa (Oliveira *et al.*, 2006). Composta por rochas metaultramáficas, metabasaltos, metagrauvas, metacherts, formações ferríferas, gonditos, assim como uma grande variedade de rochas metapelíticas, metapsamíticas e hidrotermais. Todas as rochas previamente citadas encontram-se metamorfizadas sob condições de fácies xisto verde a anfíbolito. A datação U-Pb em zircões indica idade entre 900 e 800 Ma, formada ainda no contexto de arco de ilha intra-oceânico (Oliveira *et al.*, 2015).

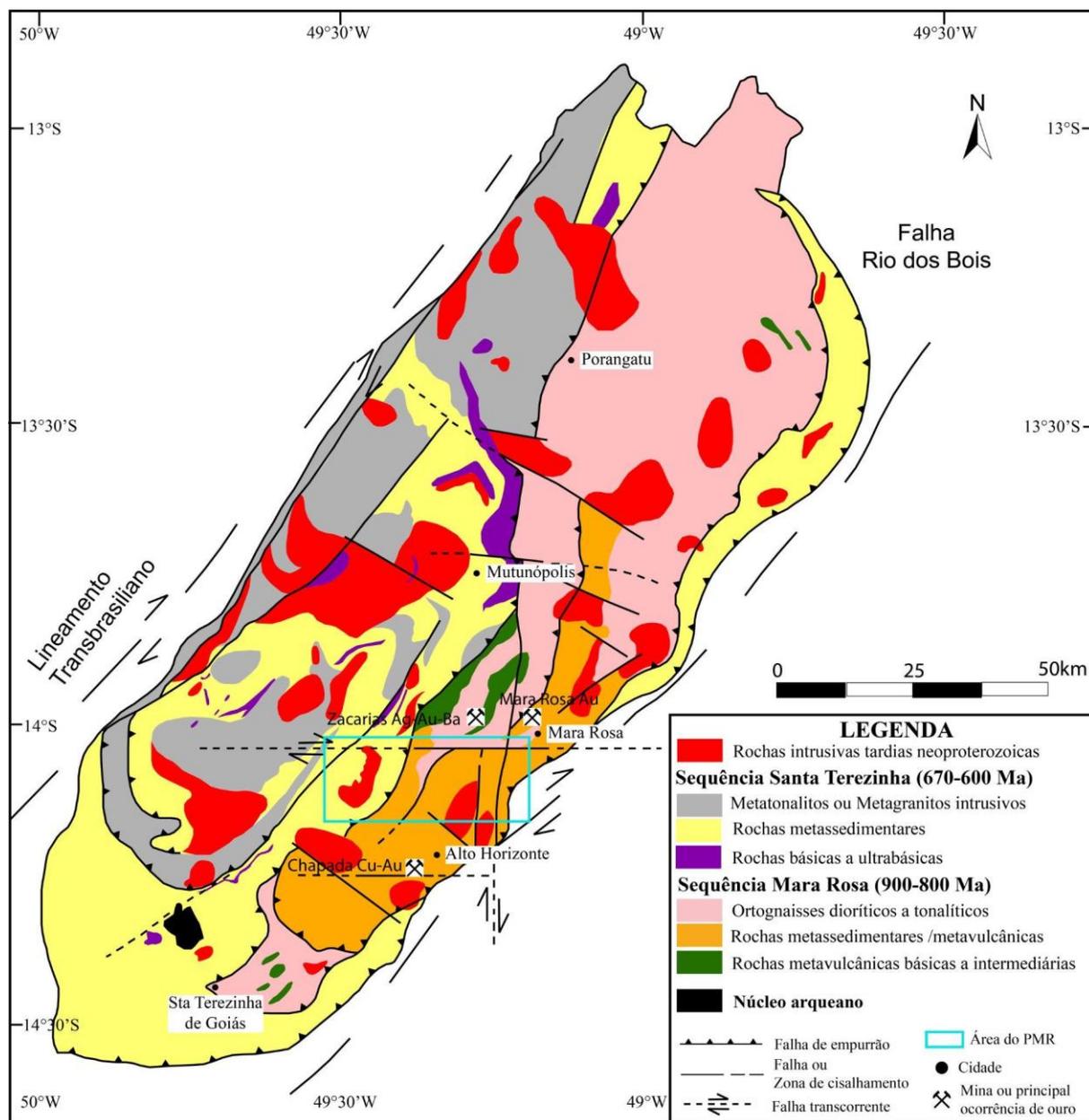


Figura 2. 2: Mapa geológico do arco magmático de Mara Rosa mostrando as sequências metavulcanossedimentares de Mara Rosa (900-800 Ma) e Santa Terezinha (670-600 Ma) e depósitos de ouro (Oliveira et al., 2016).

Distingue-se também a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha, a qual é composta por rochas de origem supracrustal, com produtos derivados de atividade vulcânica e depósitos sedimentares, estes provavelmente incorporando produtos epiclásticos derivados da erosão das fontes vulcânicas (Fuck *et al.*, 2006). Os dados de datação por U-Pb apontam idades Neoproterozóicas da ordem de 630-660 Ma (Dantas *et al.*, 2008).

A subunidade metavulcanossedimentar é representada, sobretudo, por anfíbolitos finos cinza escuros e epidoto anfíbolitos, além de meta-andesito. A composição mineralógica dos anfíbolitos e rochas associadas indica metamorfismo de fácies anfíbolito, com retrogressão

parcial. Os protólitos são correlacionados a derrames basálticos, associados ao vulcanismo de natureza andesítica. Já a subunidade metassedimentar é marcada por clorita xistos e rochas associadas em faixas alongadas, com cerca de 3 a 5 km de largura, que se estende até a porção oeste da área da Folha Santa Terezinha (Fuck *et al.*, 2006).

Embora não claramente catalogada, a contribuição vulcanoclástica provavelmente está presente em rochas em que o anfibólio e plagioclásio se associam a proporções elevadas de mica, epidoto, granada, quartzo e clorita, que, no entanto, também podem representar sedimentação imatura tipo arenito lítico (grauvaca). Análise U-Pb em zircão de amostra de andesito pórfiro indica a idade de 0,67 Ga, valor praticamente idêntico ao obtido em rocha vulcânica félsica intercalada na unidade de clorita xisto. A assinatura isotópica de neodímio (Nd) é representada por idades modelo TDM entre 0,8 e 1,19 Ga, indicando curta residência crustal (Fuck *et al.*, 2006).

2.4.2. Intrusões Tardi a Pós-Orogênicas

Os corpos tardios a pós tectônicos, apresentam composições gabróicas e graníticas, os quais intrudem os gnaisses e rochas supracrustais do AMG (Viana *et al.*, 1995, Pimentel *et al.*, 2004). Em Mara Rosa, foram descritos por Viana (1995) dois tipos distintos de corpos intrusivos, dominados por dioritos e intrusões graníticas. De acordo com Pimentel *et al.* (2004) teriam ocorrido após o evento tectônico de 600 Ma durante a Orogênese Brasileira.

Destaca-se o Granito Faina que abrange a suíte de plutônicas intermediárias a ácidas ($\text{SiO}_2 = 64,9\% \text{ a } 72,9\%$) representada por corpos pequenos pouco ou não deformados de natureza pós-tectônica. O granito possui idade de cristalização de 576 ± 6 Ma (Pimentel *et al.*, 2000), e idades modelo Sm-Nd entre 1,1 e 1,5 Ga (Viana *et al.* 1995, Junges *et al.* 2002).

2.4.3. Alterações Hidrotermais e Metalogênese da Área

As alterações hidrotermais difusas na região se manifestam principalmente na ocorrência de cianititos. O desenvolvimento da cianita foi relacionado a processos metamórficos de rochas sedimentares pelíticas sob condições de fácies anfíbolito. E também à alterações hidrotermais-magmáticas de rochas intrusivas ácidas, acompanhadas de metamorfismo de fácies anfíbolito de produtos hidrotermais aluminosos do estágio avançado do sistema, datadas em cerca de 570 Ma (Joffily, 2006). Essas alterações são responsáveis pela ocorrência de diversos depósitos minerais de ouro (Au) e cobre (Cu).

Ao sul da área coberta pelo Projeto Mara Rosa, por exemplo, ocorre o Depósito de Cu-Au Chapada que se destaca como a principal ocorrência de Cu e Au. Silva e Sá (1986)

sugeriram uma origem vulcanogênica para a formação do depósito e Richardson *et al.* (1986) o interpretaram como do tipo Cu-Au Pórfiro. Entre as encaixantes deste depósito destacam-se associações ricas em cianita e pirita, que representam a litocapa metamorfizada (halo argílico em fácies anfíbolito). Já as hospedeiras referentes ao halo de alteração potássico são representadas por biotita xistos, muscovita biotita xistos, anfíbólio biotita xisto e biotita gnaisse que ocorrem em contato transicional com a litocapa (Oliveira *et al.*, 2015).

Capítulo III
FERRAMENTAS COMPLEMENTARES À
CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

3.1. SENSORIAMENTO REMOTO

Sensoriamento remoto é a ciência que visa o desenvolvimento da obtenção de imagens da superfície terrestre por meio da detecção e medição quantitativa das respostas fruto de interações da radiação eletromagnética com os materiais (Meneses & Almeida, 2012). A aquisição de informações sobre a superfície sem contato físico direto mostrou-se eficiente para a cartografia geológica. Com ela foi possível extrair elementos texturais, estruturais e geomorfológicos, além de servir como guia dos caminhamentos realizados na etapa campo.

Como complemento ao mapeamento geológico, foram utilizadas para processamento e análise as imagens multiespectrais do satélite CBERS 04A (*China-Brazil Earth Resources Satellite*) e o sensor radar PALSAR (*Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar*) a bordo do satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*), ambos disponibilizados gratuitamente. A cena do satélite CBERS 04A foi obtida via site oficial do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), enquanto a do sensor radar PALSAR foi retirada do site oficial da *Alaska Satellite Facility* (ASF) (Tabela 3.1).

Tabela 3.1: Informações de código das cenas utilizadas para os diferentes sensores e sua data de aquisição.

Sensor Remoto	Código (ID)	Data de Aquisição
CBERS 04A	CBERS4A_WPM20913020220612	12/06/2022
ALOS PALSAR	AP_26927_FBS_F6900_RT1	13/02/2011

3.1.1. Natureza dos dados

CBERS 04A

O satélite CBERS 04A, lançado em 2019, opera a aproximadamente 628 quilômetros de altitude e apresenta resolução temporal de 31 dias. Para a área de estudo foi utilizada a Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura (WPM), um dos quatro sensores a bordo do satélite. Neste sensor, a banda pancromática (P) possui 2 metros de resolução espacial e as bandas do espectro visível e do infravermelho próximo (NIR) possuem 8 metros de resolução espacial (Tabela 3.2). A resolução radiométrica da câmera WPM é de 10 bits.

Tabela 3.2: Bandas espectrais do sensor WPM do satélite CBERS 04A e seus respectivos intervalos de comprimento de onda e resolução espacial.

Sensor	Bandas	Comprimento de onda (μm)	Resolução espacial (m)
Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura (WPM)	Banda 1 - Azul	0.45 - 0.52 μm	8 m
	Banda 2 - Verde	0.52 - 0.59 μm	8 m
	Banda 3 - Vermelho	0.63 - 0.69 μm	8 m
	Banda 4 - Infravermelho próximo (NIR)	0.77 - 0.89 μm	8 m
	Pancromática	0.45 - 0.90 μm	2 m

ALOS PALSAR

Para o modelo digital de elevação foi utilizado o sensor de micro-ondas PALSAR carregado a bordo do satélite ALOS, voltado para observação terrestre lançado em 2006. Foi desenvolvido para contribuir nas áreas de mapeamento, observação precisa da cobertura da terra, monitoramento de desastres e levantamento de recursos. Os dados são gerados a partir de múltiplos modos de observação com variações de polarização, resolução, largura de faixa e de ângulos *off-nadir* (apontamento direcional).

O sensor PALSAR é um sensor ativo que opera na faixa espectral de micro-ondas, usando a Banda L que possui dois modos de feixe finos: o de polarização única e o de polarização dupla, os quais possuem resolução espacial de 10 e 20 metros, respectivamente. Apresentam larguras de faixa de cerca de 70 km. A Banda L opera na frequência de 1270 MHz e o dado pré-processado conta com uma resolução espacial de 12,5 metros.

3.1.2. Processamento dos dados

De posse dos dados primários, os mesmos foram processados nos *softwares ArcMap 10.8.1* e *ArcScene 10.8.1*. O fluxograma das etapas de processamento está descrito na Figura 3.1.

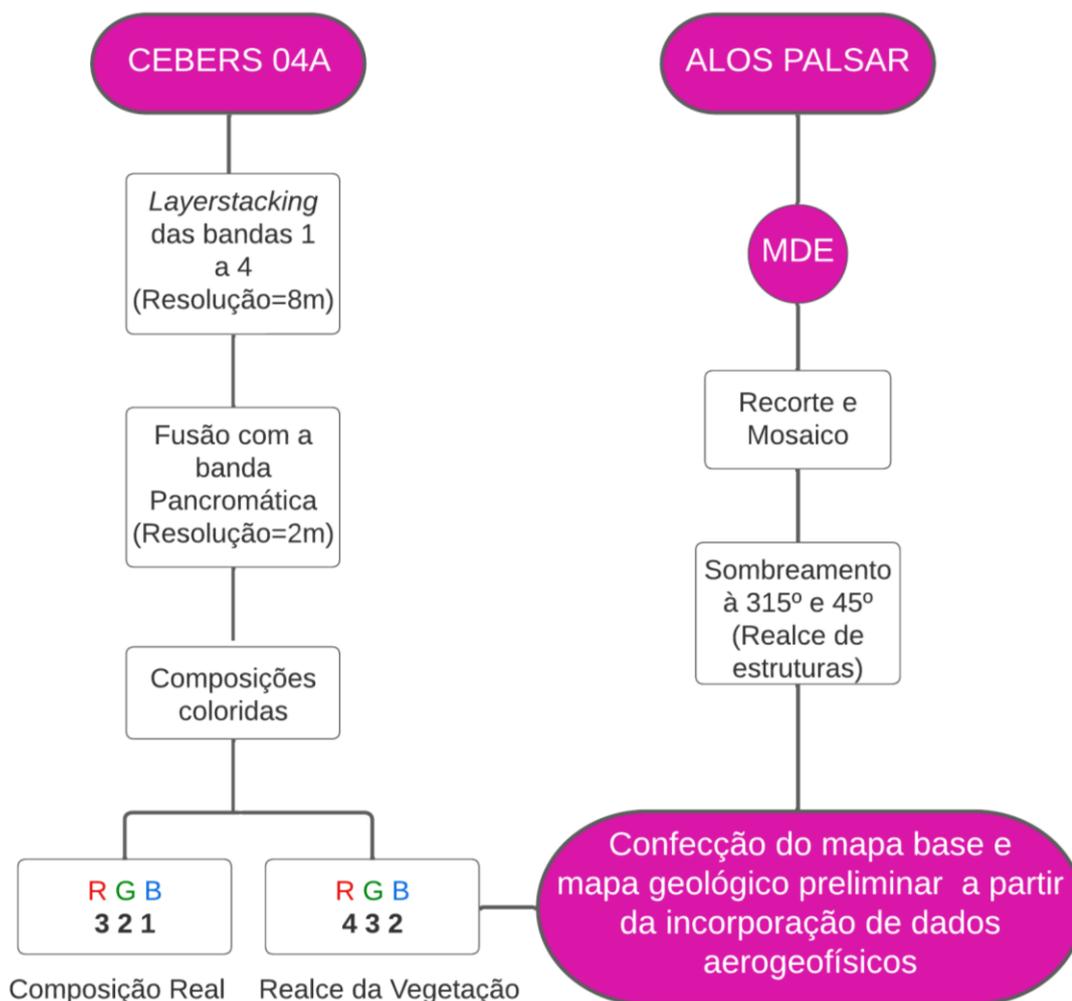


Figura 3. 1: Fluxograma de processamento e interpretação de dados obtidos por sensores remotos.

3.1.3. Modelo Digital de Elevação

Com o dado do sensor radar PALSAR, foi gerado um modelo digital de elevação da área do Projeto Mara Rosa utilizando a ferramenta *hillshade*. Esta ferramenta permite definir parâmetros para a geração de mapas de sombreamento do modelo digital de elevação. O *hillshade* principal utilizado foi o de iluminação à 315° e, como auxiliar, o de iluminação à 45° (Figura 3.2). A definição do azimute foi escolhida com base no destaque dado às morfoestruturas da área de estudo, portanto o azimute 315° se mostrou importante para definição dos lineamentos NE-SW e o azimute 45° para os lineamentos NW-SE. A inclinação da luz solar simulada foi definida à 50° da superfície e o fator de exagero vertical como 3 vezes o real.

Além disso, com o modelo digital de elevação foi gerado o mapa hipsométrico que, por definição, é a representação gráfica da elevação de uma determinada área por meio de cores. Este produto foi gerado no *software ArcScene 10.8.1*, que permite a visualização em três

dimensões, evidenciando um aspecto mais próximo do real para a área de estudo. Para a escala de cores foram criadas 32 subdivisões de igual intervalo e aplicado um fator de exagero vertical de três vezes para facilitar a visualização de aspectos morfológicos (Figura 3.3). As cores de tons mais quentes (marrom, vermelho, alaranjado, castanho) representam maiores altitudes, enquanto tons mais frios (amarelo, verde, azul) estão diretamente relacionadas à baixas altitudes. O valor máximo de altitude para a área é de 800 metros acima do nível do mar e o menor é de 232 metros acima do nível do mar.

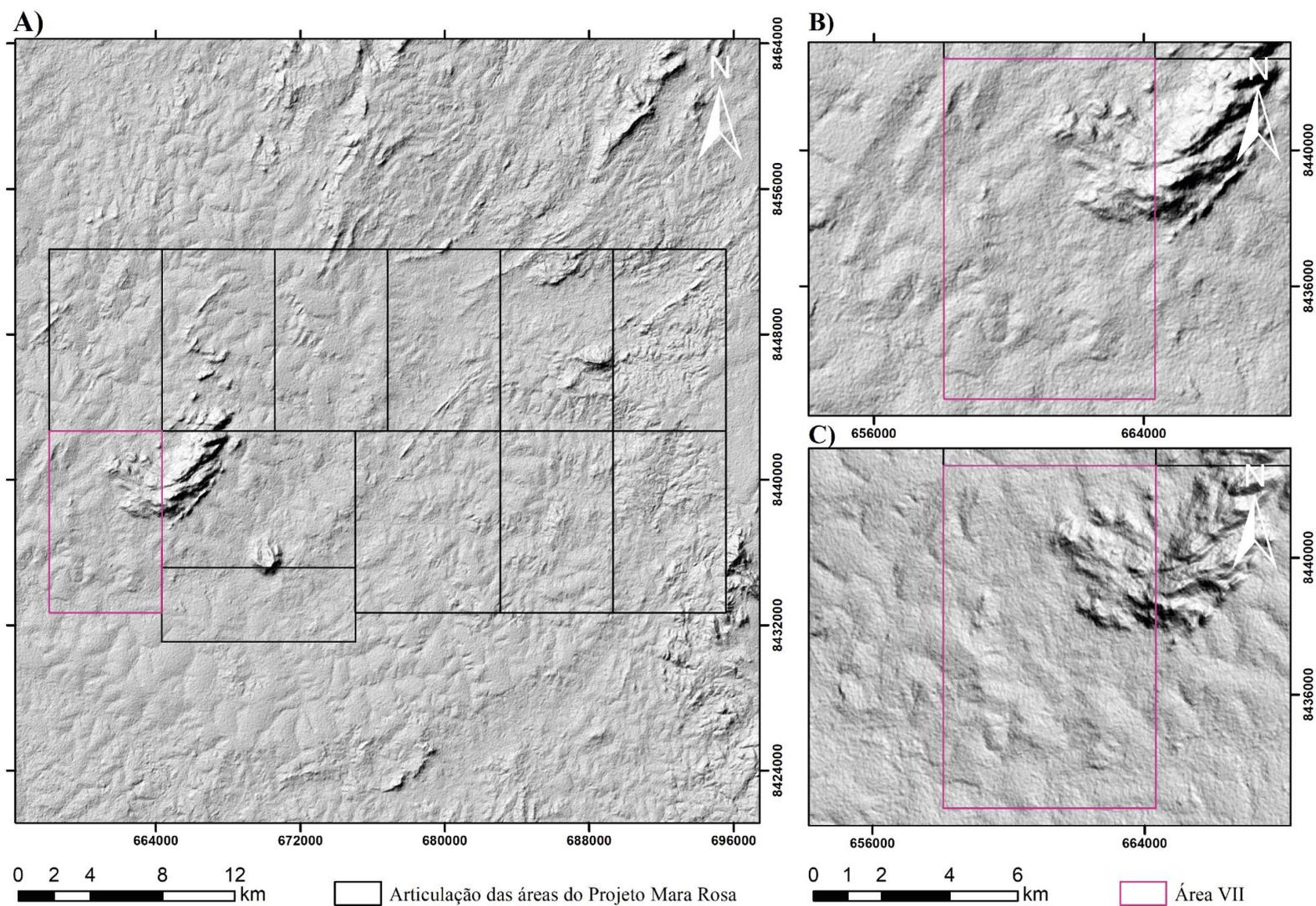


Figura 3. 2: A) Modelo digital de elevação (MDE) criado a partir dos dados do sensor PALSAR recobrando a área do Projeto Mara Rosa. A luz simulada está com azimute a 315°. B) Recorte da área VII com sombreamento à 315°. C) Recorte da área VII com sombreamento à 45°.

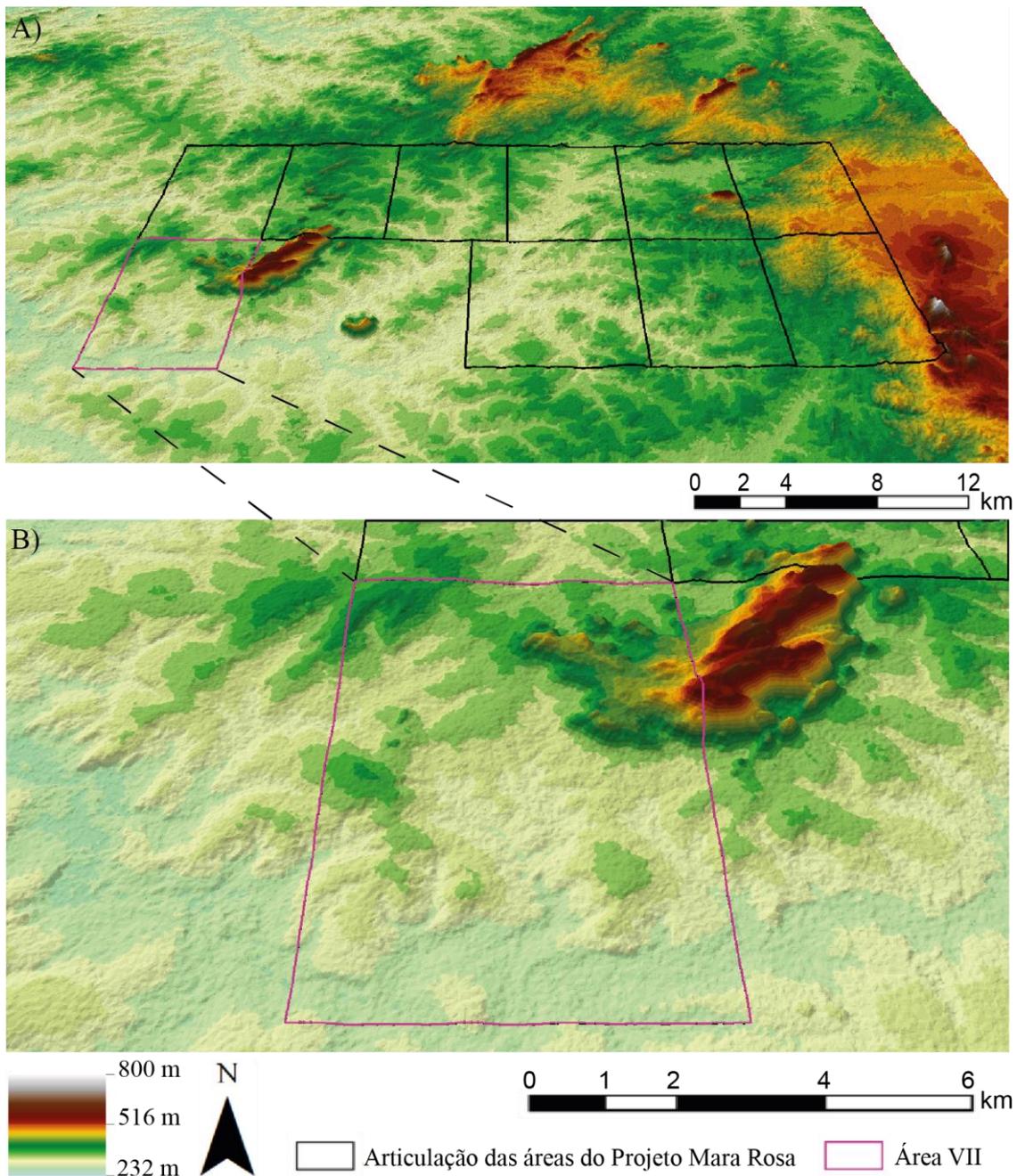


Figura 3. 3: A) Mapa hipsométrico do Projeto Mara Rosa. B) Mapa hipsométrico da área VII, com destaque para a Serra do Fanha que apresenta as maiores altitudes.

Em observação a geomorfologia da área de estudo, foi gerado a partir da ferramenta *slope* um mapa de declividade (Figura 3.4). A importância deste produto está relacionada à identificação de terrenos íngremes e/ou escarpados e aplainados da área de estudo. Portanto, foi um produto utilizado para planejamento de caminhamentos a fim de direcionar os perfis com maior eficiência de deslocamento e segurança em campo.

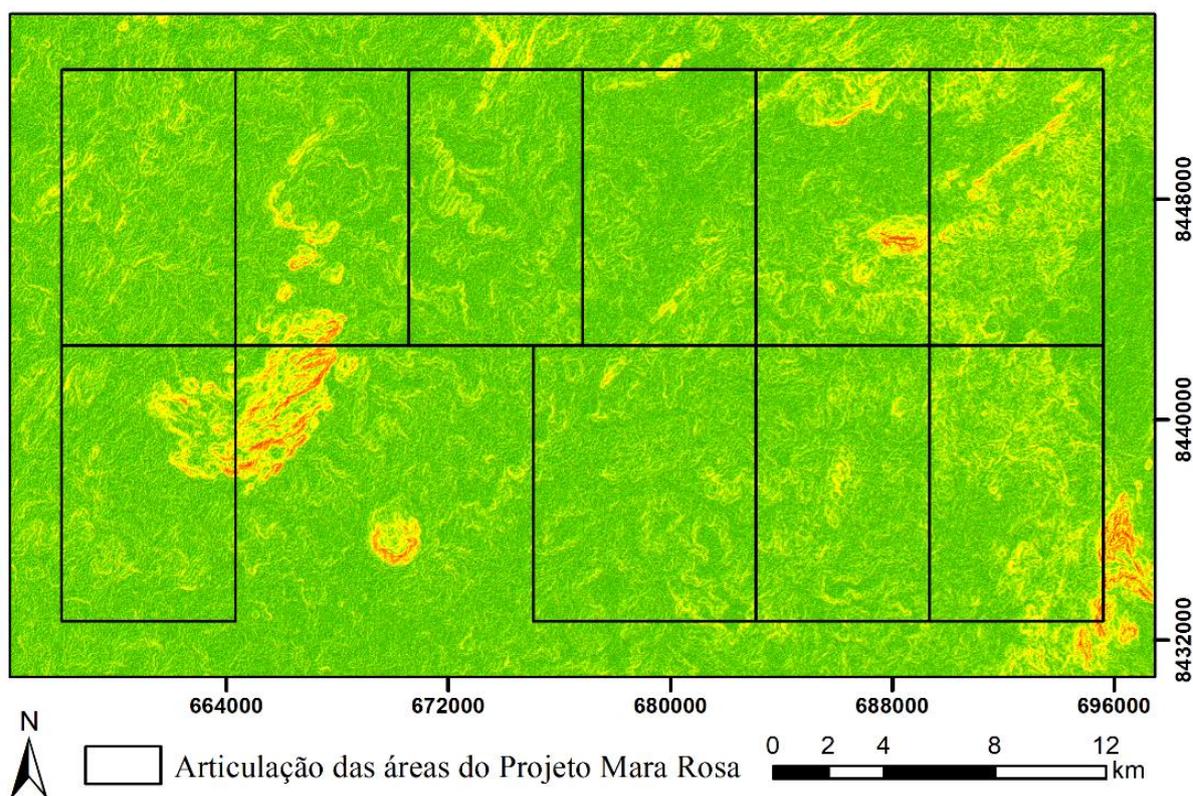


Figura 3. 4: Mapa de declividade do Projeto Mara Rosa destaca-se na porção oeste a Serra do Fanha e o Morro Redondo e na porção leste a Serra de Bom Jesus e a Serra da Mesa.

3.1.4. Composições coloridas

A partir da imagem multiespectral do sensor WPM, desenvolveu-se o processamento a fim de gerar composições coloridas que permitissem extrair informações geológicas, hidrográficas, rodoviárias e de localizações para composição do mapa base do Projeto Mara Rosa e da área VII.

O primeiro passo do processamento foi o empilhamento das bandas 1 a 4 (frequências do espectro do visível e infravermelho próximo) por meio da ferramenta *layerstacking*. Gerou-se um único arquivo *raster* com todas bandas possibilitando suas combinações em composições coloridas. Em seguida, foi feita a fusão do *raster* com a banda 0 (pancromática) utilizando a ferramenta *pansharpening*. Os pixels das bandas 1 a 4, inicialmente com resolução espacial de 8 metros, foram reamostrados para o tamanho dos pixels da banda 0, de 2 metros de resolução espacial, resultando em uma imagem multiespectral com 4 bandas de resolução espacial de 2 metros.

Após teste de combinações de composições coloridas, foram feitas as composições R3G2B1 e R4G3B2 (Figura 3.5). A primeira é denominada cor verdadeira e representa as faixas

de ondas eletromagnéticas dentro do espectro visível, portanto serviu como base para o mapa de localização em campo. A segunda é uma composição falsa-cor que destaca duas principais feições: vegetação densa marcada pela cor vermelho e vegetação rasteira, pasto, plantação e solos marcados pela cor verde. Esta composição foi interessante para auxiliar a demarcação de drenagens para o mapa base, além de contribuir com o planejamento de caminhamentos em campo, uma vez que se destacam regiões de difícil locomoção terrestre como vegetações densas e drenagens espessas.

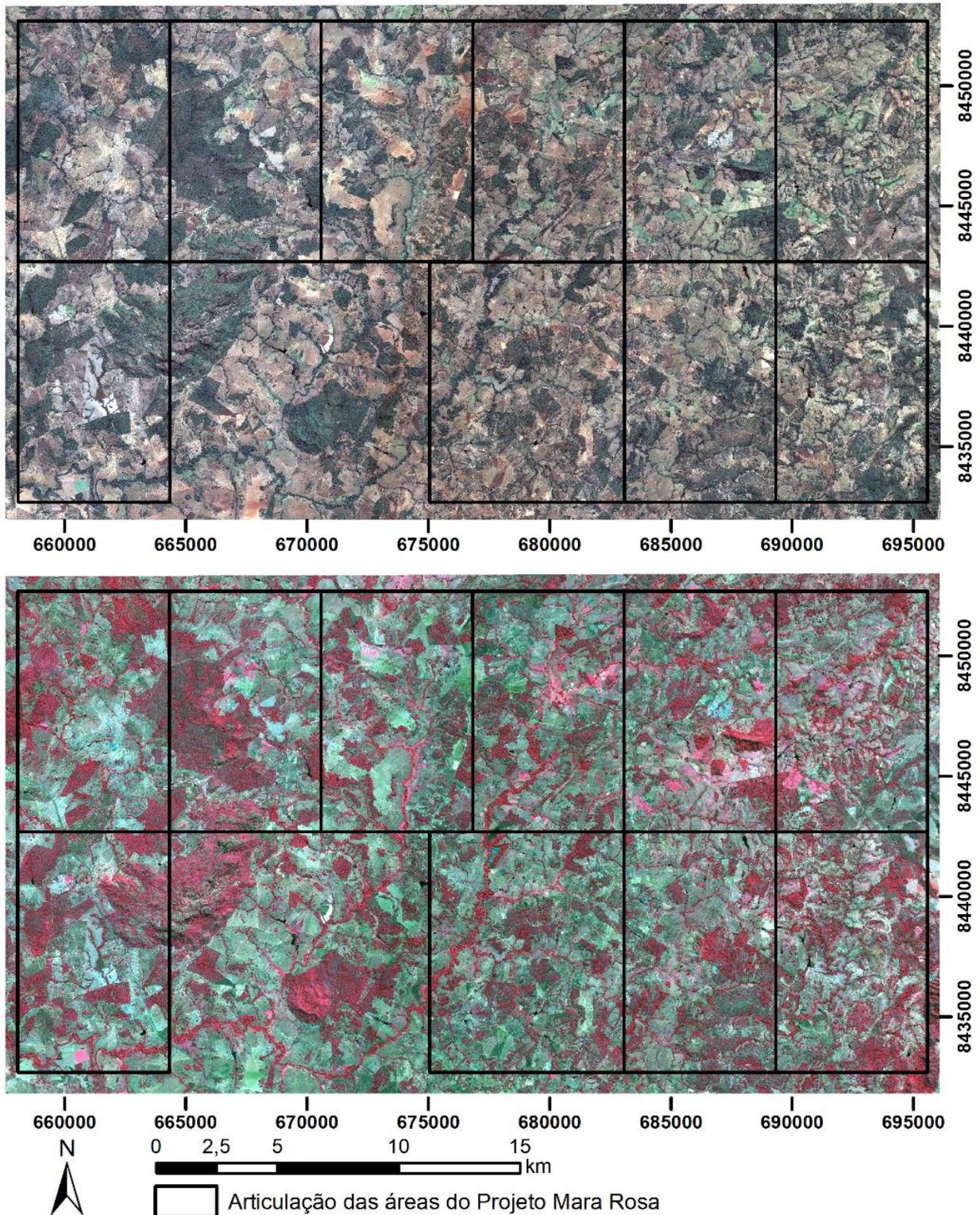


Figura 3. 5: A) Composição colorida R3G2B1 (cor verdadeira) para a área do Projeto Mara Rosa. B) Composição colorida R4G3B2 para a área do Projeto Mara Rosa, destacando as drenagens e vegetações densas.

3.1.5. Mapas de Lineamentos Regionais

Os lineamentos de relevo foram traçados a partir das quebras positivas do relevo (i.e. cristas de feições geomorfológicas), enquanto os lineamentos de drenagem destacam as quebras

negativas (i.e. vales de feições geomorfológicas), ambos na escala de 1:25.000. O objetivo da extração de ambos os lineamentos foi analisar os aspectos morfoestruturais do Projeto Mara Rosa e ampliar a análise de diferentes produtos que mostram o *trend* estrutural regional. O produto utilizado para extração dos lineamentos de relevo foi o *hillshade* com iluminação à 315° e para extração dos lineamentos de drenagem o *hillshade* com iluminação à 45° e, como produto auxiliar, a composição colorida R4G3B2.

Para identificar as orientações preferenciais das estruturas, utilizou-se a ferramenta computacional *AzimuthFinder* (Queiroz, 2014). Essa ferramenta permite criar uma tabela a partir do *shapefile* de lineamentos com os azimutes respectivos a cada linha traçada. Com esse dado, foram gerados diagramas de roseta com base na frequência azimutal, desconsiderando o comprimento de cada linha. Isso foi feito uma vez que os lineamentos extraídos não diferem em grande proporção de tamanho.

Observou-se uma orientação homogênea dos lineamentos de relevo extraídos para a área do Projeto Mara Rosa. É evidente uma expressão da direção N30-50E e, em menor quantidade, lineamentos entre N50E e E-W. Foram extraídos alguns lineamentos com direção NW-SE, porém estes com menor frequência observada (Figura 3.6).

Para os lineamentos de drenagem, há duas principais direções observadas. A direção NE-SW se repete nas drenagens, porém a mais expressiva se dá a N40-50W (Figura 3.7). Outra informação relevante é a quantidade de lineamentos extraídos, para relevo foram 128 traços e para drenagem foram 289 traços.

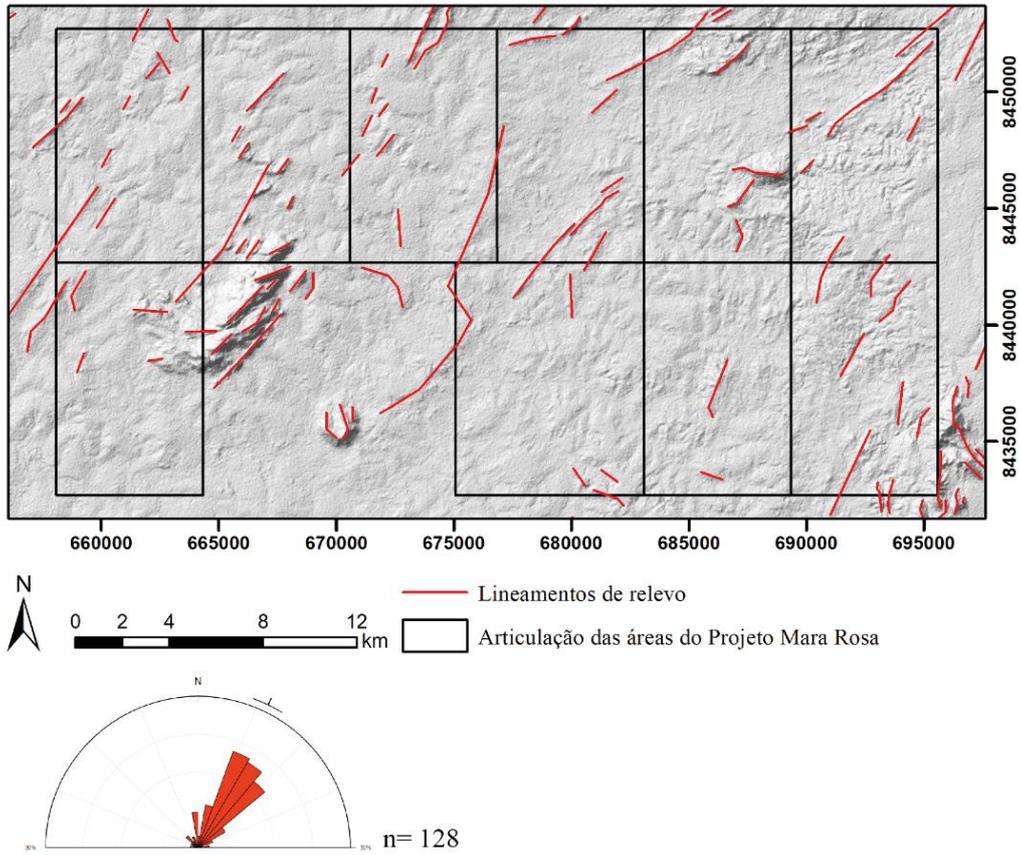


Figura 3. 6: Lineamentos de relevo para a área do Projeto Mara Rosa.

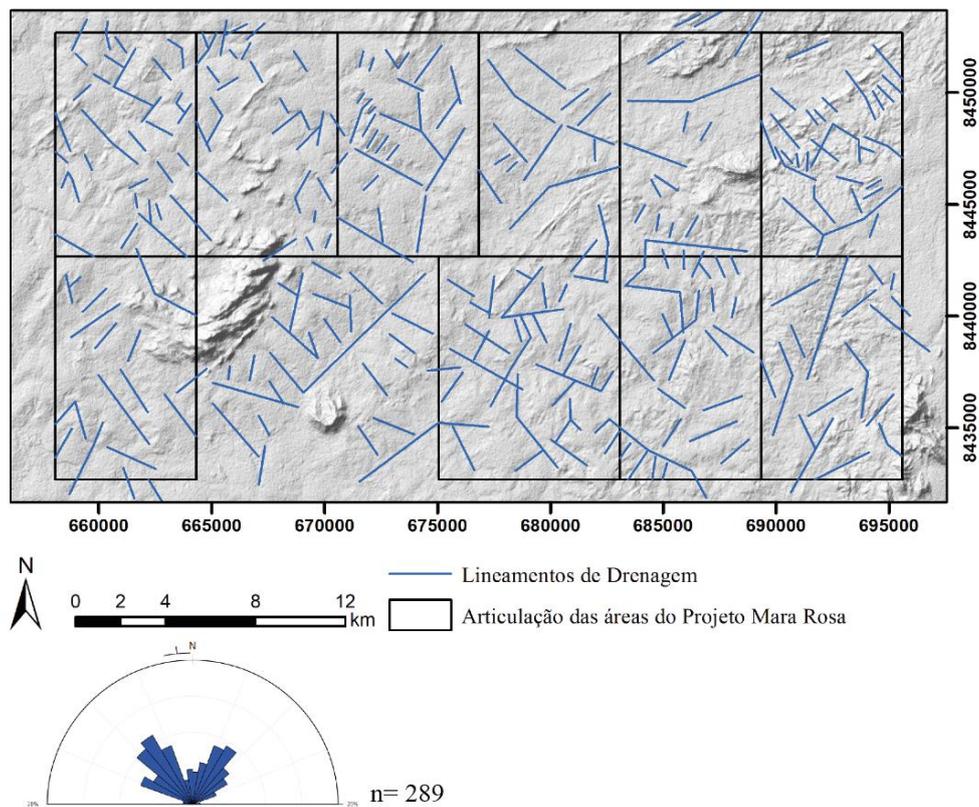


Figura 3. 7: Lineamentos de drenagem para a área do Projeto Mara Rosa.

3.2. AEROGEOFÍSICA

O método aerogeofísico compõe uma ferramenta fundamental do processo de cartografia geológica e através de dados magnetométricos e gamaespectrométricos, pode-se analisar os contrastes dos alvos medidos pelos sensores aéreos. Esse permite a definição de forma custo-efetiva de estruturas e litologias em variados contextos geológicos (Jaques *et al.*, 1997). Este capítulo aborda as técnicas e procedimentos realizados durante a etapa pré-campo fornecendo o embasamento teórico dos métodos, características do levantamento, processamento dos dados e análise dos produtos gerados.

3.2.1. Embasamento Teórico

Método Gamaespectrométrico

O método gamaespectrométrico consiste na medição da emissão natural de radioatividade, que são gerados por espécies minerais que ao decair emitem raios gama, destacando-se os isótopos radioativos de potássio (K), equivalente de Urânio (eU) e equivalente de Tório (eTh). Os sensores gamaespectrométricos medem a taxa de contagem de radiação gama, isto é, o número de emissões medidas pelo detector de radioatividade em um intervalo de tempo específico conhecido como período de integração, ou fotopicos de cada elemento (Figura 3.8). A taxa de contagem é convertida para as concentrações dos elementos radioativos que compõem a fonte radioativa (Dentith & Mudge, 2014).

O decaimento radioativo de um núcleo de um átomo é espontâneo, completamente aleatório e independente de qualquer condição externa como mudanças na pressão ou temperatura (Dentith & Mudge, 2014). Na prática os raios gama provenientes do decaimento do potássio (K), não possuem energia única e sim uma faixa de energia com um pico dentro deste espectro de energia denominado fotopico, de aproximadamente 1,46 MeV. É importante ressaltar que o ^{238}U e o ^{232}Th não emitem raios gama. Determina-se os raios gama emitidos pelos isótopos filhos fruto do decaimento radioativo do ^{214}Bi para o ^{238}U e ^{208}Tl para o ^{232}Th e assim, afere-se os eU e eTh.

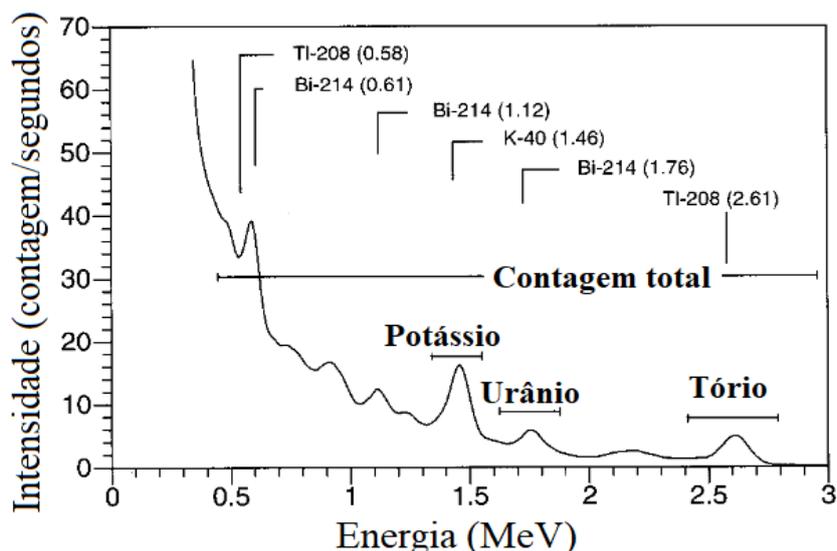


Figura 3. 8: Espectro típico de raio gama registrado a 100 m de altitude com um tempo grande de integração, mostrando os respectivos fotopicos e as posições das janelas dos três canais convencionais (Adaptado de Minty, 1997).

O procedimento correto de calibração do equipamento responsável por detectar a radiação gama é de essencial importância para o sucesso do levantamento aerogeofísico. Fato é que se torna necessário o conhecimento geológico prévio da região em que será feito o levantamento, já que existem várias fontes de ruídos presentes no meio que apresentam respostas de acordo com a composição da camada alvo e fatores geomorfológicos, por exemplo (Figura 3.9).

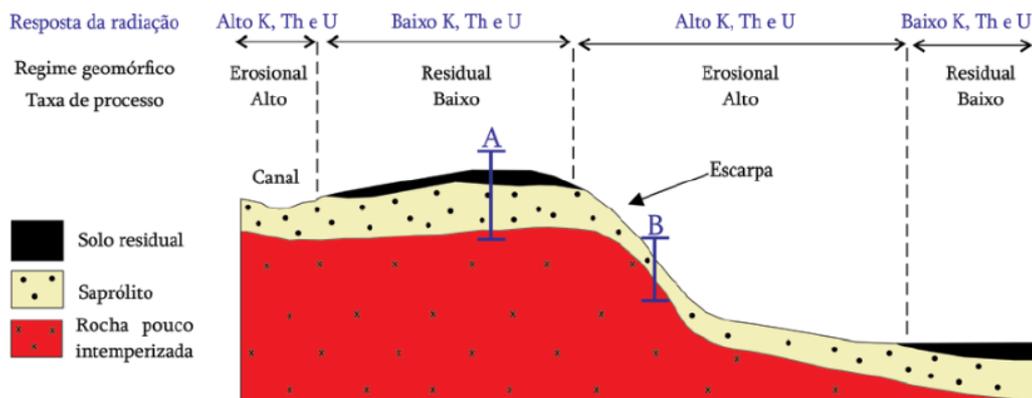


Figura 3. 9: Influência dos processos geomorfológicos na emissão de radiação gama (Ferreira et al. 2016).

Dentre os fatores que geram ruídos não relacionados a geologia, destacam-se a inabilidade do detector de contar perfeitamente todos os raios gama emitidos, vegetação, temperatura do ar, pressão, umidade e a presença de radônio atmosférico. Ruídos e erros associados a cada etapa do levantamento aerogeofísico acontecem, sendo importante o monitoramento constante dos parâmetros ao longo do levantamento para minimizar a incerteza do produto final.

Método Magnetométrico

O método magnetométrico consiste na medição da intensidade do campo magnético terrestre. As variações de intensidade são geradas pelas diferenças entre as susceptibilidades magnéticas das rochas. Os dados adquiridos durante o levantamento representam a intensidade magnética total (IMT), então é subtraído o campo magnético teórico (IGRF) para se obter a anomalia magnética (AM). A partir da anomalia magnética pode-se determinar a força e o formato de anomalias magnéticas crustais, que variam em direção e intensidade, auxiliando principalmente no entendimento de estruturas em subsuperfície (Dentith & Mudge, 2014).

O magnetismo das rochas depende das propriedades magnéticas dos minerais que as constituem. Esta propriedade é muito mais variável que a densidade, podendo variar em cinco ordens de magnitude nos litotipos mais comuns (Dentith & Mudge, 2014). As espécies minerais magnéticas em geral correspondem a uma pequena porcentagem do volume mineralógico total das rochas.

O teor de ferro é o maior determinante do magnetismo. Sem ferro, espécies minerais magnéticas como a magnetita, ilmenita e pirrotita não são formadas. Alguns desses minerais podem ser formados em processos primários em ambiente ígneo ou por processos secundários, como metamorfismo e hidrotermalismo. Estes também são afetados por processos intempéricos ou mudanças súbitas na geoquímica, que podem resultar em propriedades magnéticas diferentes em litotipos semelhantes. Todos esses fatores devem ser levados em conta quando se trabalha com dados magnéticos para melhor compreender a dinâmica do arcabouço estrutural da região de interesse.

Derivadas de 1ª ordem da Anomalia Magnética

Os gradientes ou filtros derivativos são usados para realçar variações da resposta geofísica de acordo com fatores como: distância, tempo ou frequência, os quais se referem ao gradiente de funções contínuas com valores infinitamente próximos. O gradiente vertical (DZ) indica como o parâmetro medido varia de acordo com a distância vertical em relação à fonte causadora, sem depender da orientação das linhas de voo (Dentith & Mudge, 2014). Em outras palavras, representa campos magnéticos nos quais os efeitos regionais e a interferência entre anomalias adjacentes são eliminados (Gunn *et al.*, 1997).

É um produto essencial para a delimitação de parâmetros contrastantes entre propriedades físicas, como discontinuidades, lineamentos magnéticos, contatos geológicos e feições rasas em geral. Através das derivadas Dx e Dy obtidas a partir da Anomalia Magnética (AM), é possível adquirir os produtos Gradiente Horizontal Total (GHT) e o Sinal Analítico

3D (SA3D) (também possui a Dz) que realçam características mais rasas associadas às propriedades físicas do meio.

Gradiente Horizontal Total

O Gradiente Horizontal Total (GHT) é outro produto utilizado para realce dos dados. É particularmente útil na detecção de mudanças na geologia orientadas perpendiculares à direção do gradiente e, conseqüentemente, aos contornos do parâmetro medido (Dentith & Mudge, 2014). Eles podem ser combinados usando o Teorema de Pitágoras para formar a derivada do gradiente horizontal total em uma dada posição (x_n, y_n) na direção resultante de sua componente horizontal (Figura 3.10).

$$\frac{\partial P}{\partial r}(x_n, y_n) = \sqrt{\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)^2}$$

Figura 3. 10: Representação matemática da derivada do gradiente horizontal total (Dentith & Mudge, 2014).

Sinal Analítico 3D

O conceito de sinal analítico é conhecido desde a década de 50, tendo sido aplicado até meados da década de 80 à dados tratados em duas dimensões. Nabighian (1984) e outros autores posteriores (Craig, 1996 e Roest *et al.*, 1992) conseguiram manipular matematicamente o conceito da amplitude do sinal analítico, tornando possível a obtenção de dados tridimensionais usados para se estimar a profundidade de fontes magnéticas e para identificar a magnetização remanente (Roest e Pilkington, 1993). Este método complementa a técnica do gradiente horizontal total para detecção de bordas, particularmente quando as fontes de interesse são rasas ou muito regionais (Li, 2006). Compondo mais uma parte do processamento do dado magnetométrico de Anomalia Magnética (Figura 3.11).

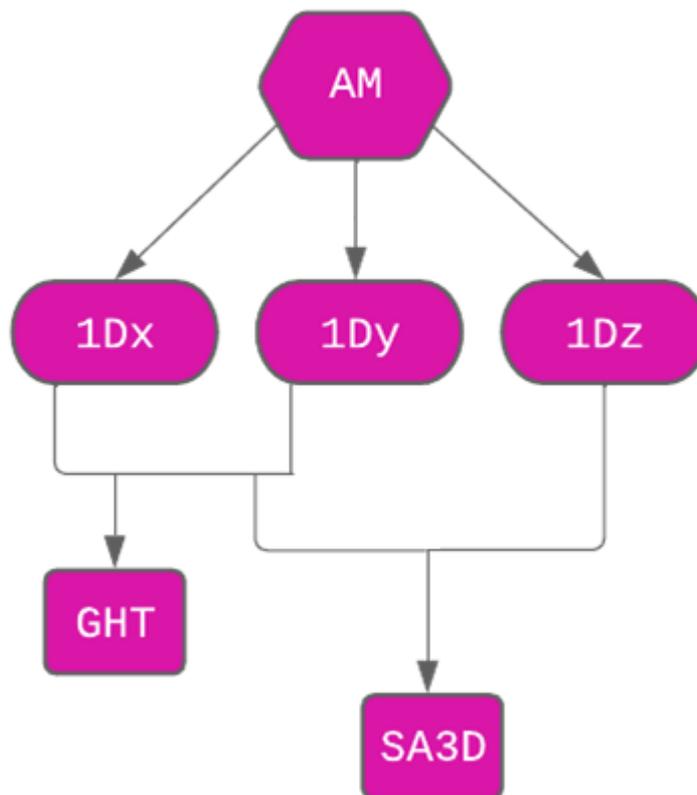


Figura 3. 11: Fluxograma dos produtos gerados a partir do dado magnetométrico de Anomalia Magnética.

3.2.2. Características do Aerolevanteamento

Os mapas geofísicos gerados durante o Projeto Mara Rosa foram gerados utilizando os dados aerogeofísicos pertencentes ao levantamento aerogeofísico do estado de Goiás - Arco Magmático de Mara Rosa. A cobertura completa aerogeofísica da área relativa ao Arco Magmático de Mara Rosa levou 56 dias, em um convênio entre SGMTM, MME, SIC e FUNMINERAL, produzindo um total de 36.569,73 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução, com linhas de vôo e controle espaçadas de 0,5 km e 5,0 km, respectivamente. As linhas de voo foram orientadas na direção N-S, recobrando uma área de 15.890 km², com altura média de voo de 100 metros (Figura 3.12).

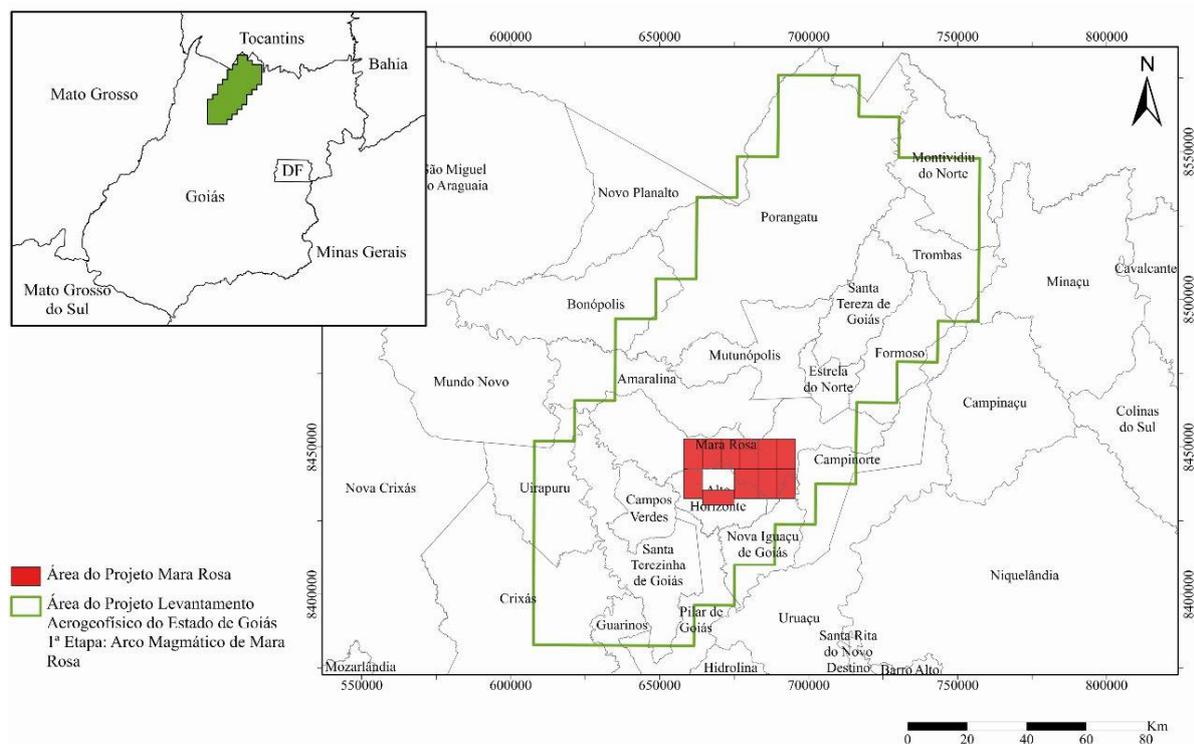


Figura 3. 12: Mapa da área coberta pelo Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás 1ª Etapa e do Projeto Mara Rosa.

O processamento dos dados foi desenvolvido no escritório sede da Lasa Engenharia e Prospecções S/A, no Rio de Janeiro, e envolveu a aplicação das rotinas do sistema Geosoft Oasis (versão Montaj 5.1.8), utilizado para a compilação das informações coletadas e apresentação dos resultados nas escalas 1:100.000 e 1:500.000.

Ao longo dos perfis de voo foram realizadas leituras de magnetometria e gamaespectrometria por segundo, na proporção de dez para um. O sistema aeromagnético inclui um sensor de vapor de césio montado na cauda da aeronave. O sinal é recebido através de um pré-amplificador e enviado ao sistema de aquisição aeromagnética. No caso do levantamento aerogamaespectrométrico, foi utilizado um gamaespectrômetro *Exploranium*, de 256 canais espectrais, onde o espectro de cada um dos cristais detectores é analisado individualmente para determinação precisa dos fotopicos de potássio, urânio, tório e contagem total.

3.2.3. Processamento dos dados

O processamento dos dados (Figura 3.13) teve início na etapa pré-campo, utilizando o banco de dados no formato do software Oasis Montaj (.gdb). A interpolação dos dados foi feita em malha quadrada com dimensões de 125 x 125 m, o que equivale a um quarto do espaçamento entre as linhas de voo pelo método de mínima curvatura para gamaespectrometria e bigrid para magnetometria. A partir do banco de dados foram gerados os produtos gamaespectrométricos

de contagem total da radiação gama (CT), mapa de percentual de Potássio (K), Tório equivalente (eTh) e Urânio equivalente (eU), representados em ppm. Quanto aos mapas ternários, foram gerados os mapas RGB e CMY (Figura 3.14; 3.15; 3.16). Os produtos magnetométricos gerados foram anomalia magnética (AM), Primeira Derivada Vertical (1DZ), Gradiente Horizontal Total (GHT) e Sinal Analítico em 3 dimensões (SA3D).

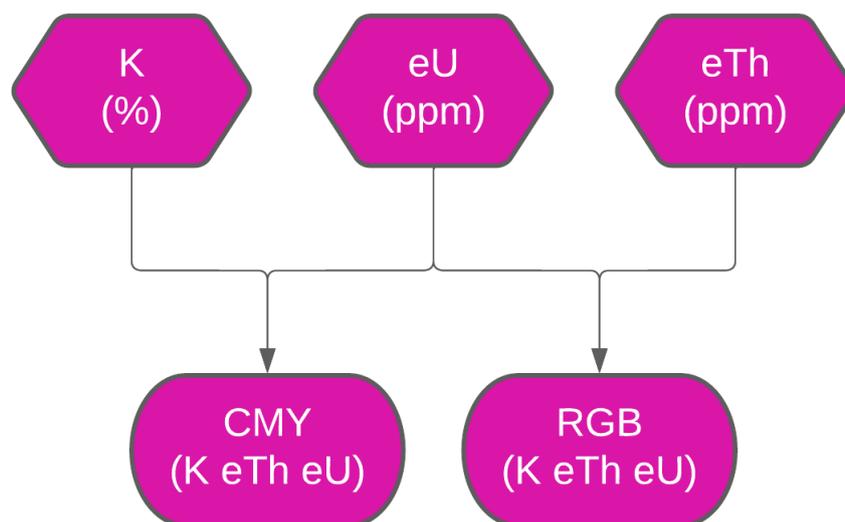


Figura 3. 13: Fluxograma do processamento de dados gamaespectrométricos.

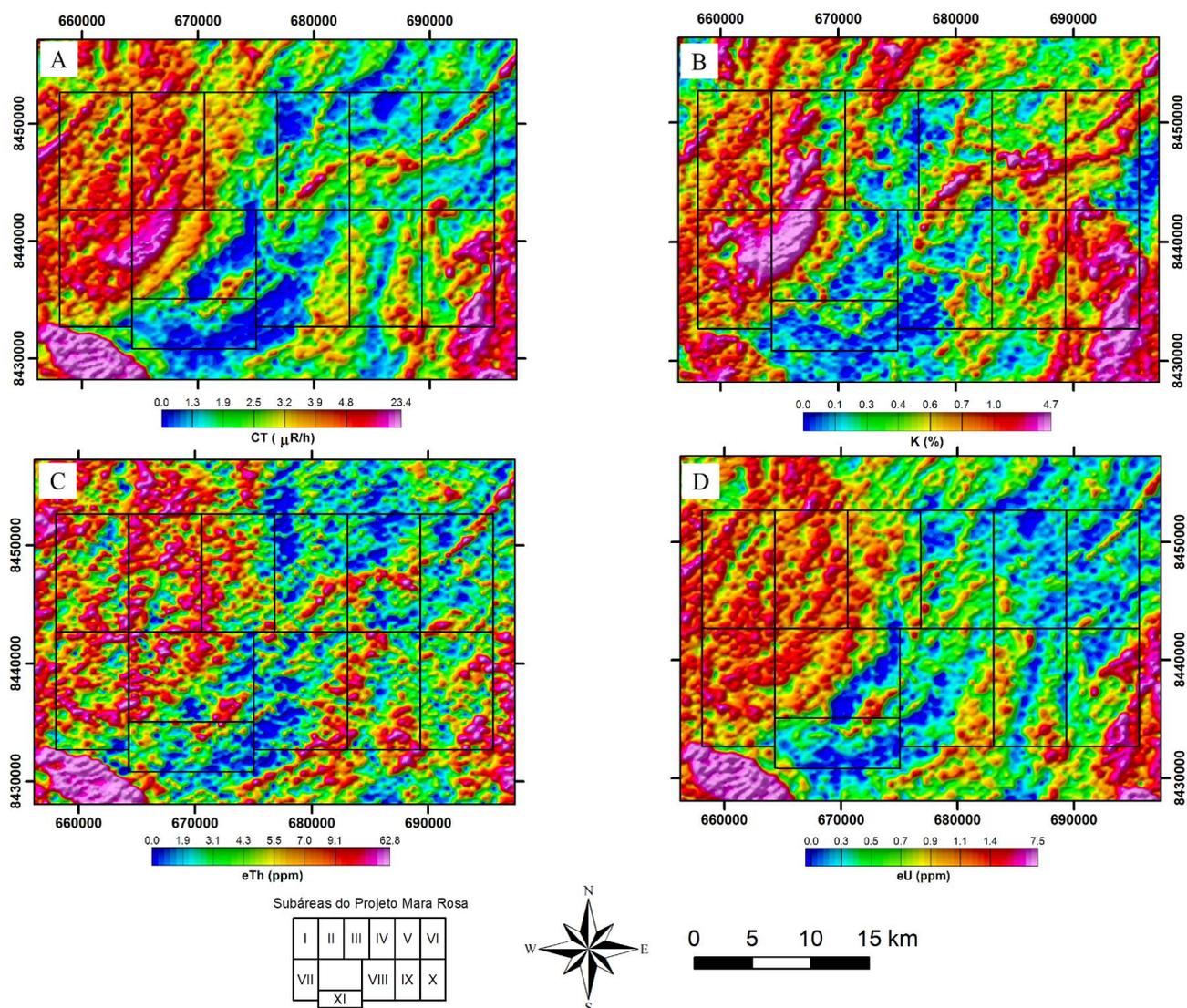


Figura 3. 14: Prancha de mapas gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa. A - Mapa de Contagem Total. B- Mapa de concentração percentual de Potássio (K). C - Mapa de concentração do equivalente em Tório (Th). D - Mapa de concentração do equivalente em Urânio (U).

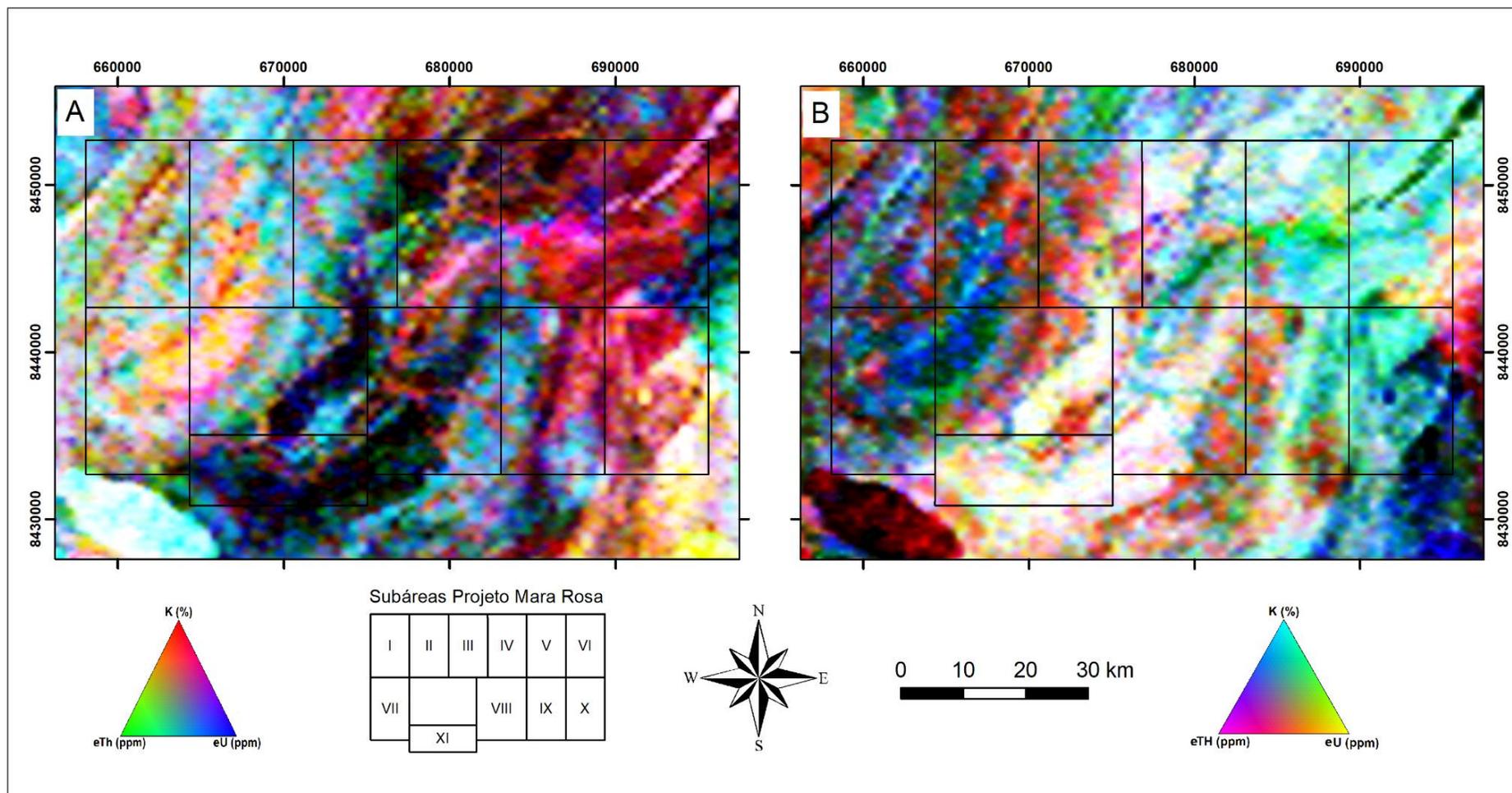


Figura 3.15: Prancha de mapas gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa. A - Mapa de composição ternária RGB. B- Mapa de composição ternária CMY.

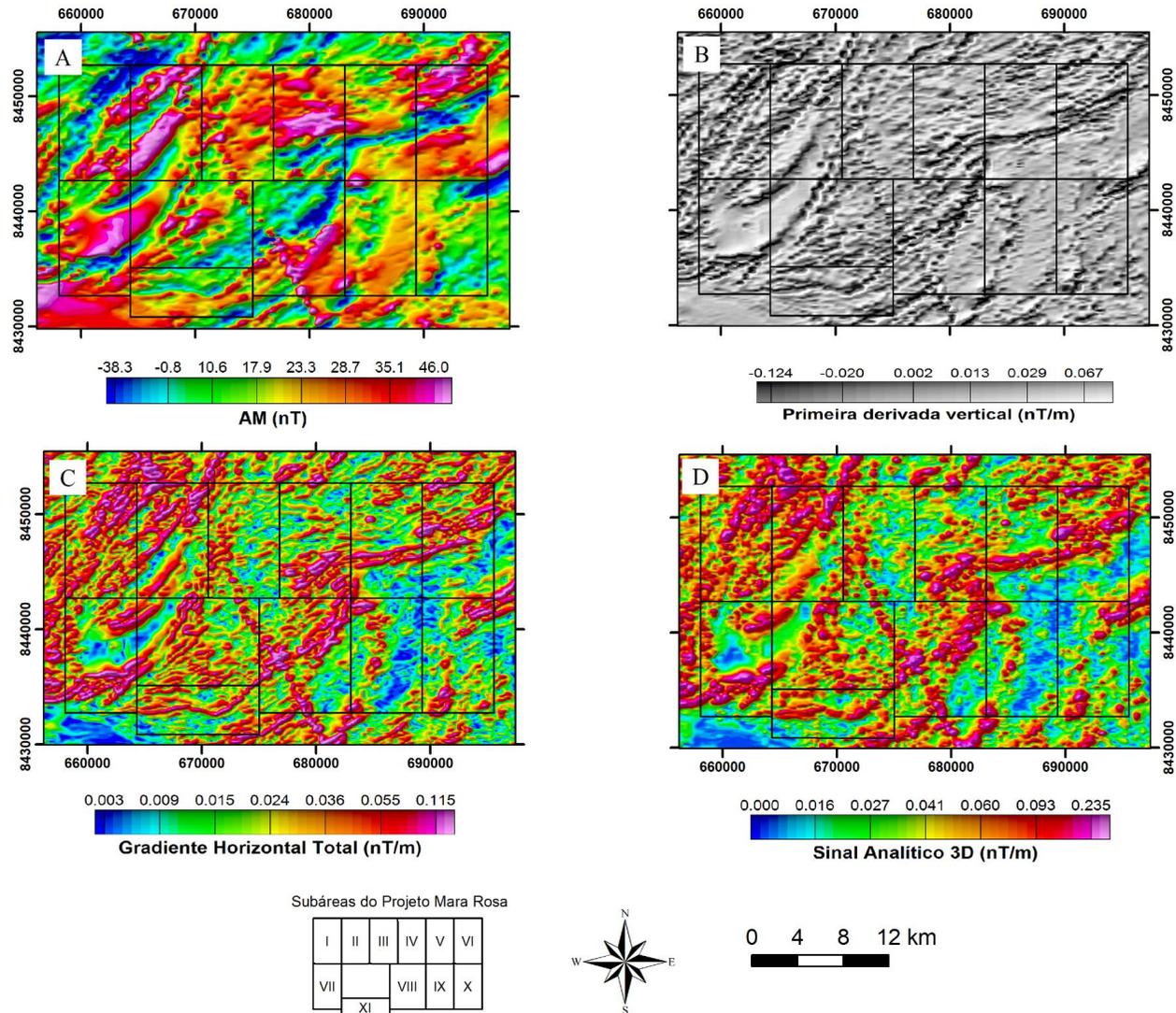


Figura 3. 16: Prancha de mapas magnetométricos do Projeto Mara Rosa. A - Mapa de Anomalia Magnética. B- Mapa de Primeira Derivada Vertical. C - Mapa de Gradiente Horizontal Total. D - Mapa de Sinal Analítico em 3 dimensões.

3.2.4. Análise e Interpretação dos dados

A análise dos produtos gamaespectrométricos (Figura 3.17) foi feita a partir da classificação histográfica. Os intervalos definidos estão dispostos na Tabela 3.3:

Tabela 3.3: Classificação histográfica dos elementos K, U e Th.

ALTO		
K	U	Th
>0,9	>1,5	>10,2
MÉDIO		
K	U	Th
0,2-0,9	0,2-1,5	1,7-10,2
BAIXO		
K	U	Th
0-0,2	0-0,2	0-1,7

A interpretação dos dados geofísicos colaborou para a construção do raciocínio da divisão de unidades geológicas, buscando relacionar os produtos com o conhecimento geológico pré-existente proveniente principalmente das Folhas Campinorte (Oliveira, 2007) e Santa Terezinha de Goiás (Fuck *et al.*, 2007). A magnetometria permitiu o entendimento da continuidade dos corpos subsuperficiais, com base nos lineamentos extraídos a partir da 1ª Derivada Vertical, domínios magnéticos definidos utilizando o SA3D e o GHT. Enquanto isso, a gamaespectrometria auxiliou a análise do comportamento físico-químico superficial tanto de elementos provenientes diretamente das rochas-fonte, quanto de processos de remobilização, através do mapa de domínios gamaespectrométricos, obtido utilizando o mapa ternário RGB.

Interpretação dos dados gamaespectrométricos regionais

Foram individualizados 24 domínios com assinaturas gamaespectrométricas distintas (Figura 3.17), os domínios 1 a 9 apresentam altos teores dos radioelementos, apresentando os valores mais altos relacionados às rochas de arco continental neoproterozóicas pertencentes a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha e às rochas intrusivas tardias, da unidade Granito Faina, domínio 8. Já os domínios de 10 a 13 possuem valores relativamente menores e foram associados às rochas de arco insular neoproterozóicas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa. As concentrações de K são relativamente maiores nos domínios 14 a 17 e, portanto, foram associadas a rochas associadas a processos de alteração hidrotermal possivelmente relacionadas ao halo do sistema pórfiro (Oliveira et al., 2016). Por fim, os domínios 18 a 24 englobam rochas intrusivas e metavulcanossedimentares de idades neoproterozóicas da Sequência Mara Rosa e paleoproterozóicas da Sequência Campinorte.

Interpretação dos dados magnetométricos regionais

No mapa magnetométrico regional foram separados 18 domínios (Figura 3.18). Os domínios 1 e 3 ao 6 estão relacionados a uma área de gradiente médio a alto com rochas pertencentes à sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha com direção preferencial NE-SW. O domínio 2 é marcado por um alto magnético relacionado ao Granito Faina com lineamentos de direção NE-SW e E-W, esta última em menor quantidade. O domínio 3 neste contexto apresenta um contraste de baixo gradiente magnético associado ao caráter de rocha encaixante.

Os domínios 7 ao 18 estão relacionados a sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa, sendo o último destacado pela presença de um alto magnético com direção NW-SE, discordante com a direção regional de lineamentos. Neste grupo destacam-se os altos magnéticos correspondentes aos domínios 7, 9, 10, 13 e 15 marcados por uma série de lineamentos E-W e, por vezes, NE-SW, sendo o primeiro e o último relacionados a cianititos pós-tectônicos. O domínio 8 se manifesta em uma área com gradiente magnético variando de muito baixo a alto, associada a ortognaisses tonalíticos com direção preferencial concordante com o trend regional NE-SW. Já os domínios 11, 12, 14 e 16 apresentam gradientes magnéticos baixos e homogêneos com baixa densidade de lineamentos magnéticos de direção E-W. Em porções de baixos topográficos ocorrem lineamentos de gradiente magnético intermediário.

Por fim, isolou-se o domínio 17 encontrado em região de altos topográficos com baixa declividade, apresentando gradiente magnético intermediário a alto, heterogêneo, com relevo magnético movimentado e lineamentos de gradiente magnético intermediário a alto com direções aproximadas NE-SW e, em alguns casos, E-W.

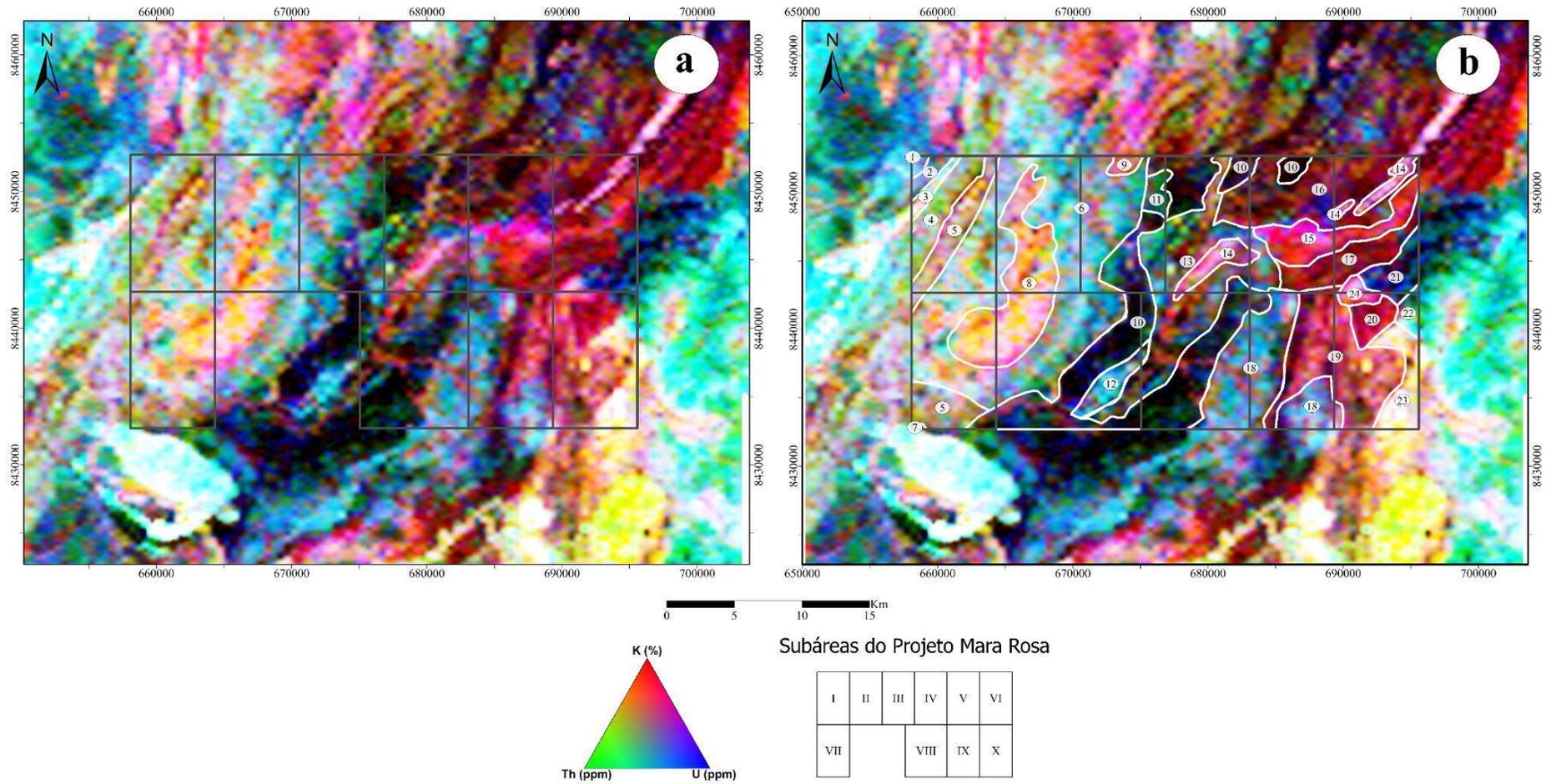


Figura 3. 17: Prancha de mapas gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa. A - Mapa de composição ternária RGB. B - Mapa de composição ternária com 24 domínios gamaespectrométricos definidos.

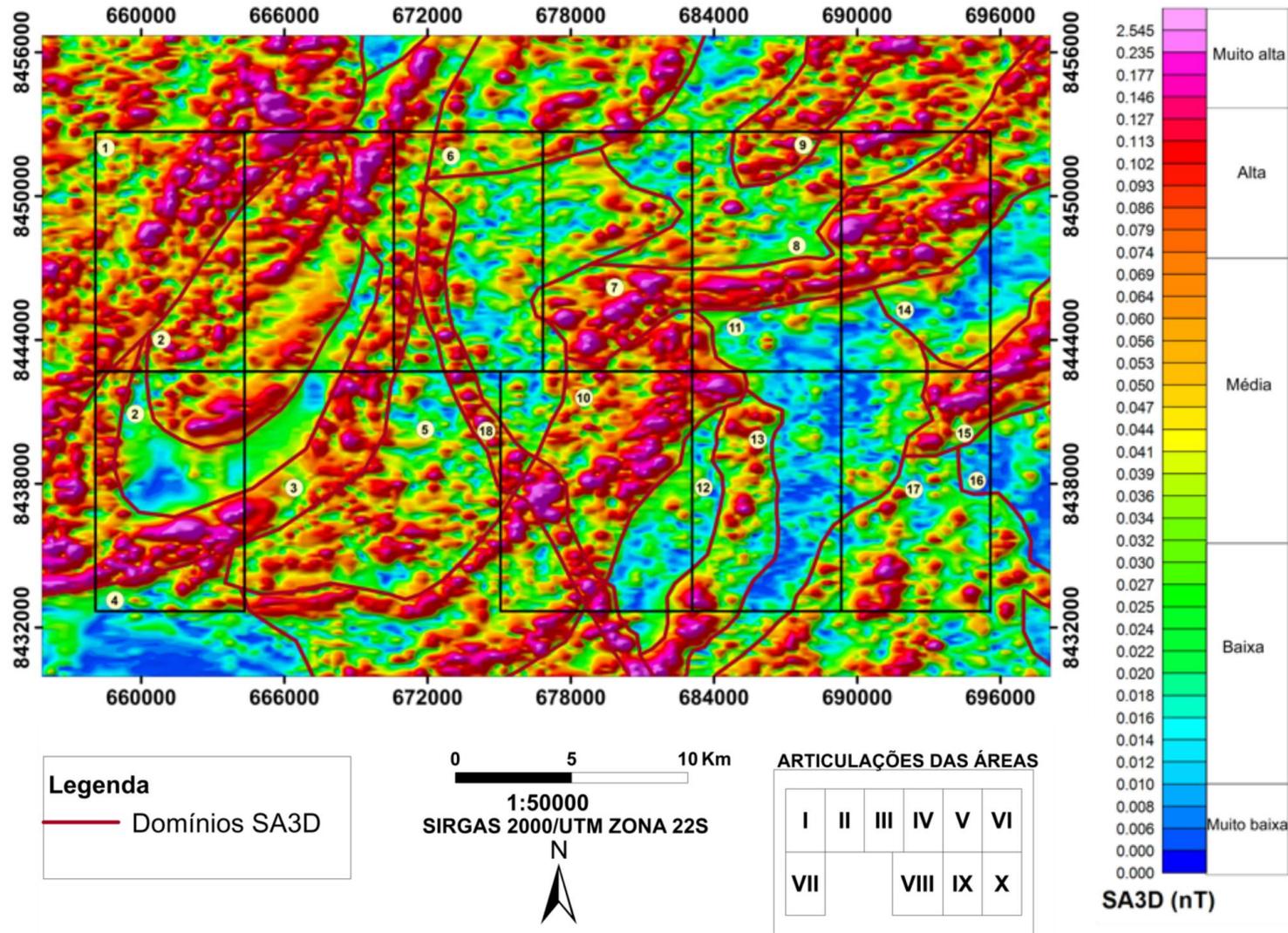


Figura 3. 18: Mapa de domínios magnéticos extraídos do Sinal Analítico em três dimensões (SA3D) referente ao Projeto Mara Rosa.

Interpretação dos dados gamaespectrométricos da Área VII

Observando a composição ternária RGB reamostrada para a área VII, foram individualizados 6 domínios (Figura 3.19). Os domínios na porção norte apresentam resposta gamaespectrométrica alta para concentrações de potássio (K) e tório (Th). Entretanto, nos domínios na porção sul, observa-se uma concentração menor para Potássio (K) e concentrações mais elevadas de Tório (Th).

O domínio I manifesta-se na porção nordeste da área VII, com resposta alta para concentrações de K e Th. Apresenta corpo alongado na direção NE e representa as rochas intrusivas do granito Faina. Ao se direcionar para a porção oeste do granito Faina, é observada resposta gamaespectrométrica similar com concentrações altas para potássio (K) e tório (Th) e mais baixas em urânio (U).

O domínio II possui resposta alta para concentrações de tório (Th), representando uma extensa faixa heterogênea com direção NE-SW em que afloram rochas de arco continental neoproterozóicas inseridas no contexto da sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha.

O domínio III localizado na porção NW, manifesta concentrações altas de potássio (K) e médio-alto para Tório (Th) e Urânio (U). O corpo apresenta disposição alongada na direção NE-SW e representa rochas de arco continental neoproterozóicas.

O domínio IV ocupa a porção central da subárea VII, com resposta gamaespectrométrica alta para concentrações de Potássio (K) e médio-alto referente às concentrações de Tório (Th) e Urânio (U). Ao observar o corpo extrapolando os limites da subárea VII, é possível observar que o corpo possui disposição NE-SW representando rochas de arco continental neoproterozóicas pertencentes à Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha.

O domínio V ocupa a porção no extremo sudeste da subárea VII, manifesta resposta gamaespectrométrica baixa para concentrações de Potássio (K), Tório (Th) e Urânio (U). O corpo possui geometria alongada na direção NE-SW e representa as rochas de arco insular inseridas no contexto da sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa.

O domínio VI, localizado na porção sudoeste da subárea VII, exhibe concentração alta para Tório (Th) e médio para Potássio (K) e Urânio (U). Representando uma pequena parcela do corpo com direção WNW-ESE.

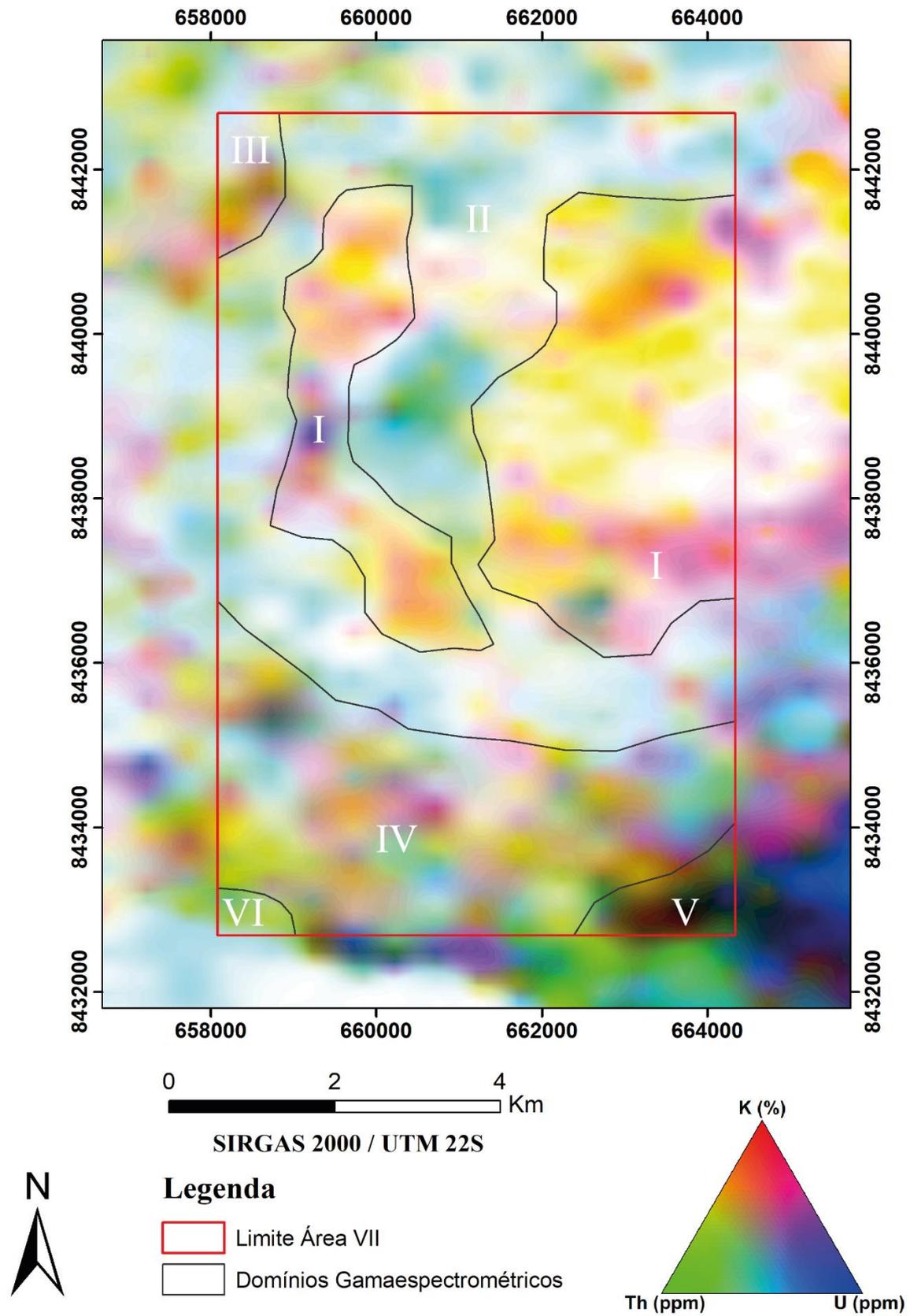


Figura 3. 19: Interpretação do produto gamaespectrométrico da Área VII.

Interpretação dos dados magnetométricos da Área VII

Com base nos lineamentos magnéticos traçados a partir do produto da 1ª Derivada Vertical, observou-se a predominância de lineamentos com direção NE-SW. Há um contraste forte na área VII de densidade de lineamentos, portanto foram definidos dois domínios magnéticos. O domínio I não apresenta lineamentos e está limitado nas bordas por lineamentos NE-SW. Observando os resultados de mapeamentos prévios, é possível a correlação deste domínio com a unidade Granito Faina, que encontra-se controlada estruturalmente nas bordas por falhas transpressivas. O domínio II concentra todos os lineamentos traçados na área VII e é possível correlacionar a direção NE-SW com o Lineamento Transbrasiliano. Com consulta à Folha Santa Terezinha de Goiás e correlação com domínios da gamaespectrometria, é possível inferir que a litologia aflorante neste domínio pertence a unidade metavulcanossedimentar Santa Terezinha. Os lineamentos são, possivelmente, estruturas que definem contatos litológicos, como falhas de empurrão ou transcorrentes (Figura 3.20).

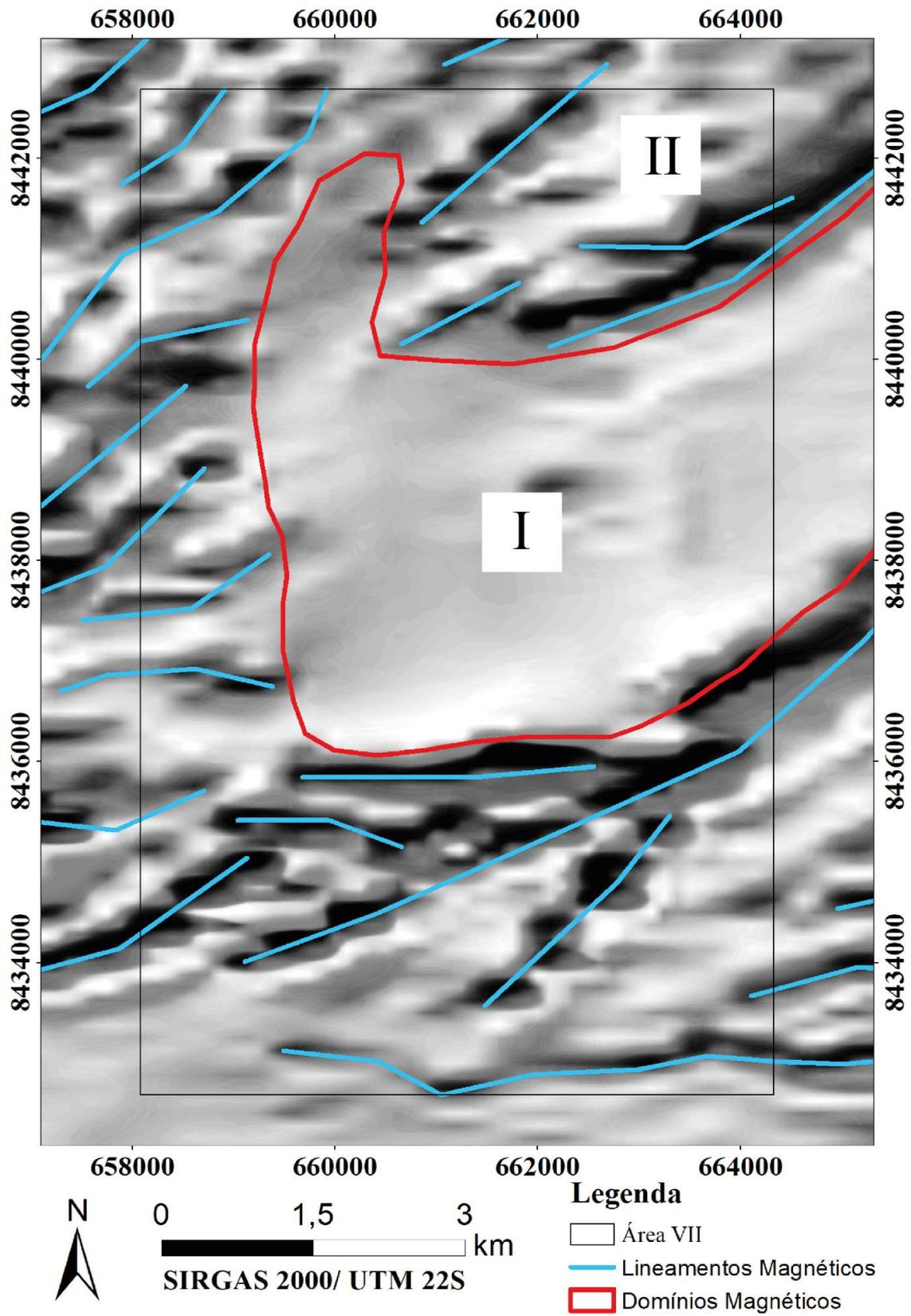


Figura 3. 20: Interpretação do produto magnetométrico da Área VII.

Capítulo IV
GEOLOGIA DO PROJETO MARA ROSA

4.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

O mapeamento geológico realizado no âmbito do Projeto Mara Rosa (PMR), em escala 1:25.000, permitiu reconhecer diferentes unidades geológicas, definidas com base em critérios petrográficos, deformacionais, metamórficos e geocronológicos (Figura 4.1). A área mapeada é composta por unidades litoestratigráficas pertencentes ao Arco Magmático Campinorte, Arco Magmático de Goiás e ao Grupo Serra da Mesa. O contato entre o Arco Magmático Campinorte e o Arco Magmático de Goiás é marcado pela zona de falhas de empurrão Rio dos Bois, enquanto o Grupo Serra da Mesa ocorre sobreposto ao Arco Magmático Campinorte. O mapa completo do PMR pode ser consultado no Apêndice III.

4.1.1. Arco Magmático Campinorte

O Arco Magmático Campinorte aflora, de forma restrita, dentro dos limites da Área X. É representado por uma faixa alongada e encurvada, limitada pela zona de falhas de empurrão Rio dos Bois, com direção variando de N-S a NE-SW e corresponde a 4% do total mapeado pelo projeto. Esta unidade é composta por rochas metavulcânicas intermediárias a félsicas e xistos da Sequência Campinorte (PP2c1 e PP2c2), de idade riaciana (Giustina *et al.*, 2009a), com associações máficas em menor quantidade, com metamorfismo geral em fácies xisto verde.

Em meio à Sequência Campinorte, encontram-se ortognaisses graníticos a tonalíticos da Suíte Pau de Mel (PP2γ1pm), também de idade riaciana (Giustina *et al.*, 2009), e ocorrência de ortogranulitos do Complexo Uruaçu (PP2gu) (Cordeiro, 2014), exumados na forma de um complexo de núcleo metamórfico. Já sua assinatura gamaespectrométrica é bastante variada, sendo predominantemente rosa esverdeada na composição RGB ternária (K, eTh e eU), com domínios branco-amarelados subordinados, associados às rochas intrusivas pré-tectônicas, e um domínio verde azulado a leste, associado à cobertura laterítica.

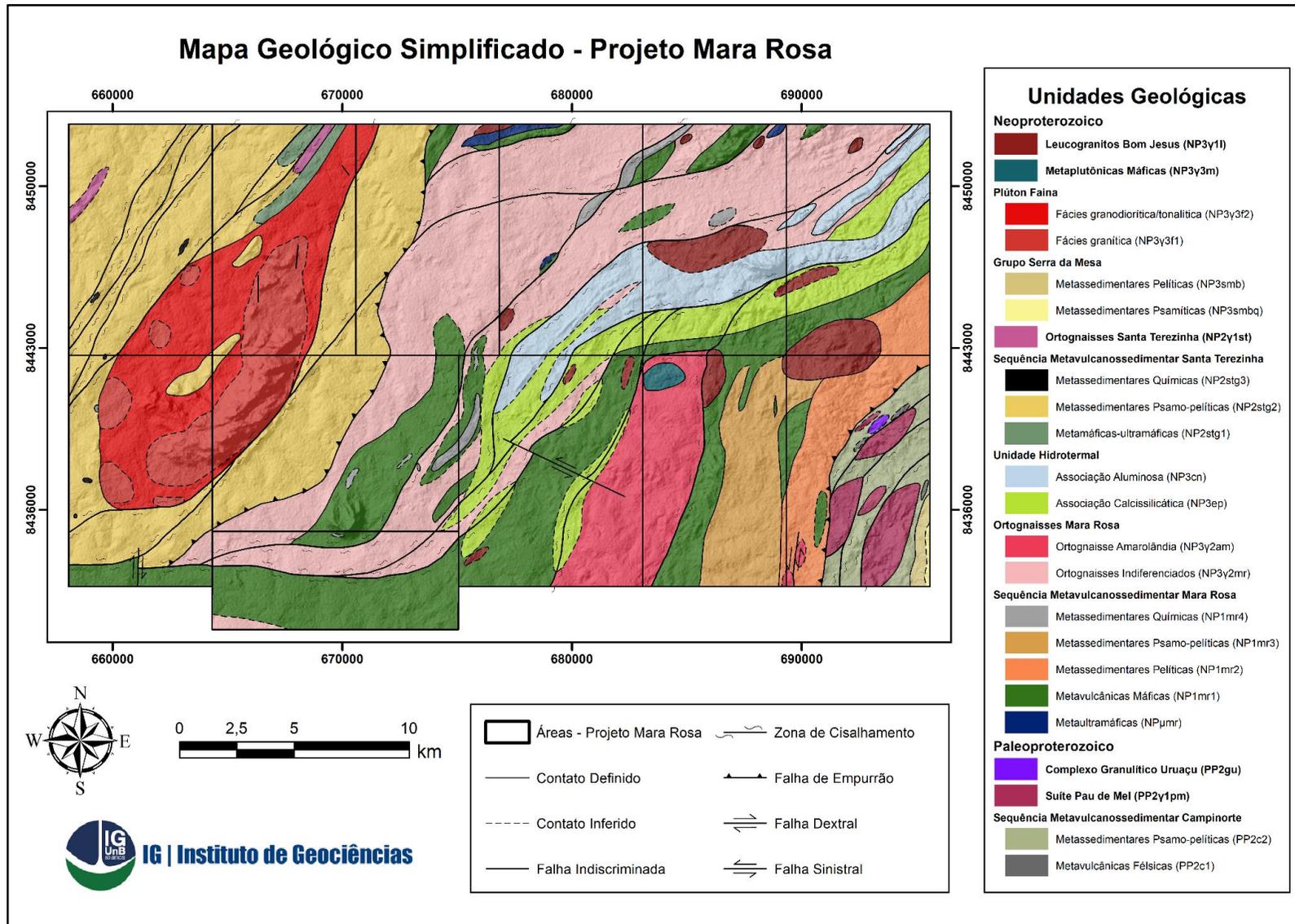


Figura 4. 1: Mapa Geológico Integrado do Projeto Mara Rosa (versão simplificada).

4.1.2. Arco Magmático Mara Rosa

O Arco Magmático de Goiás é a principal unidade aflorante no âmbito do Projeto Mara Rosa, representado pela Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa (NP1mr), de idade toniana (Pimentel *et al.*, 2000), e a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (NP2stg), de idade criogeniana (Fuck *et al.*, 2006). A Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa ocorre compartimentada nas subunidades metaultramáfica (NP μ mr), metavulcânica máfica (NP1mr1), metassedimentar psamo-pelítica (NP1mr2 e NP1mr3) e metassedimentar química (NP1mr4), sendo englobada por um conjunto volumoso de ortognaisses dioríticos a tonalíticos indiferenciados (NP3 γ 2mr) e o ortognaisse diorítico Amarolândia (NP3 γ 2am) (Melo, 2006).

Neste contexto, é descrita também uma diversidade de produtos de alteração hidrotermal, agrupados em associações mineralógicas diagnósticas, incluindo rochas calssilicáticas (NP3ep) e rochas aluminosas (NP3cn). Já a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha é representada pelas unidades metamáfica-ultramáfica (NP2stg1), metassedimentar psamo-pelítica (NP2stg2) e metassedimentar química (NPstg3), com ortognaisses tonalíticos associados (NP2 γ 1st). O contato entre ambas as sequências é marcado pela zona de falha transpressional Amaralina.

4.1.2.1. Unidade Metavulcanossedimentar

A Unidade Metavulcanossedimentar é representada pela Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, e corresponde a aproximadamente 24% da área total do projeto. Ocorre principalmente na porção central da área, estando presente nas Áreas III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X e XI, além de parte da região adjacente, mapeada pelo projeto de Mapeamento Geológico 2 - Mara Rosa. Esta unidade é estruturada na forma de corpos alongados, com orientação preferencial NE-SW e inflexões E-W, especialmente nas Áreas IV, V, VI e XI. É englobada pelos Ortognaisses Mara Rosa e está delimitada pelas zonas de falha Rio dos Bois, a leste, onde se encontra com o embasamento paleoproterozoico, e Amaralina, a oeste, onde está em contato com a unidade metassedimentar.

Já a assinatura gamaespectrométrica, na composição ternária RGB (K, eTh, eU), é marcada por tonalidades majoritariamente esverdeadas a azuladas escuras, chegando ao preto. Localmente, apresentam tonalidades rosadas, especialmente ao norte, onde a alteração hidrotermal é mais intensa, indicando a grande variedade litológica desta unidade.

A sequência apresenta um conjunto extenso de rochas metavulcânicas e metassedimentares psamo-pelíticas, representadas por anfíbolitos, paragnaisses e xistos

aluminosos. Subordinadamente, ocorrem rochas metassedimentares químicas, como gonditos, metacherts e formações ferríferas. Estas rochas encontram-se metamorfizados em condições de fácies xisto verde superior a anfibolito, com retrometamorfismo em fácies xisto verde inferior.

4.1.2.2. Unidade Metassedimentar

A ocorrência da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha no contexto do Projeto Mara Rosa evidencia uma porção com baixa contribuição vulcânica, sendo classificada como uma unidade predominantemente metassedimentar, metamorfizada em fácies xisto verde a anfibolito. Estas rochas afloram na porção oeste da área de estudo, englobando as Áreas I, II, III e VII, além de parte da região adjacente, mapeada pelo Projeto de Mapeamento Geológico 2 - Mara Rosa. Esta unidade é limitada, no Projeto Mara Rosa, pela zona de falha transpressional Amaralina à leste, de orientação NNE-SSW, se estendendo para oeste além dos limites do mapa. Sua geometria é regionalmente alongada de acordo com a tectônica brasileira, porém na escala mapeada, apresenta um formato relativamente regular, correspondendo a 20% da área mapeada.

A gamaespectrometria deste domínio apresenta uma tonalidade predominantemente azulada na composição RGB (K, eTh e eU), onde afloram as rochas metassedimentares, com uma grande área branca em sua porção central, indicativa da presença do Plúton Faina. Podem ser vistas também faixas menores, com orientação NE-SW, em seu extremo nordeste, onde a assinatura passa a ter colorações variadas, em tons de branco e roxo.

Abrange rochas máfico-ultramáficas e rochas metassedimentares, incluindo xisto aluminosos e paragneisses, com lentes de gonditos e formações ferríferas. Em meio ao domínio principal, encontram-se rochas intrusivas tardi a pós-tectônicas, como o Plúton Faina. Vale notar que uma parte da unidade metassedimentar é encontrada, com contato irregular, na porção central do Plúton Faina, sendo interpretada como um roof pendant, resultante da ascensão e erosão do corpo intrusivo.

4.1.2.3. Rochas Intrusivas Pré a Sin-tectônicas

No contexto do Projeto Mara Rosa, aflora uma diversidade de rochas metaplutônicas de caráter pré a sin-tectônico, intituladas como Ortogneisses Mara Rosa, quando associadas à Unidade Metavulcanossedimentar, e Ortogneisses Santa Terezinha, quando associadas à Unidade Metassedimentar.

Os Ortogneisses Mara Rosa afloram de duas formas na área de estudo, incluindo uma larga faixa NE-SE entre as unidades da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa e,

localmente, na porção sudeste, ocorre em corpos individualizados e envoltos pelas rochas da unidade metavulcanossedimentar, onde é definido como Ortognaisse Amarolândia, de composição predominantemente diorítica.

Os Ortognaisses Mara Rosa indiferenciados compreendem cerca de 21% da área total do projeto, com afloramentos nas áreas III, IV, V, VI, VII, VIII, IX e XI, enquanto o Ortognaisse Amarolândia é restrito às áreas VIII, IX e X, representando 5% do total mapeado. As rochas desta unidade ocorrem em áreas planas, tipicamente de superfície regional de aplainamento. Sua assinatura gamaespectrométrica apresenta tonalidades predominantemente rosadas para os Ortognaisses Indiferenciados, enquanto Amarolândia possui resposta em tonalidade azul bem definida.

São compostos majoritariamente por corpos dioríticos, quartzo-dioríticos e tonalíticos, com variação composicional discreta e recorrente, de forma que não foi realizada sua diferenciação na escala mapeada pelo projeto. Apenas os corpos relativos ao Ortognaisse Amarolândia, de composição diorítica com fácies tonalítica subordinada, foram delimitados na escala do mapa, tendo em vista sua relação espacial e assinatura geofísica características com relação às rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa.

Já os Ortognaisses Santa Terezinha afloram localmente na porção noroeste do PMR, nas áreas I e II, formando corpos alongados de direção NE-SW que representam menos de 1% do projeto. Estas rochas afloram entre as unidades metassedimentar e máfico-ultramáfica da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha, tendo composição predominantemente tonalítica.

4.1.2.4. Unidade Hidrotermal

O Arco Magmático Mara Rosa apresenta, ainda, uma associação importante de produtos de alteração hidrotermal. Estas rochas afloram nas Áreas IV, V, VI e VIII, compreendendo 11% do Projeto Mara Rosa, e se associam a zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, dispostas preferencialmente segundo a direção NE-SW, com inflexões E-W. Dentro desses corredores deformacionais, ocorre uma grande diversidade de rochas intensamente deformadas e alteradas hidrotermalmente, onde se destacam avançadas reações de epidotização, saussuritização, sericitização, cloritização, biotitização, muscovitização e sulfetação, de forma que seus protólitos nem sempre podem ser identificados.

A assinatura gamaespectrométrica do domínio hidrotermal apresenta resposta distinta em tonalidades esbranquiçadas, com tonalidades levemente rosadas na porção central dos corpos, caracterizando a associação de rochas calcissilicáticas. Esta unidade é subdividida de

acordo com suas associações minerais, sendo: rochas aluminosas (cianita-muscovita-quartzo-pirita) e rochas calcissilicáticas (epidoto-quartzo-clorita e epidoto-quartzo-hornblenda).

4.1.3. Grupo Serra da Mesa

Na porção extremo sudeste do Projeto Mara Rosa, no contexto da Área X, aflora um pacote de rochas metassedimentares psamo-pelíticas pertencentes ao Grupo Serra da Mesa (NP3smb e NP3smbq), de provável idade criogeniana (Cordeiro *et al.*, 2014). Já sua assinatura gamaespectrométrica varia em tons azulados a esbranquiçados, de acordo com a variação litológica observada.

Esta unidade é representada por muscovita xistos e quartzitos, sobrepostos às rochas do embasamento paleoproterozoico (Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte). Seus limites são de natureza deposicional, estabelecidos por uma discordância, e conferindo-lhe uma geometria irregular. Representa menos de 1% da área total do projeto.

4.1.4. Intrusivas Tardi a Pós-tectônicas

As unidades descritas acima são cortadas por um conjunto de rochas intrusivas, pouco ou não deformadas, representadas pelo Plúton Faina (NP3γ3f), Leucogranitos Bom Jesus (NP3γ3l) e um corpo de rochas Metaplutônicas Máficas (NP3γ3m).

O Plúton Faina ocorre na porção oeste das áreas mapeadas e abrange as Áreas I, II, III e VII, além de parte da região adjacente, mapeada pelo Projeto de Mapeamento Geológico 2 - Mara Rosa, correspondendo a 11% da cobertura total do projeto. Está intrudido na Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha com geometria sigmoidal, alongada em NE-SW. Sua assinatura gamaespectrométrica é predominantemente esbranquiçada com tonalidades amareladas disseminadas e tons rosados nas bordas.

Em contraste com o Plúton Faina, os Leucogranitos Bom Jesus são uma série de intrusões com poucos quilômetros de extensão, aflorando nas Áreas V, VI, IX e X. Correspondem a 3% da área do Projeto Mara Rosa. Intrudem as rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa e Ortognaisses Mara Rosa, com geometrias condicionadas pela deformação imposta ao Arco Magmático Mara Rosa, com alongação preferencial NE-SW, eventualmente infletidas em uma direção E-W. Por fim, sua assinatura gamaespectrométrica é vista tipicamente na cor branca.

O Plúton Faina foi compartimentado em fácies granítica e fácies granodiorítica/tonalítica, com foliação milonítica desenvolvida ao longo de toda a sua extensão. Já os Leucogranitos Bom Jesus se caracterizam por sua deformação mais desenvolvida e grau

metamórfico chegando a fácies xisto verde, além de possuir uma assembleia exclusivamente granítica, enquanto as rochas Metaplutônicas Máficas são constituídas por metagabros e hornblenditos, pouco deformados.

4.2. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DO PROJETO MARA ROSA

Esta seção tem como objetivo a apresentação e descrição dos domínios estruturais do Projeto Mara Rosa. Estes domínios foram delimitados de maneira integrada, tendo como base a análise dos dados estruturais coletados em campo, bem como a correlação deles com estruturas identificadas nos produtos derivados dos levantamentos aerogeofísicos e de sensoriamento remoto.

Quatro domínios estruturais foram definidos, sendo eles de oeste para leste: (I) Transbrasiliano, (II) Mara Rosa, (III) Bom Jesus e (IV) Campinorte (Figura 4.2). Para a individualização de tais domínios, levou-se em consideração essencialmente o padrão geométrico das estruturas planares e lineares mapeadas, assim como feições assimétricas.

Os estereogramas com as densidades das medidas de foliações e lineações coletadas em campo foram gerados utilizando a biblioteca *mplstereonet* na linguagem de programação Python (Kington, 2013). A projeção estereográfica utilizada foi a de Schmidt, que representa o hemisfério inferior da esfera e uma rede dividida em áreas iguais. O método de interpolação utilizado para os contornos de densidade foi o método exponencial de Kamb, que leva em conta a quantidade de desvios padrão (σ) de medidas aleatórias que poderiam variar do banco de dados, influenciando no tamanho dos círculos dos contornos (Vollmer, 1995). Dessa forma, quanto maior a quantidade de desvios padrão, mais suavizado e maiores as áreas dos contornos, sendo que a suavização escolhida para os estereogramas de pólos de foliação foi de 3σ e para os de lineação, de 2σ .

A descrição sintetizada de cada domínio é apresentada a seguir, levando em consideração suas especificidades próprias.

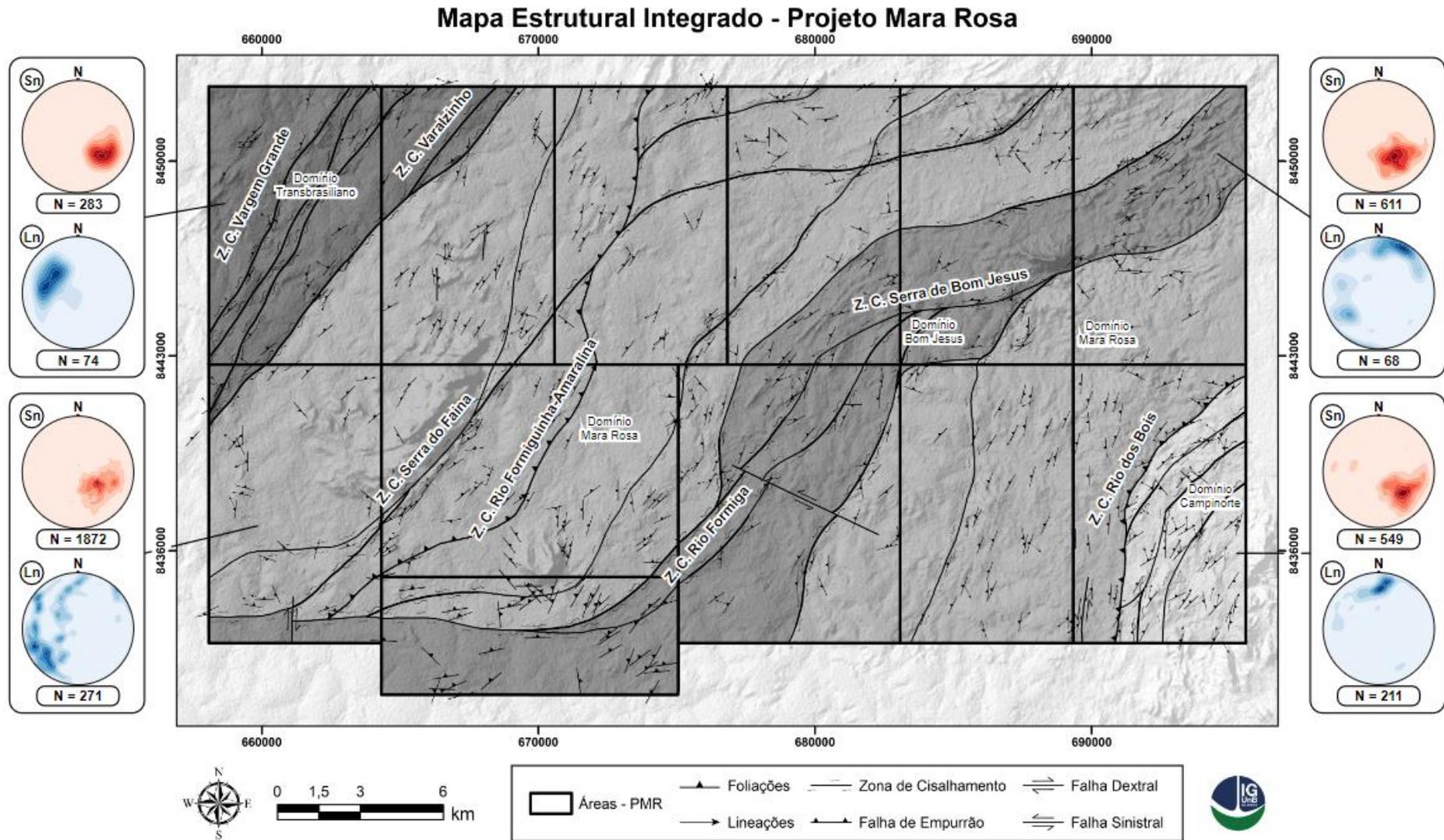


Figura 4. 2: Mapa Estrutural Integrado do Projeto Mara Rosa, evidenciando os domínios estruturais definidos para a região.

4.2.1. Domínio I - Transbrasiliano

O Domínio I intitulado como Transbrasiliano situa-se no extremo noroeste da área mapeada (Fig. 6.1), correspondendo a 9% e sendo caracterizado pelas rochas metapelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha. Ele é separado do Domínio II pela Zona de Cisalhamento Compressional Varalzinho (Fuck *et al.*, 2007).

Esse domínio define-se por uma certa homogeneidade da distribuição das estruturas planares, representada por foliações com direção preferencial NE-SW que tendem a acompanhar a geometria desse compartimento. As foliações de direção NE-SW apresentam predominantemente mergulhos suaves a moderados (30-60°) para NW (figura 4.3a).

Essas estruturas são predominantemente xistosidades, sendo cerca de 90% das medidas, e os outros 10% são bandamentos gnáissicos. Essas foliações se associam a uma lineação de estiramento na direção do mergulho da foliação, com caimento para NW entre 40-80° (figura 4.3b). Ocorrendo de forma mais restrita, ao centro do domínio, define-se foliação subvertical com mergulhos entre 70-80° que definem corredores transcorrentes de direção NE. Por fim, esse domínio tem como característica principal a presença de zonas de cisalhamento, como a Zona de Cisalhamento Compressional Vargem Grande (Fuck *et al.*, 2007), com forte influência do lineamento transbrasiliano.

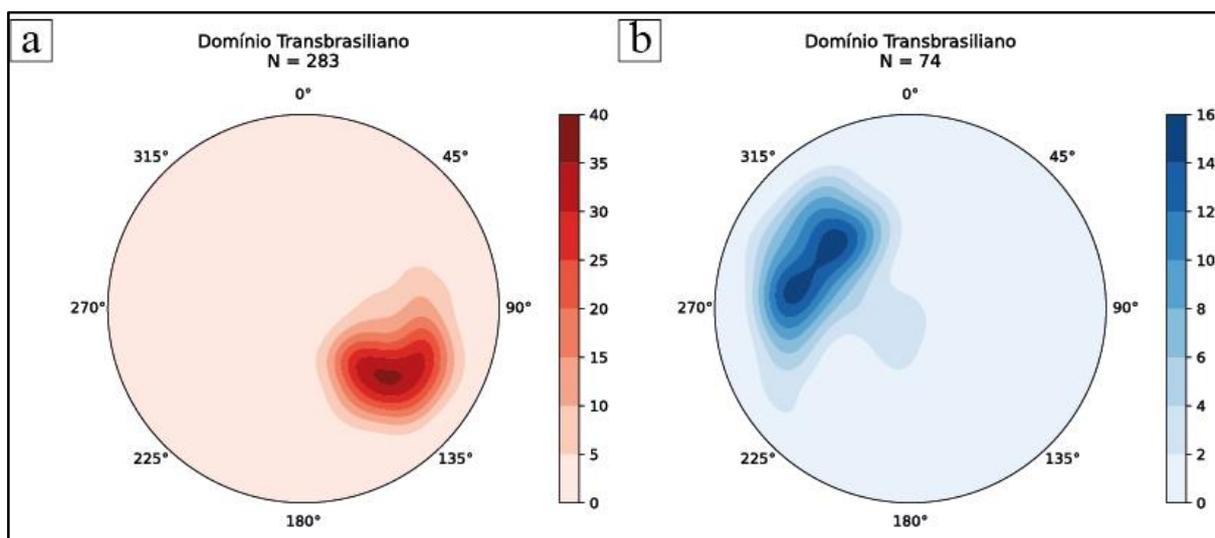


Figura 4. 3: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural I - Transbrasiliano. A) Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; B) Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de 40 a 80° para NW.

4.2.2. Domínio II - Mara Rosa

O Domínio II intitulado como Mara Rosa contempla a maior porcentagem da área mapeada pelo Projeto Mara Rosa, correspondendo a 67% e sendo caracterizado por rochas pertencentes a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás e Mara Rosa, e pelos plútons Faina e Amarolândia. A oeste limita-se pela Zona de Cisalhamento Varalzinho e a leste pela Zona de Cisalhamento Rio dos Bois.

Esse domínio define-se por uma certa heterogeneidade da distribuição das foliações com duas direções preferenciais: (i) foliações com direção NE-SW no setor oeste e (ii) foliações com direção N-S no setor leste. As foliações de direção NE-SW apresentam mergulhos moderados ($30-60^\circ$) (figura 4.4a) para NW e as de direção N-S apresentam mergulhos moderados a altos ($> 60^\circ$) para W (figura 4.4c).

Essas estruturas são representadas por foliações de anfibolitos e leucogranitoides (50-60%), bandamentos gnáissicos (15-20%) e xistosidades (20-25%). As lineações características para o setor oeste apresentam caimento suave ($< 30^\circ$) principalmente para WSW e localmente suave a moderado ($15-45^\circ$) para NW (figura 4.4b). Já as lineações do setor leste apresentam caimento suave ($< 30^\circ$) para SW, aparentando ser oblíquas à foliação N-S (figura 4.4d).

Dentro do domínio ocorrem, de oeste para leste, as zonas de cisalhamento Serra do Faina, Rio Formiguinha/Amaralina e Garimpo do Mundinho. No setor centro-leste desse domínio foi definido o Domínio Bom Jesus, que abrange as zonas de cisalhamento Serra do Bom Jesus e Rio Formiga, descrito na seção 6.3 (Fuck *et al.*, 2007; Oliveira *et al.*, 2007).

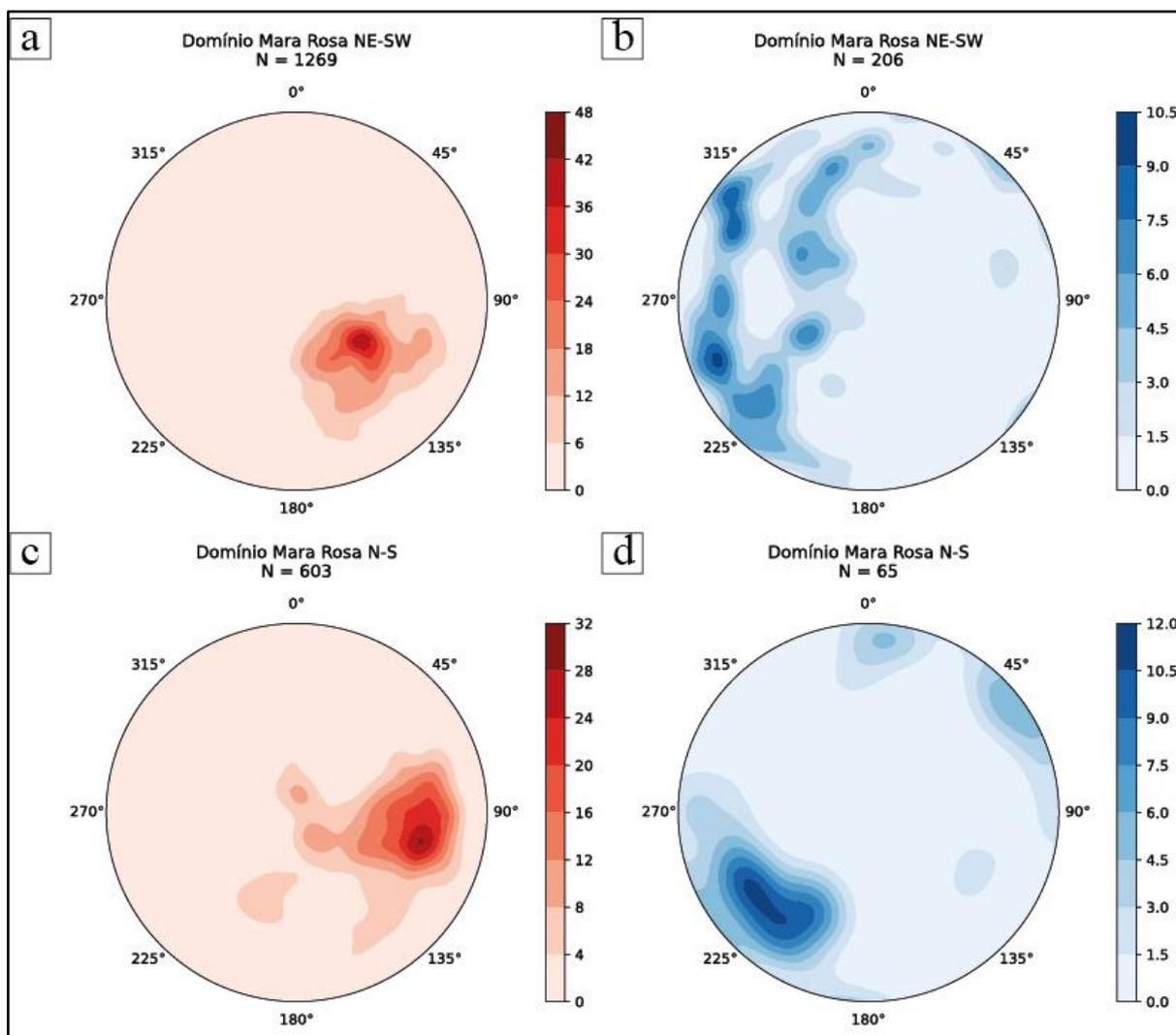


Figura 4. 4: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural II - Mara Rosa. **A:** Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; **B:** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de suaves a moderados (15-45) para WSW e NW. **C:** Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando > 60° para W; **D:** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de < 30° para SW.

4.2.3. Domínio III - Bom Jesus

O Domínio III intitulado como Bom Jesus contempla 20% da área mapeada sendo caracterizado por um corredor de cisalhamento que se estende de NE a SW e separa os setores leste e oeste do Domínio Mara Rosa. Este domínio é caracterizado por rochas pertencentes a Unidade Hidrotermal, aos Ortognaisses Mara Rosa e às Metavulcanossedimentares Mara Rosa, cuja orientação geral é NE-SW, porém nos setores centro-leste e sudoeste da área sofre uma inflexão para E-W, sendo que esta possui correlação com a morfologia da crista da Serra de Bom Jesus.

O padrão de direções das foliações define a orientação do domínio, havendo duas direções preferenciais: (i) foliações com direções NE-SW e (ii) foliações com direções E-W.

As foliações de direção NE-SW (figura 4.5a) apresentam mergulhos moderados (30-60°) para NW, sendo representadas por foliações de anfibolitos, calcissilicáticas e leucogranitóides (35%), xistosidades (35%) e bandamentos gnáissicos (30%). As lineações associadas a direção NE-SW apresentam-se com caimento suave (< 15°) para NNE, sendo paralelas às direções das foliações (figura 6.4b) e, localmente, com caimento de 20° para SW.

Já as estruturas de direção E-W (figura 4.5c) apresentam mergulhos moderados (30-60°) para NNW e são representados pelas foliações de anfibolitos, calcissilicáticas e leucogranitoides (70%), bandamentos gnáissicos (20%) e xistosidades (10%). As lineações associadas a direção E-W apresentam-se com caimento suave (> 15°) para NE, sendo que as lineações estão oblíquas às foliações (figura 4.5d).

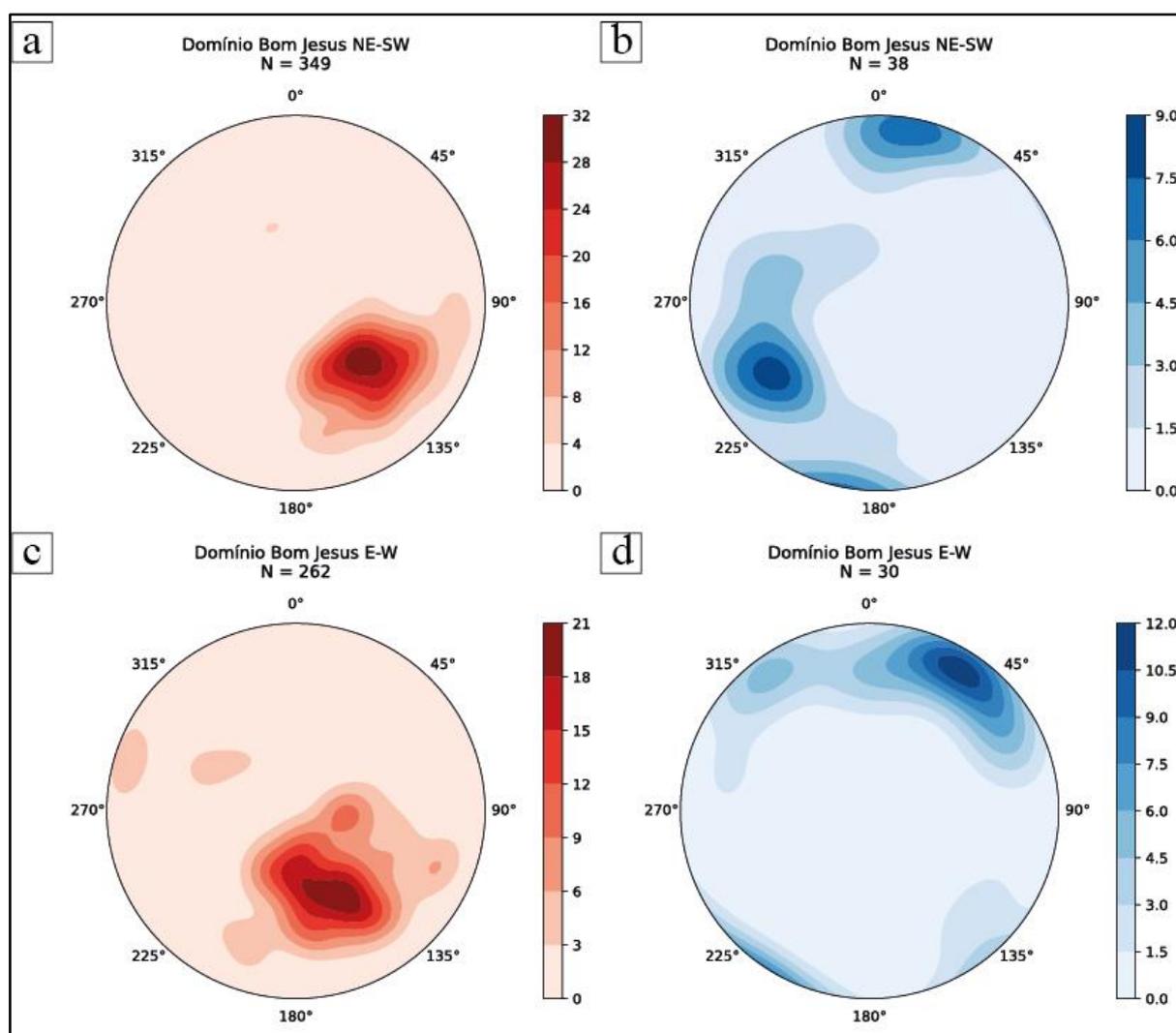


Figura 4. 5: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural III - Bom Jesus. **A:** Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW; **B:** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de < 15° para NNE e localmente de 20° para SW; **C:** Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NNW; **D:** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de < 15° para NE.

4.2.4. Domínio IV - Campinorte

O Domínio Campinorte, delimitado na porção sudeste da Área X, apresenta geometria de faixa arqueada, com orientação N-S e inflexão para NE-SW em sua porção norte, representando cerca de 4% da área do projeto. Sua estruturação principal é definida pelas feições observadas nas rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte, Suíte Pau de Mel e Grupo Serra da Mesa, sendo marcada por foliações do tipo xistosidade, milonítica e ultramilonítica. Embora possua zonas de cisalhamento em seu interior, elas não foram utilizadas como divisores para demais domínios, pois não apresentam modificações significativas no padrão deformacional da região.

Esse domínio apresenta três direções preferenciais de foliação, a saber, uma foliação (i) N-S, observada a sul e oeste no domínio, uma foliação (ii) NE-SW, vista ao longo de todo o domínio, e uma foliação (iii) E-W, descrita na porção central. A relação entre ambas se dá pela predominância da foliação NE-SW, com as demais direções subordinadas, associadas à inflexão regional observada na zona de falha Rio dos Bois e aos corredores de cisalhamento N-S (Figura 4.6).

O trend N-S pode ser correlacionado aos corredores de cisalhamento dúctil-rúpteis de mesma orientação, desenvolvidos em uma tectônica pré-brasileira. A estruturação N-S é marcada por mergulho moderado para W (30° a 50°) e lineações de estiramento mineral associadas, com caimento de até 40° para norte.

Já o trend NE-SW ocorre de forma predominante no Domínio Campinorte, associado ao evento deformacional transbrasileiro. Estes planos apresentam mergulho variável para NW, entre 30° e 80° aproximadamente, conforme a proximidade com as zonas de cisalhamento e com a Falha Rio dos Bois. Assim como a foliação anterior, o NE-SW também compreende uma série de lineações de estiramento mineral, com baixo ângulo de caimento para norte.

Por fim, o trend E-W, de ocorrência local, encontra-se evidenciado na porção centro-norte do domínio, ocorrendo associado às inflexões regionais, evidentes nas bordas dos corpos graníticos da Suíte Pau de Mel. Há, ainda, associada a essa direção, lineações de estiramento de ângulo moderado, variando de 25° a 35° para o quadrante NW.

O estereograma de foliação referente a este domínio (Figura 4.6a) evidencia as três principais direções de foliação, ambas com mergulho moderado, variando em maioria entre 45° e 60° . Já o estereograma de lineações (Figura 4.6b) demonstra o caimento destas feições em baixo ângulo para norte.

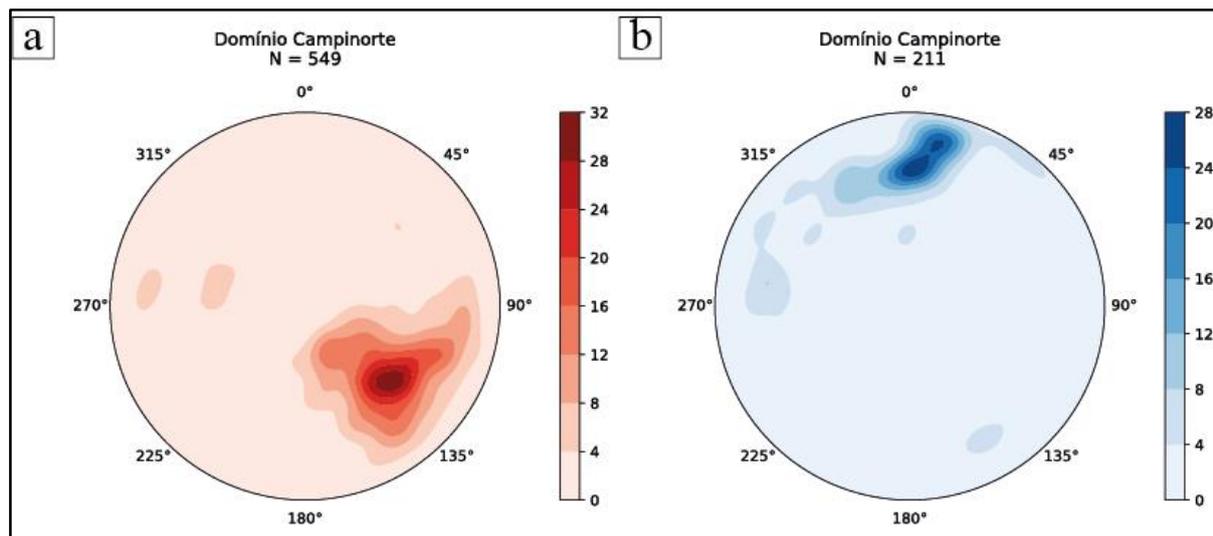


Figura 4. 6: Estereogramas associados ao Domínio Campinorte. (A) Contornos de probabilidade relativos aos polos das foliações com destaque para a direção de mergulho NW; (B) Representação das medidas de lineação destacando a principal direção N-S.

Capítulo V
GEOLOGIA DA ÁREA VII

A área VII está localizada na porção sudoeste do Projeto Mara Rosa onde predominam rochas do contexto metavulcanossedimentar das sequências Mara Rosa e Santa Terezinha, associadas ao Plúton Faina. As unidades estão dispostas ao longo de uma faixa de direção preferencial NE com mergulho para NW.

A integração dos dados geológicos de campo, petrografia, imagens de sensores remotos e aerogeofísica, permitiu a análise e interpretação dos dados geológicos e a confecção do mapa geológico local em escala 1:25.000 (Figura 5.1 e Apêndice IV).

5.1. PETROGRAFIA

As unidades foram catalogadas a partir da observação e interpretação proporcionadas pela integração dos dados da etapa pré-campo aliadas ao reconhecimento de afloramentos e coleta de amostras macroscópicas, durante a etapa de campo. Na etapa final, foram confeccionadas lâminas delgadas que proporcionaram descrições microscópicas permitindo maior detalhamento das unidades.

Para a área VII foram descritas as unidades geológicas correspondentes as Sequências Metavulcanossedimentares Mara Rosa com anfibolitos finos a médios, Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha composta majoritariamente por xistos e, por fim, a unidade Plúton Faina composta por biotita granito com fácies granodioríticas e tonalíticas subordinadas. A compartimentação dos domínios litológicos corresponde principalmente às rochas félsicas associadas ao Plúton Faina, que ocupam cerca de 41% da área. Encontram-se em contato com os xistos da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha que ocupam cerca de 45% da área. Os 14% restantes correspondem à Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa.

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA VII - PROJETO MARA ROSA (GO)

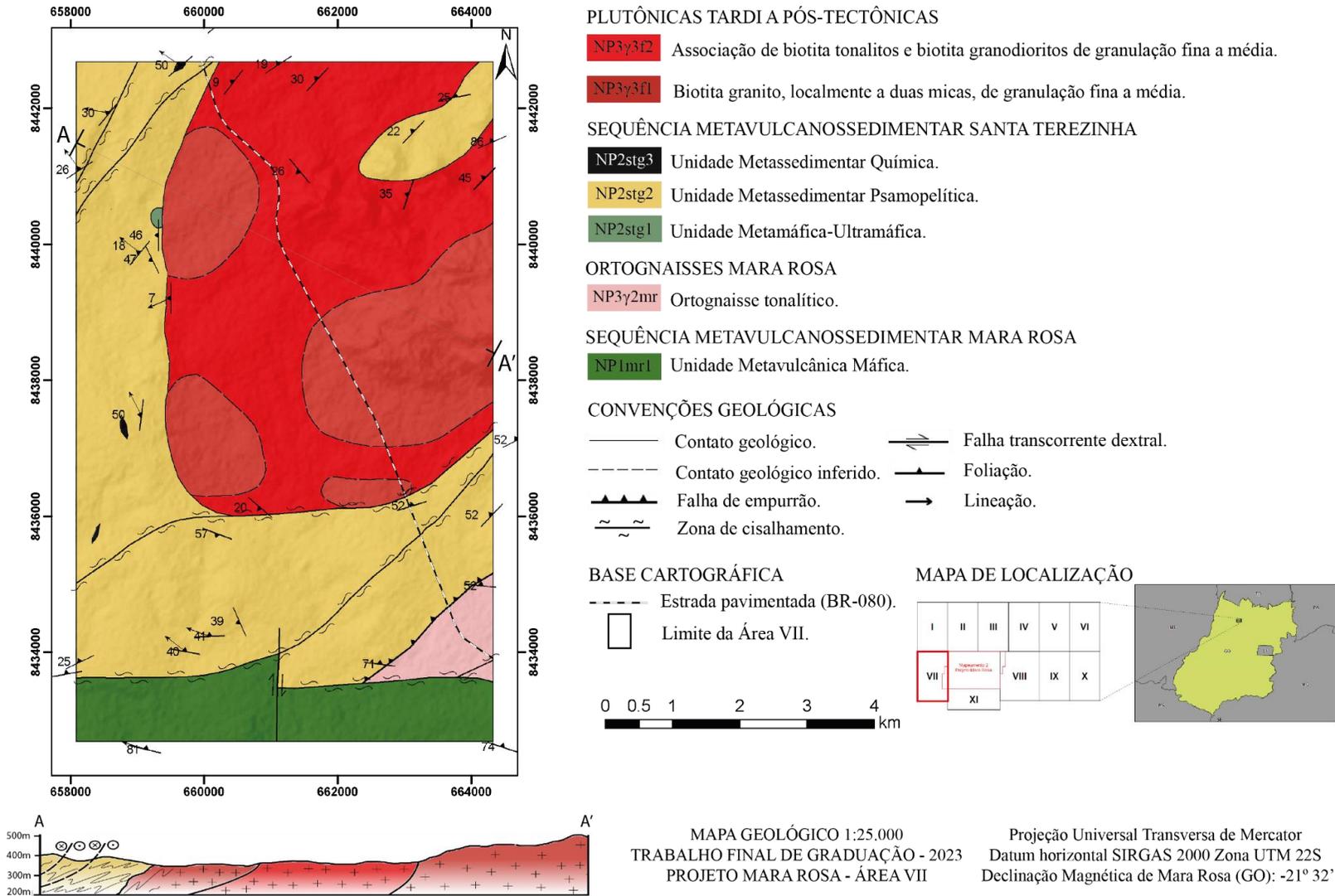


Figura 5. 1: Mapa geológico da área VII.

5.1.1. Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa

5.1.1.1. Unidade Metavulcânica Máfica (NP1mr1)

Hornblendito

A área de ocorrência dos hornblenditos é concomitante com propriedades em que se desenvolvem atividade agrícola e pecuária. Dessa forma, a vegetação nativa só resta nas margens do Rio Formiguinha e, no restante da área de ocorrência, predominam pastos ou áreas de plantio (Figura 5.2).



Figura 5. 2: Área de pastagem no domínio dos anfíbolitos da área VII. A linha tracejada em azul mostra onde está o leito do Rio Formiguinha, local em que conserva a vegetação nativa em mata de galeria.

Os afloramentos descritos nesta subunidade foram *in situ*, principalmente próximos de drenagens, onde o solo encontra-se menos espesso (Figura 5.3 A e B). As rochas são representadas por hornblenditos de coloração esverdeada, de granulação fina a média, bem preservados (Figura 5.3 C). Estes apresentam uma foliação milimétrica definida pela orientação dos anfíbolios. Em lâmina, é possível observar a textura nematoblástica, a qual define a foliação, e nos interstícios dos contatos entre os cristais de hornblenda, há o crescimento de plagioclásio, além de epidoto como mineral acessório (Figura 5.3 D e E).

A hornblenda é a fase mineral dominante (80-90%) na rocha e sua orientação preferencial é responsável por definir a textura nematoblástica (Figura 5.3 D e E). Petrograficamente, apresenta-se subédrica com forte pleocroísmo que varia de amarelo claro a verde escuro com texturas deformacionais. Concordante à foliação da rocha, ocorre o

clinopiroxênio (5-10%) que varia de 0,5 a 1,5 mm e se distingue pelo relevo relativamente mais alto (Figura 5.3 F). Ocorrem plagioclásios (<3%) anédricos intersticiais aos cristais de anfibólio e clinopiroxênio. O teor medido pelo ângulo de extinção ao microscópio (método Michel Lévy) foi de An-50, indicando composição de andesina. O mineral acessório descrito na rocha foi epidoto (<1%).



Figura 5. 3: Feições dos hornblenditos da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa (ponto TF22-VII-92). A) Afloramento de anfibolito em área de pastagem; B) Afloramento de anfibolito em drenagem; C) Amostra de mão de anfibolito, mostrando a coloração esverdeada dos minerais com foliação milimétrica. D) Textura nematoblástica definida pela orientação dos cristais de anfibólio (hornblenda) a nicóis paralelos; E) Textura

nematoblástica definida pela orientação dos cristais de anfibólio (hornblenda) a nicóis cruzados; F) Cristais de clinopiroxênio concordantes à foliação a nicóis paralelos.

5.1.1.2. Ortognaisses (NP3 γ 2mr)

Ortognaisse tonalítico

Os ortognaisses tonalíticos são encontrados na porção sudeste da área VII. O afloramento descrito nesta subunidade foi *in situ*, em drenagem localizada próximo ao limite da área VII com a área XI (Figura 5.4 A). Observada em amostra de mão, a rocha apresenta coloração acinzentada com granulação fina a média. Há um bandamento composicional milimétrico a centimétrico caracterizado por domínios félsicos, representados por quartzo e plagioclásio, e domínios máficos, evidenciados pela presença de biotita (Figura 5.4 B).



Figura 5. 4: Características macroscópicas do ortognaisse observado na porção sudeste da área VII (Ponto TF22-VII-87). A) Afloramento de ortognaisse de coloração acinzentada próximo a drenagem. B) Bandamento composicional milimétrico a centimétrico.

5.1.1.3. Metamorfismo da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa

As paragêneses minerais das subunidades da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, no contexto da área VII, podem caracterizar as condições de pressão e temperatura do metamorfismo regional. As texturas metamórficas como rearranjo da orientação de cristais de anfibólio ou bandamento composicional indicam que a rocha passou por um processo de reequilíbrio mineral atrelado à deformação.

O hornblendito (ponto TF22-VII-92), que aflora na porção sul da área VII, apresenta paragênese mineral composta por hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio, característica de metamorfismo em fácies anfibolito. O plagioclásio existente no protólito muda sua composição sistematicamente durante o metamorfismo progressivo. Inicialmente, apresenta composição albítica, sob condições de baixa pressão e temperatura, e progressivamente adquire composição mais cálcica (andesina).

O teor medido pelo ângulo de extinção máximo ao microscópio, utilizando o método Michel Lévy, foi de An-50 indicando ser andesina. Tal paragênese, andesina + hornblenda +

clinopiroxênio, é estável no intervalo de 550-600 °C e 300 MPa (Bucher and Grapes, 2011; Figura 5.5).

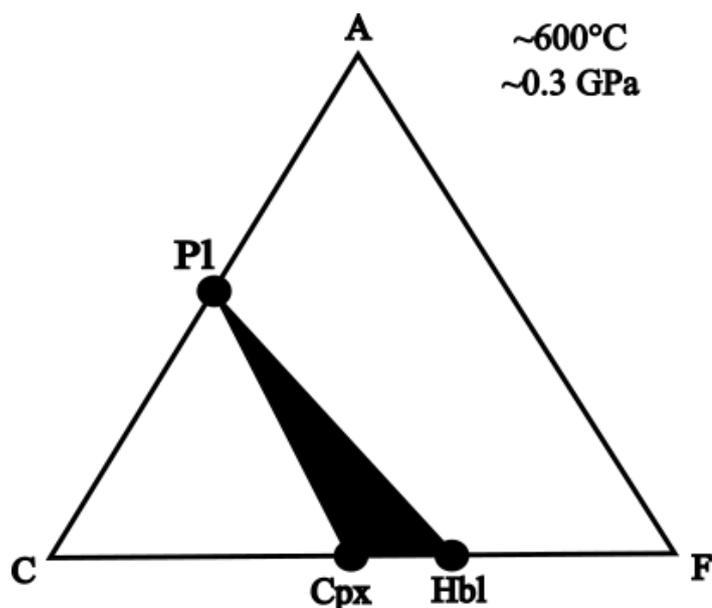


Figura 5. 5: Projeção ACF para metamorfismo de rochas metabásicas, indicando a condições de equilíbrio P-T em fácies anfibolito para a paragénesse hornblenda + plagioclásio (andesina) + clinopiroxênio encontrada na amostra TF22-VII-92.

5.1.2. Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha

5.1.2.1. Unidade Metamáfica-Ultramáfica (NP2stg1)

Actinolítico

Na porção noroeste da área, encontram-se blocos rolados de dimensão métrica com coloração esverdeada e granulação fina. Macroscopicamente, a rocha apresenta textura maciça e destaca-se pelo seu caráter magnético. Classificada como rocha ultramáfica composta por anfibólio mais óxidos (Figura 5.6 A).

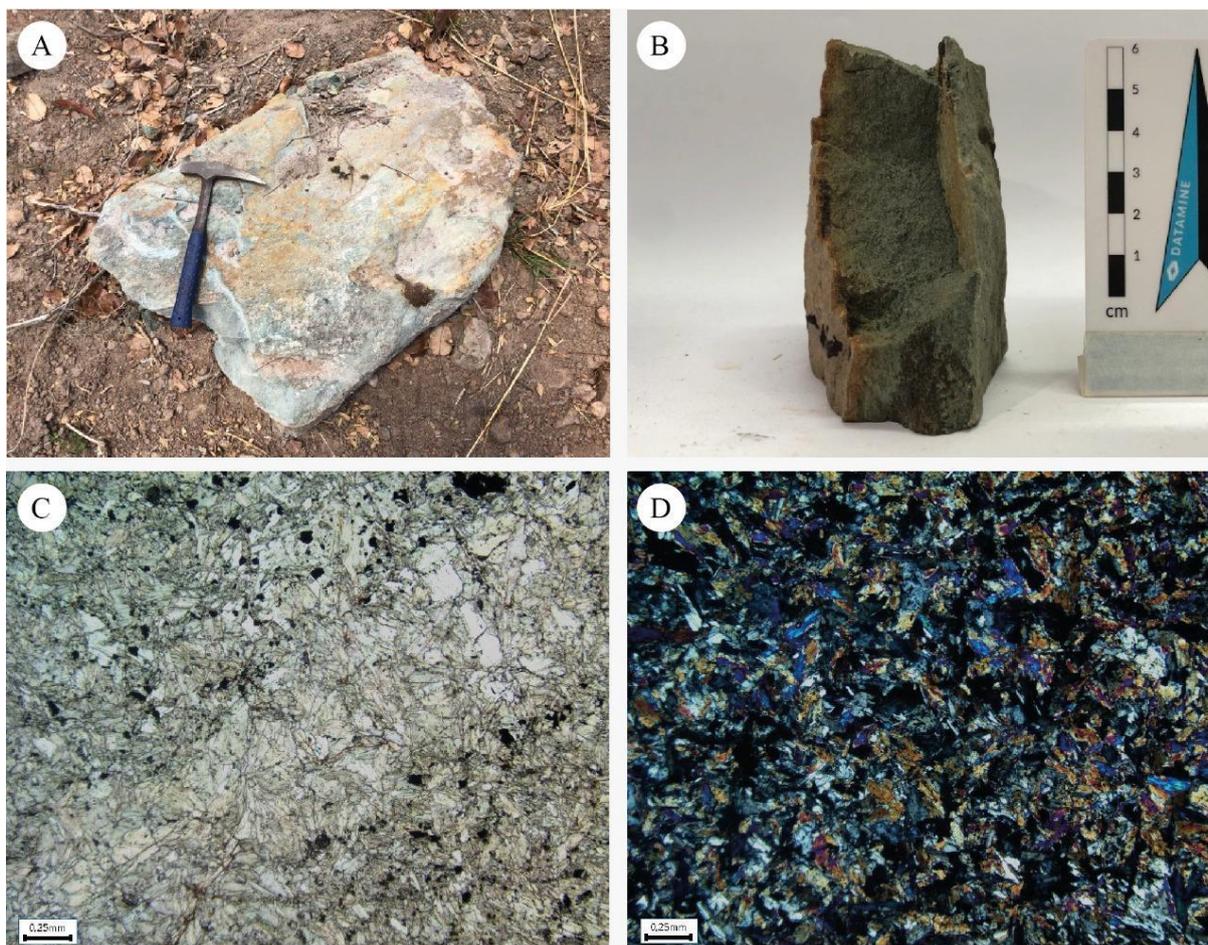


Figura 5. 6: Características macroscópicas e microscópicas do actinolito observado na porção noroeste da área (ponto TF22-VII-96). A) Bloco rolado de dimensão métrica composto predominantemente por anfibólio; B) Amostra de mão de coloração esverdeada composta por actinolita de granulação muito fina; (C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando textura diablástica com cristais de actinolita com hábito prismático sem orientação preferencial.

A rocha apresenta textura diablástica (Figura 5.6 C e D) ressaltada pela presença de cristais de actinolita com hábito prismático alongado sem orientação preferencial. Rocha composta por actinolita (95%), magnetita (2-3%) e ilmenita (1-2%). A actinolita apresenta granulação muito fina a fina (0,1-0,6mm) e pleocroísmo alternando entre incolor e verde pálido. Localmente, a actinolita ressalta dois hábitos distintos na rocha: O primeiro é o hábito prismático alongado dominante na rocha e o segundo, observado em raros domínios da seção delgada, é o hábito fibroso. Característico por formar cristais muito finos e com cores de interferência difusas.

5.1.2.2. Unidade Metassedimentar Psamo-pelítica (NP2stg2)

Estaurolita Muscovita Quartzito

Na porção nordeste da área VII, existem dois pontos aflorantes (TF22-VII-4 e TF22-VII-5) da rocha identificada como estaurolita muscovita quartzito. É encontrada *in situ* em

blocos métricos na margem de drenagem e em blocos rolados à margem de estrada não pavimentada. Se encontra em contato com o plúton Faina e com o granada muscovita xisto da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha.

Macroscopicamente, apresenta granulação fina a média com dois domínios composicionais intercalados (bandamento) de espessura milimétrica com coloração acinzentada e esbranquiçada (Figura 5.7). Nos domínios de coloração esbranquiçada, a dimensão do bandamento varia entre 0,8 - 2,0 mm, onde se observa a presença exclusiva de quartzo. Nos domínios de coloração acinzentada, o bandamento varia sua dimensão entre 0,4 - 1,2 mm e nota-se muscovita orientada segundo uma dimensão preferencial com quartzo associado.



Figura 5. 7: A) Afloramento na porção nordeste da área VII que caracteriza subunidade com dois domínios composicionais intercalados (bandamento) de espessura milimétrica com coloração acinzentada e esbranquiçada (ponto TF22-VII-4).

A rocha apresenta arranjo granoblástico e granolepidoblástico com paragênese mineral composta por quartzo (60-70%), muscovita (10-15%) e estauroлита (10-15%) (Figura 5.8). Os minerais acessórios identificados foram zircão, turmalina (<1%), apatita (<1%) e ilmenita (<1%). Observa-se planos micáceos discretos com orientação preferencial, além de micas desorientadas, em meio ao arranjo granoblástico de quartzo. O aspecto granolepidoblástico se

dá em algumas porções da lâmina em que é possível observar a continuidade das lamelas de mica. Ocorre também textura porfiroblástica devido aos cristais de estaurolita, que possuem maior tamanho de grão (0,3 - 2,0 mm) em relação aos outros minerais de granulação fina presentes na rocha.

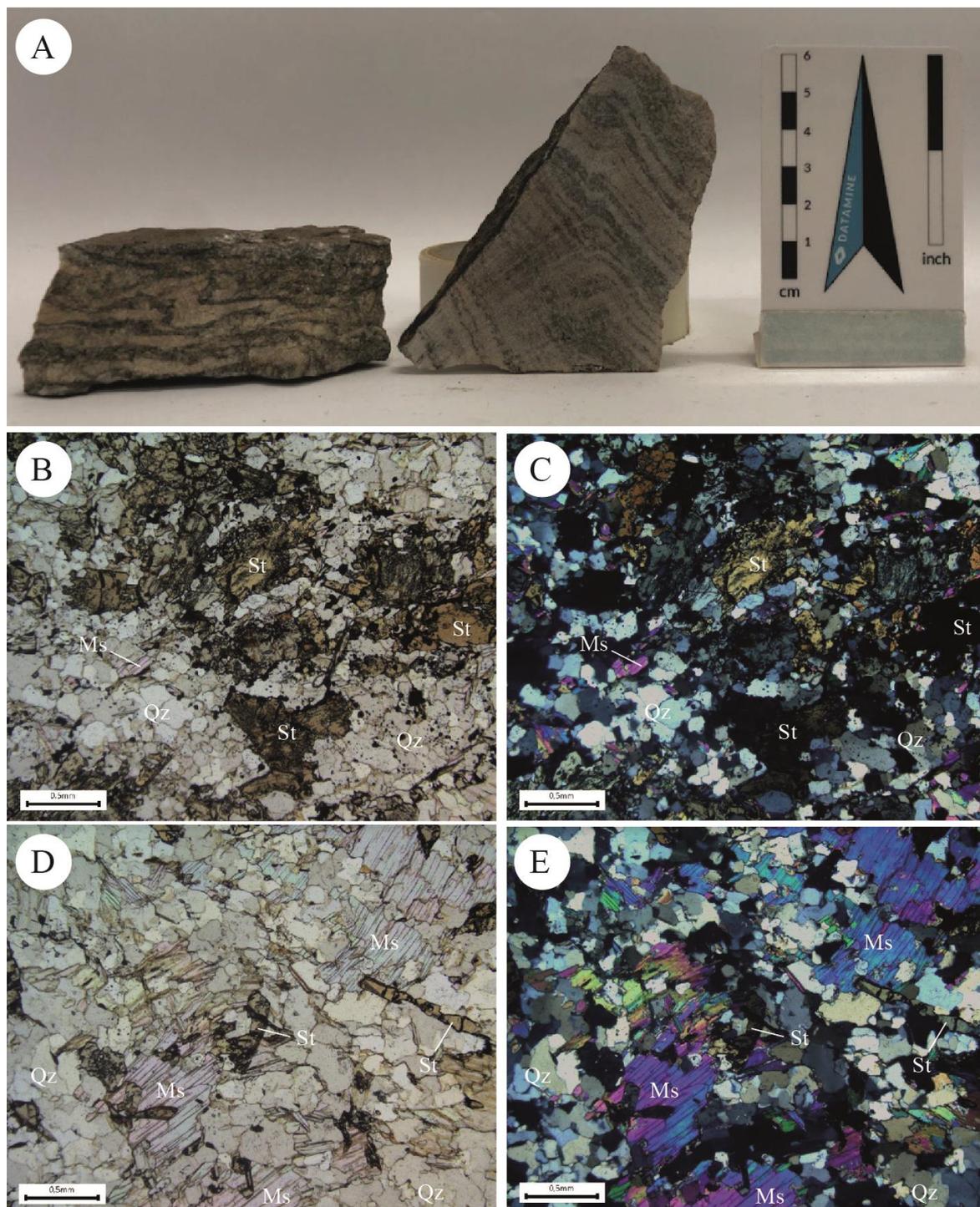


Figura 5. 8: Figura 5.8: Características macroscópicas e microscópicas do estaurolita muscovita quartzito observado na porção nordeste da área VII (ponto TF22-VII-4) A) Amostra de mão evidenciando bandamento de espessura milimétrica com coloração acinzentada e esbranquiçada; (B e C) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, ilustrando textura porfiroblástica característica da rocha com porfiroblastos de estaurolita imersos em matriz de granulação fina composta por quartzo e muscovita. (D e E) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, evidenciando domínios com textura granolepidoblástica

encontrada na rocha, domínios ricos em quartzo com contato poligonal representam a textura granoblástica e domínios ricos em muscovita orientadas em direção preferencial representam a textura lepidoblástica.

O quartzo é a fase mineral dominante e se apresenta anédrico, subarredondado e com extinção ondulante. Nota-se presença de domínios em que prevalece cristais de quartzo com granulação fina e domínios com granulação média, em que se observa a formação de subgrão. A fração micácea é composta unicamente por muscovita, com pleocroísmo alternando entre incolor a verde pálido ou incolor a rosa pálido e hábito lamelar (Figura 5.8 D e E).

Os porfiroblastos de estaurolita se apresentam com granulação média e pleocroísmo diagnóstico do mineral variando entre amarelo pálido a castanho. A estaurolita mostra-se fragmentada, estirada, com aspecto esquelético e com textura em peneira, com diversas inclusões de quartzo (Figura 5.8 B).

Microestruturadamente, destaca-se a migração de borda de grão observada nos grãos de quartzo, que sugerem processos de maior temperatura. Esse aspecto geométrico é observado pela formação de lóbulos na borda do grão. Além da recristalização, a extinção ondulante presente caracteriza a deformação interna dos grãos.

A grande quantidade de quartzo indica um protólito arenoso, no entanto, a presença de muscovita e estaurolita denota um sistema químico originalmente rico em alumínio com presença de matriz. Além disso, a estaurolita é um importante mineral índice que indica metamorfismo regional de grau médio ou em fácies anfíbolito. Corroborando com essa hipótese, observa-se nos cristais de quartzo domínios de deformação através do mecanismo de migração de limite de grão, típico de recristalização de mais alta temperatura (~550 °C).

Muscovita Granada Biotita Hornfels

Localizado na porção nordeste da área VII, afloramento de blocos rolados métricos em área de pastagem (Figura 5.9). Macroscopicamente, a rocha apresenta coloração acinzentada, com granulação fina e com composição mineralógica constituída por quartzo, muscovita, biotita, granada e anfibólio. Em campo, observa-se a relação de contato desenvolvida entre o plúton Faina, representado por um granito/granodiorito de granulação média-grossa em contato com o hornfels (Figura 5.9 C). Nota-se textura porfiroblástica, definida pela presença de cristais de granada de granulação média a grossa inseridos em matriz de granulação fina composta por quartzo, muscovita e biotita. Vale ressaltar que na amostra macroscópica ocorre a presença de anfibólio na rocha, mas tal mineral não foi observado nas seções delgadas confeccionadas para o PMR.

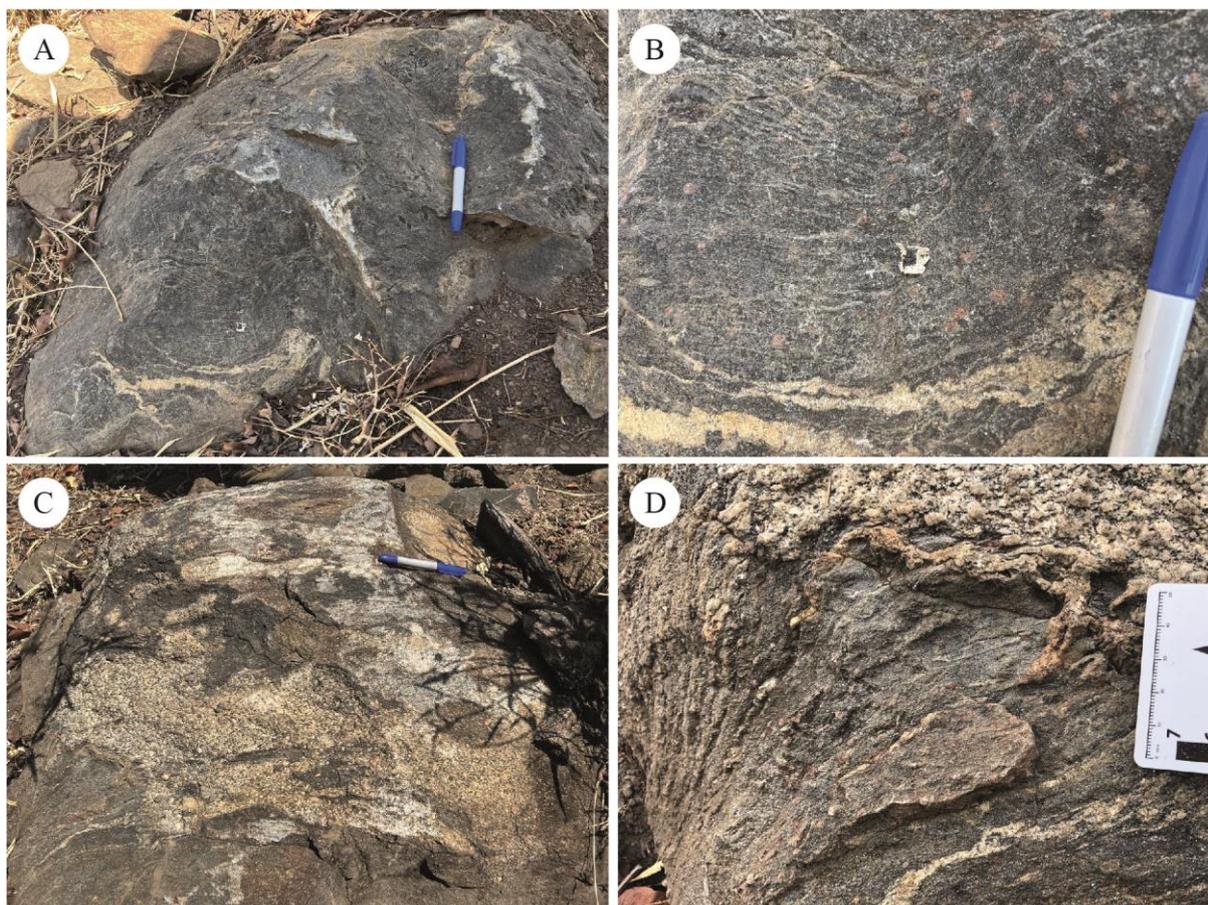


Figura 5. 9: Características macroscópicas do muscovita granada biotita hornfels observado na porção nordeste da área VII (ponto TF22-VII-17). A) Blocos rolados característicos da subunidade. B) Foto em detalhe demonstrando textura porfiroblástica desenvolvida, com granadas de granulação média-grossa imersa em matriz fina composta por quartzo, biotita e muscovita. C) Relação de campo evidenciando contato entre o muscovita granada biotita hornfels e o granito/granodiorito do plúton Faina. D) Foto em detalhe evidenciando o contato entre o granito de coloração clara com cristais milimétricos de biotita e o hornfels de coloração acinzentada.

A rocha apresenta arranjo granoblástico, evidenciado pelo contato poligonal do quartzo, intercalado com frações micáceas achatadas e orientadas em direção preferencial, caracterizando textura granolepidoblástica com arcabouço mineral constituído de quartzo (45-50%), biotita (15-20%), muscovita (5-10%) e porfiroblastos de granada (15-20%), além de zircão (<1%) e ilmenita (<1%) como minerais acessórios. O quartzo se apresenta com granulação fina e é a fase mineral dominante na rocha, nela, nota-se que os cristais sofreram recristalização, com extinção ondulante e contato poligonal (Figura 5.10).

A fração micácea é composta pela associação biotita e muscovita, com predomínio da biotita em relação a muscovita. A biotita apresenta granulação fina, hábito lamelar e sua disposição orientada em direção preferencial é responsável por definir o domínio lepidoblástico enquanto que a muscovita apresenta pleocroísmo entre incolor e verde pálido ou incolor e rosa pálido. Os porfiroblastos de granada (Figura 5.10 F) se apresentam fragmentados, com aspecto esqueletal e com microinclusões de quartzo e óxidos e hidróxidos de ferro.

Os cristais de granada foram classificados como pós tectônicos, sem arqueamento da foliação em torno dos cristais. Nos grãos de quartzo são observados domínios de deformação através do mecanismo de migração de limite de grão, um tipo de recristalização de mais alta temperatura (~550 °C).

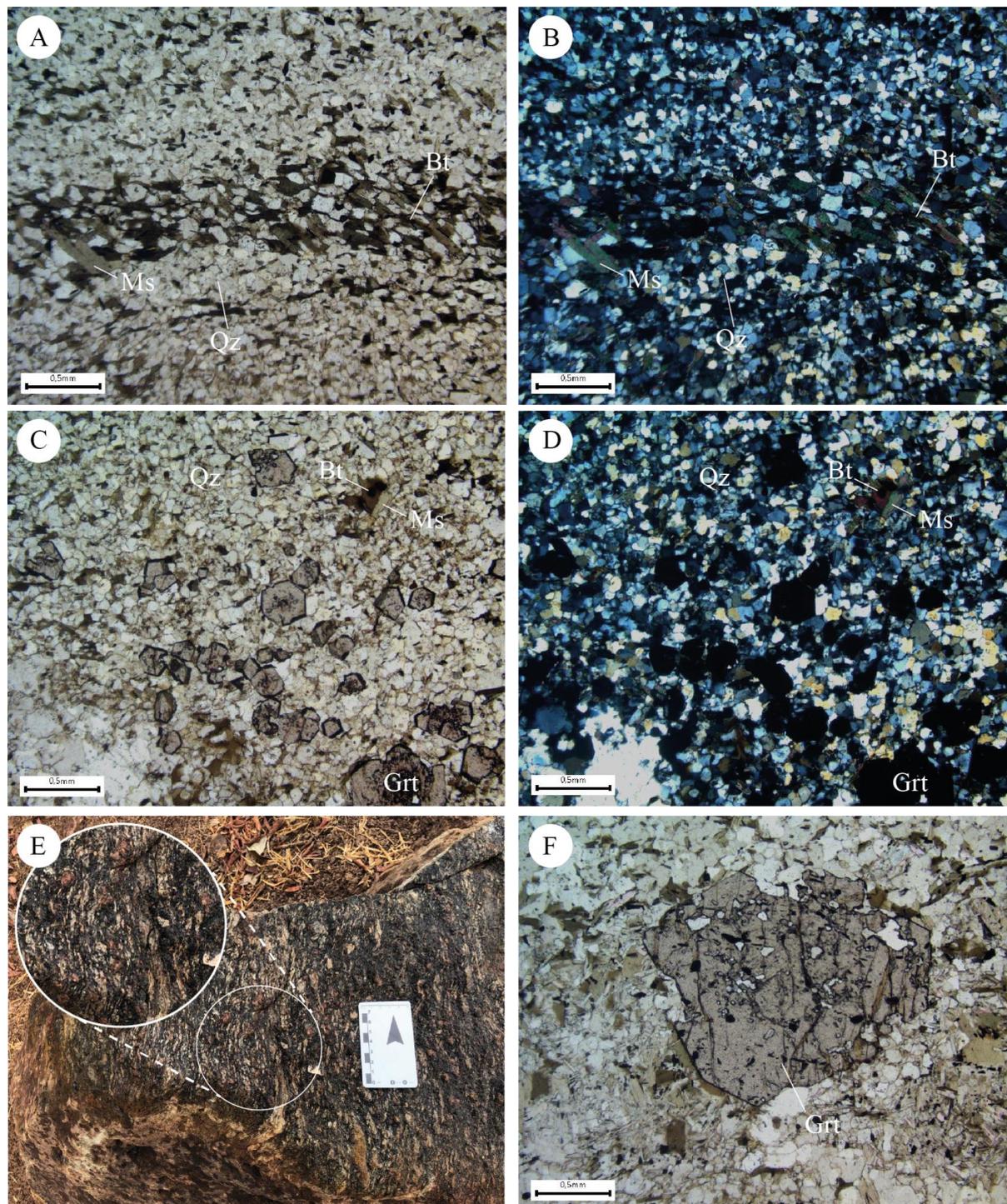


Figura 5. 10: Características macroscópicas e microscópicas do muscovita granada biotita hornfels observado na porção nordeste da área VII (ponto TF22-VII-17). (A e B) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando textura granolepidoblástica, com domínios ricos em quartzo em que localmente é possível reconhecer a textura granoblástica poligonal em agregados de quartzo e a textura lepidoblástica representada por cristais de biotita e muscovita orientada em direção preferencial; (C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, ressaltando textura porfiroblástica caracterizada porfiroblastos

de granada com granulação média inseridos em matriz de granulação fina composta por quartzo, biotita e muscovita. (E e F) Imagem macroscópica e microscópica sob polarizador paralelo, respectivamente, evidenciando a diferença de granulação entre os porfiroblastos de granada e os demais minerais constituintes da rocha.

O muscovita granada biotita *hornfels* apresenta-se na forma de blocos rolados com cristais de granada centimétricos, euédricos, comumente envoltos por minerais prismáticos de tamanho similar identificados como anfibólios (Figura 5.11). Contudo, microscopicamente não foi possível de descrevê-los já que ambas as lâminas não contemplaram porções da rocha em que estes apareceriam.



Figura 5. 11: Muscovita granada biotita *hornfels* com cristais centimétricos de granada e anfibólio que apresenta aspecto de crescimento radial.

Granada Clorita Xisto com Magnetita

Na porção noroeste da área VII, os afloramentos descritos nesta subunidade foram *in situ*, localizados em áreas de pastagem (Figura 5.12 A). Macroscopicamente, a rocha apresenta coloração acinzentada e granulação fina composta por quartzo, clorita, muscovita, porfiroblastos de granada e magnetita (Figura 5.12 B). Nota-se presença de foliação milimétrica definida pela orientação preferencial da muscovita e clorita.

A rocha apresenta textura granolepidoblástica, com a textura lepidoblástica definida pela orientação preferencial da muscovita e clorita e o aspecto granoblástico evidenciado pelos contatos poligonais de quartzo e, por fim, textura porfiroblástica definida pela presença de porfiroblastos de granada de granulação média imersos em matriz fina composta por quartzo, muscovita e clorita.

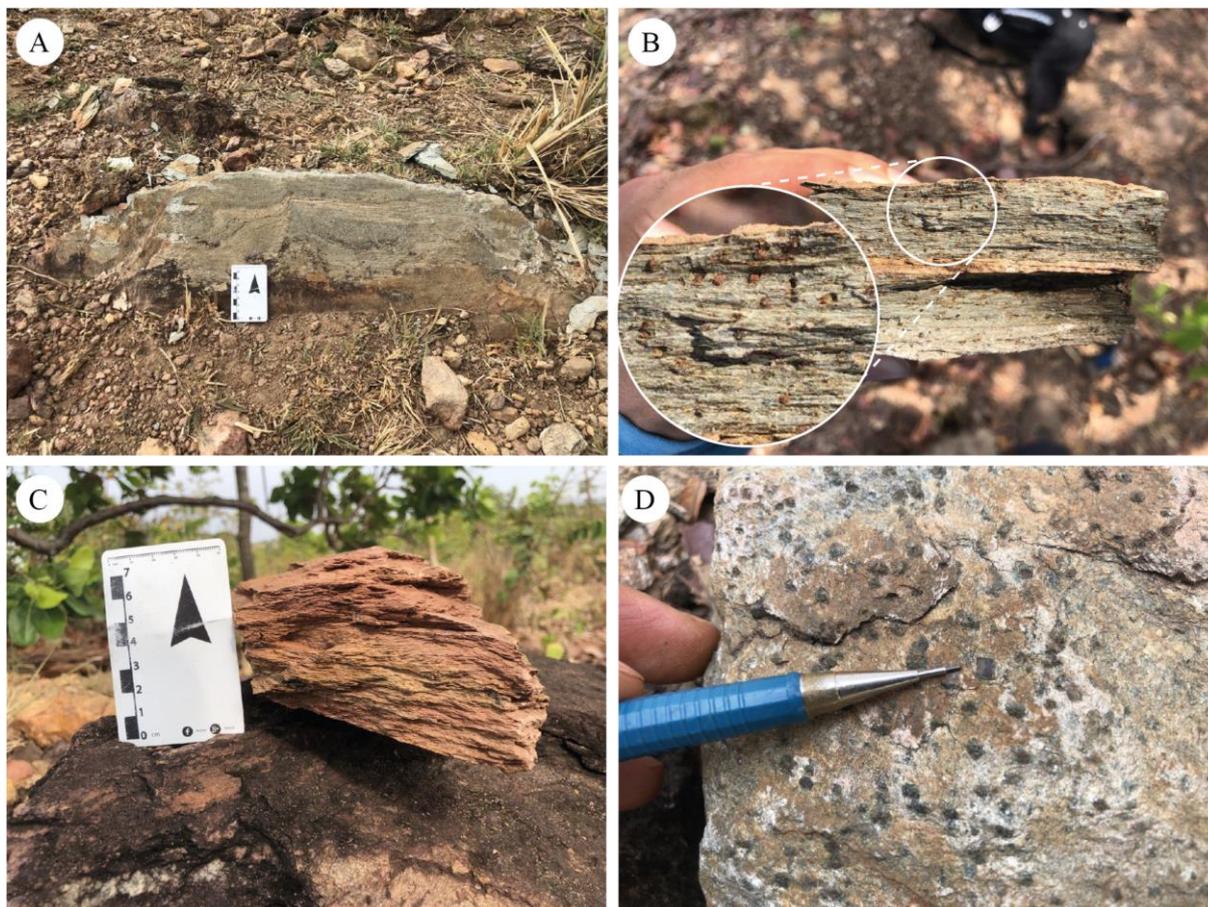


Figura 5. 12: Características macroscópicas do magnetita granada muscovita quartzo clorita xisto observado na porção noroeste da área VII (ponto TF22-VII-31). A) Afloramento in situ localizado em área de pasto. B) Amostra de mão com porfiroblastos de granada de granulação média entre os planos da foliação definida pela orientação preferencial dos minerais micáceos (clorita e muscovita). C) Amostra de magnetita granada quartzo muscovita clorita xisto quando intemperizado, mostrando cores ocre e marrom. D) Pseudomorfos de pirita (apontado pela lapiseira) mostrando hábito cúbico do mineral. Há substituição por óxidos de ferro.

A mineralogia da rocha foi estimada em: quartzo (20-25%), clorita (30-35%), muscovita (15-25%), granada (5-10%), magnetita (3-5%). Observam-se planos micáceos discretos com orientação preferencial, por vezes apresentam arqueamento da foliação ao redor dos porfiroblastos de granada, em meio ao arranjo granoblástico de quartzo.

O aspecto granolepidoblástico se dá em algumas porções da lâmina em que é possível observar a continuidade das lamelas de muscovita e clorita (Figura 5.13 A e B). Observa-se, também, a textura porfiroblástica devido aos cristais de granada, os quais ocorrem com maior tamanho de grão (0,4 - 1,5 mm) em relação aos outros minerais de granulação fina presentes na rocha (Figura 5.13 C e D).

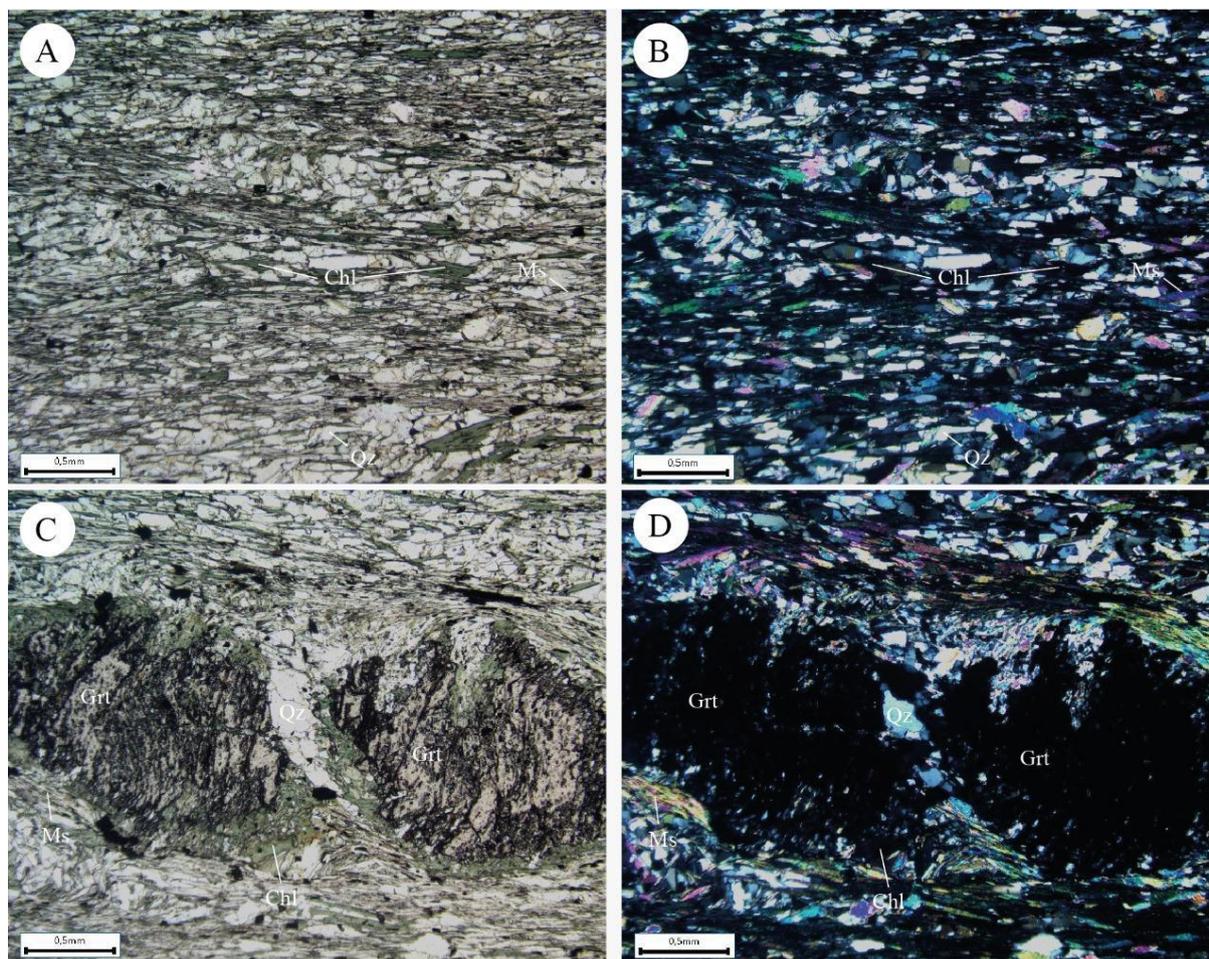


Figura 5. 13: Características microscópicas do magnetita granada quartzo muscovita quartzo clorita xisto observado na porção noroeste da área VII (ponto TF22-VII-31). (A e B) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, ressaltando textura granolepidoblástica com domínios ricos em quartzo em que localmente é possível reconhecer a textura granoblástica poligonal em agregados de quartzo e a textura lepidoblástica representada por cristais de clorita e muscovita orientadas em direção preferencial. (C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando textura porfiroblástica caracterizada pela presença de porfiroblastos de granada com granulação média inseridos em matriz de granulação fina composta por quartzo, clorita e muscovita.

Os cristais de quartzo apresentam-se anédricos, granulação fina e extinção ondulante. A fração micácea é composta por muscovita e clorita, com predomínio da clorita em relação a muscovita. A muscovita apresenta granulação fina e pleocroísmo incolor a verde pálido ou incolor à rosa pálido. Já a clorita apresenta pleocroísmo variando entre verde claro à verde musgo e pode ser encontrada como produto de alteração nas bordas dos porfiroblastos de granada, como também clorita primária (Figura 5.13 A e B), caracterizando foliação com padrão levemente anastomosado.

A granada ocorre como porfiroblastos (Figura 5.13 C), por vezes, com clorita sendo formada ao seu redor. Nota-se que a foliação impressa pelo domínio lepidoblástico está arqueada ao redor da granada, além da mesma apresentar sombra de pressão com quartzo recristalizado. A granada apresenta foliação interna pretérita com a presença de inclusões de

quartzo. Tem como provável protólito uma rocha siliciclástica com presença de alumínio evidenciada pela presença disseminada de muscovita.

São observados nos cristais de quartzo domínios de deformação formados por mecanismos de rotação de subgrão. A granada se apresenta intensamente alterada com bordas formada por clorita, sendo um indicador de retrometamorfismo. A granada foi classificada como pré tectônica a sin tectônica, causando forte arqueamento na foliação definida pela orientação preferencial dos cristais de muscovita e clorita.

Biotita Muscovita Quartzo Xisto

O afloramento descrito nesta subunidade foi *in situ*, de dimensão decamétrica em drenagem seca (Figura 5.14 A). Macroscopicamente, a rocha apresenta coloração azulada, granulação fina e presença de intercalação entre domínios de coloração cinza azulada, diferenciada por forte silicificação e outro domínio de coloração esverdeada com foliação milimétrica definida pela orientação preferencial da muscovita (Figura 5.14 B).

Observa-se textura granoblástica, evidenciada pelo quartzo com contatos poligonizados, e textura lepidoblástica, definida pela orientação preferencial dos cristais de muscovita e biotita. A mineralogia estimada utilizando a seção delgada é: quartzo (55-60%), muscovita (15-20%), biotita (5-10%), epidoto (2-5%), plagioclásio (2-5%), ilmenita (1%) e zircão (<1%).

A fração micácea é composta pela associação muscovita e biotita, com predomínio da muscovita em relação a biotita (Figura 5.14 D). A biotita apresenta granulação fina, hábito lamelar e pleocroísmo alternando entre castanho claro a castanho escuro enquanto que a muscovita tem pleocroísmo incolor a verde pálido ou incolor a rosa pálido. A essa fração associam-se preferencialmente os minerais opacos (predominantemente ilmenita). Nota-se a presença de mineral acessório com hábito anédrico, granulação fina e pleocroísmo alternando entre incolor à rosa pálido identificado como epidoto.

A rocha apresenta o quartzo como sua principal fase mineral, anédrico e com extinção ondulante (Figura 5.14 F). Nota-se presença de domínios em que prevalece cristais de quartzo com granulação fina (0,1-0,2 mm) e domínios com granulação média (1,0-1,2 mm). A fração feldspática é representada unicamente por plagioclásio que apresenta-se muito deformado, com extinção ondulante e diversas microinclusões de epidoto (Figura 5.14 E).

Tem como provável protólito uma rocha siliciclástica com presença de alumínio evidenciada pela presença de muscovita. Nos cristais de quartzo, são observados domínios com

intensa recristalização e deformação através do mecanismo de migração de borda, um tipo de recristalização de mais alta temperatura (~550 °C).

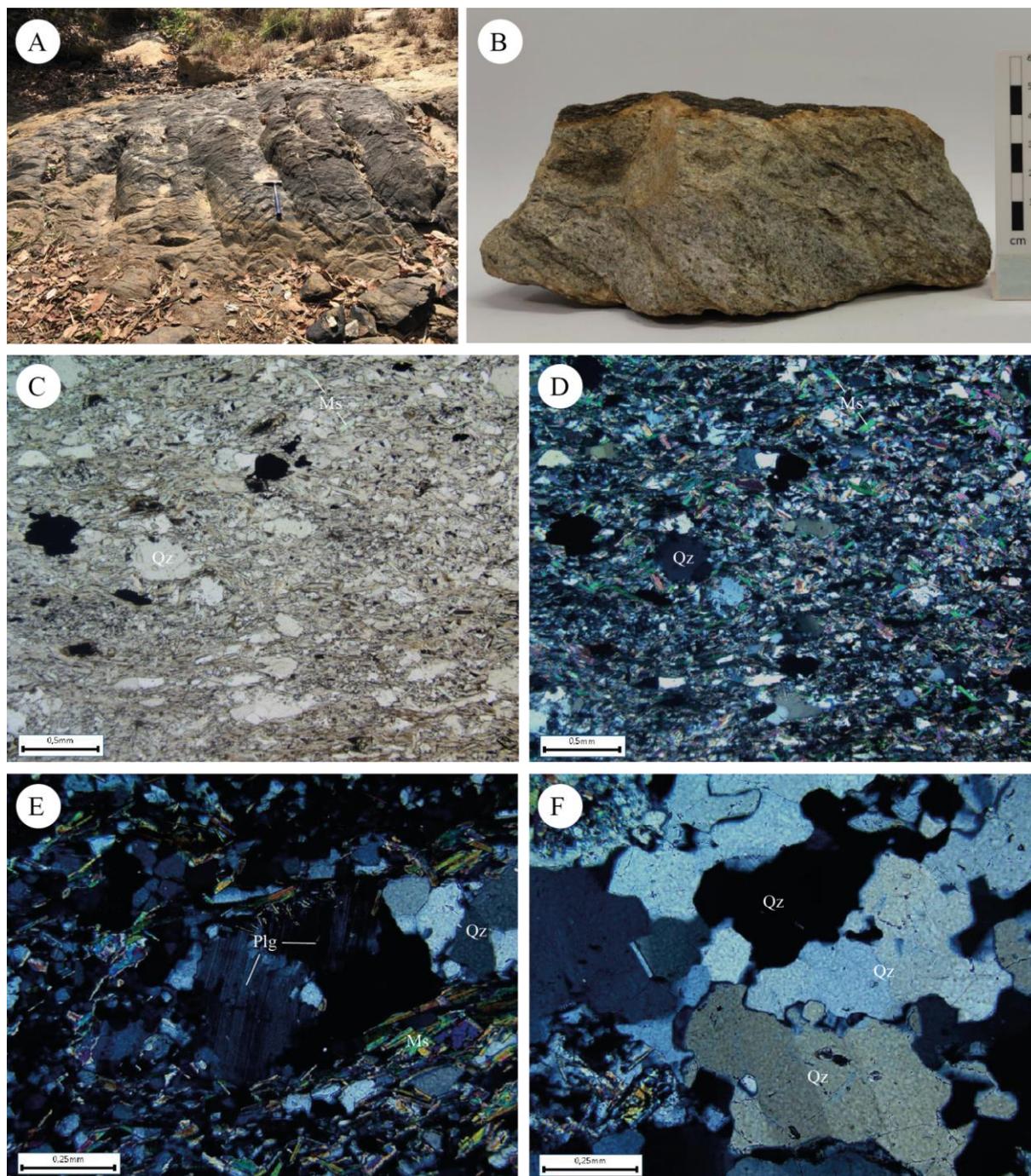


Figura 5. 14: Características macroscópicas e microscópicas do biotita muscovita quartzo xisto observado na porção nordeste da área VII (ponto TF22-VII-34). A) Afloramento in situ de dimensão decamétrica em drenagem seca; B) Amostra de mão de coloração acinzentada de granulação fina marcada pela intercalação entre domínios de coloração cinza azulada, marcada por forte silicificação e domínio de coloração esverdeada em que nota-se a xistosidade definida pela orientação preferencial da muscovita presente na rocha; (C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando arranjo granoblástico a granolepidoblástico ressaltado por porções quartzosas intercaladas com fração micácea composta por muscovita e biotita; E) Fotomicrografia com polarizador cruzado salientando pequena quantidade de cristais de plagioclásio observados na rocha. Apresentam hábito anédrico, muito deformados, com extinção ondulante e diversas microinclusões de epidoto; F)

Fotomicrografia com polarizador cruzado, destacando deformação através do mecanismo de migração de borda, um tipo de recristalização de mais alta temperatura.

Granada Muscovita Quartzo Xisto

Localizado na porção centro-oeste da área VII, o afloramento descrito nesta subunidade foi *in situ* de dimensão métrica. Macroscopicamente, observa-se rocha preservada de coloração cinza azulada e granulação fina composta por quartzo, muscovita e granada (Figura 5.15 A e B). Nota-se presença de foliação milimétrica definida pela orientação preferencial da muscovita.

A rocha apresenta textura granolepidoblástica e porfiroblástica (Figura 5.15 E). A textura granoblástica é evidenciada pelo quartzo com contatos poligonizados, e textura lepidoblástica, definida pela orientação preferencial dos cristais de muscovita. Já a textura porfiroblástica é caracterizada pelos cristais de granada de granulação média inseridos em matriz fina composta essencialmente por quartzo e muscovita. A mineralogia estimada utilizando a seção delgada é: quartzo (35-45%), muscovita (25-35%), granada (10-15%), turmalina (2-3%), ilmenita (1-2%) e clorita (>1%).

O quartzo apresenta granulação fina, anédrico e por vezes policristalino. Em diversos domínios, possui contato poligonizado e extinção ondulante. Nota-se a presença de domínios em que prevalece cristais de quartzo com granulação muito fina e raras frações com granulação fina (Figura 5.15 C). A fração micácea é composta unicamente por muscovita, com hábito lamelar e granulação fina, apresenta pleocroísmo alternando entre incolor a verde pálido ou incolor a rosa pálido. Os porfiroblastos de granada apresentam granulação média e se apresentam fraturados e intensamente alterados para mineral com pleocroísmo alternando entre incolor a verde musgo identificado como clorita (Figura 5.15 E). Também são encontrados microinclusões de cristais de quartzo, além de óxido (ilmenita) e hidróxido de ferro.

Nota-se o arqueamento da foliação, definida pela orientação preferencial da muscovita, ao redor dos cristais levemente rotacionados da granada. Como acessório, apresenta cristais subédricos posteriores à foliação de turmalina com granulação muito fina. Em seções basais pseudo-hexagonais apresenta cor azul escuro e ausência de pleocroísmo. Identificada como schorlita.

Tem como provável protólito uma rocha siliciclástica com presença de alumínio evidenciada pela presença disseminada de muscovita. Nos cristais de quartzo, são observados domínios de deformação através do mecanismo de migração de limite de grão, um tipo de recristalização de mais alta temperatura. A granada foi classificada como pré a sin tectônica, causando arqueamento na foliação definida pela orientação preferencial dos cristais de

muscovita e se apresenta intensamente alterada com bordas formada por clorita, sendo um indicador de retrometamorfismo. A presença disseminada de turmalina indica a presença de boro no sistema químico da rocha.

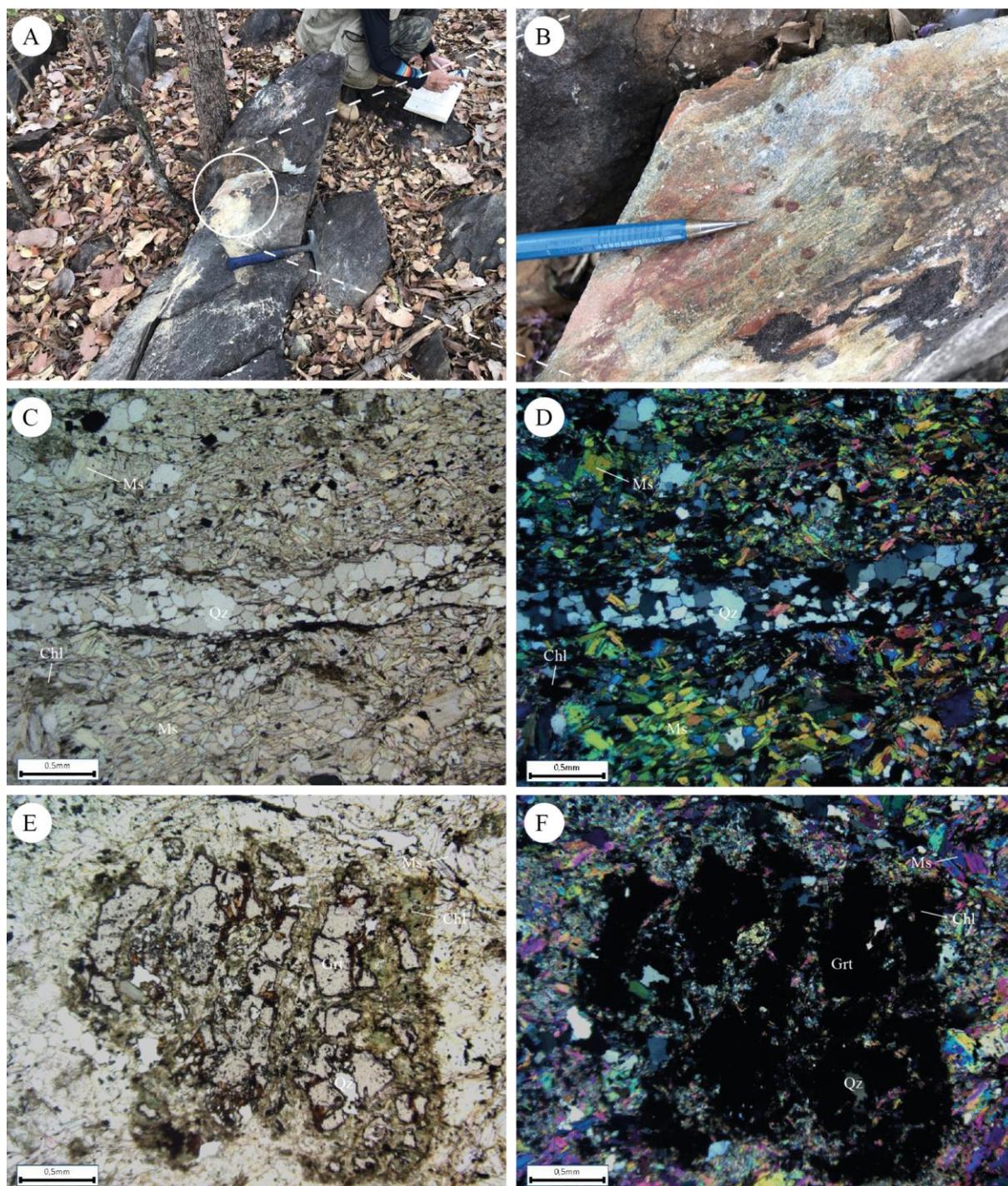


Figura 5. 15: Características macroscópicas e microscópicas do granada muscovita quartzito observado na porção centro-oeste da área VII (ponto TF22-VII-48). A) Afloramento in situ; B) Porfiroblastos de granada de granulação média inseridos em matriz de granulação fina composta essencialmente por quartzo e muscovita; C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando arranjo granolepidoblástico com domínios ricos em quartzo em que localmente é possível reconhecer a textura granoblástica poligonal em agregados quartzosos e a textura lepidoblástica representada por cristais de clorita e muscovita orientadas em direção preferencial; E e F) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, evidenciando textura porfiroblástica caracterizada pela presença de porfiroblastos de granada com granulação média inseridos

em matriz de granulação fina composta por quartzo, clorita e muscovita. A granada foi classificada como sin tectônica e nota-se processo atenuado de alteração para clorita, fruto do retrometamorfismo.

Hornblenda Granada Muscovita Xisto

Localizado na porção sudeste da área VII, afloramento in situ de dimensão métrica na margem da rodovia G0-080, caracterizado por rocha bem preservada de coloração cinza esverdeada de granulação fina a média composta por quartzo, muscovita, biotita, clorita, granada e hornblenda (Figura 5.16 A). Nota-se presença de foliação milimétrica definida pela orientação preferencial da muscovita, biotita e clorita.

A rocha apresenta textura granoblástica, evidenciada pelo quartzo com contatos poligonizados, textura lepidoblástica, definida pela orientação preferencial da muscovita, biotita e clorita e textura porfiroblástica evidenciada por porfiroblastos de hornblenda e granada com granulação média inseridos em matriz fina composta por quartzo, muscovita e biotita (Figura 5.16 C). Mineralogia da rocha: granada (15-20%), hornblenda (15-20%), quartzo (10-15%), muscovita (15-20%), biotita (10-15%), clorita (5-8%) e clinopiroxênio (1-2%). Os minerais acessórios encontrados foram ilmenita (<1%), pirita (<1%) e rutilo (<1%).

A fração micácea é composta pela associação muscovita + biotita + clorita, que em geral se apresentam subédricas com predomínio da muscovita em relação a biotita e clorita. A biotita apresenta pleocroísmo entre castanho claro e escuro, hábito lamelar e granulação fina. A clorita se encontra majoritariamente em contato com a biotita, apresentando hábito lamelar, granulação fina com pleocroísmo discreto variando de incolor e verde claro. Por fim, a muscovita apresenta-se incolor e de granulação fina.

O quartzo apresenta granulação fina composta por cristais anédricos marcados por extinção ondulante. Os porfiroblastos são representados pelos cristais de hornblenda e granada. A granada se apresenta bem formada, euédrica com granulação média (0,8 - 3,0 mm). Apesar de bem formada, os cristais de granada se apresentam fraturados (Figura 5.16 C e D), e nestes domínios fraturados observa-se a alteração para mineral com pleocroísmo alternando entre incolor e verde claro classificado como clorita. A natureza da granada foi classificada como sin a pós tectônica.

A hornblenda apresenta porções subédricas formando hábito prismático alongado e porções com hábito anédrico. O pleocroísmo varia de amarelo claro a verde escuro e granulação média. Na seção delgada, nota-se presença de cristais de clinopiroxênio com granulação fina (0,2-0,4 mm) caracterizados por serem incolores (Figura 5.14 C e D).

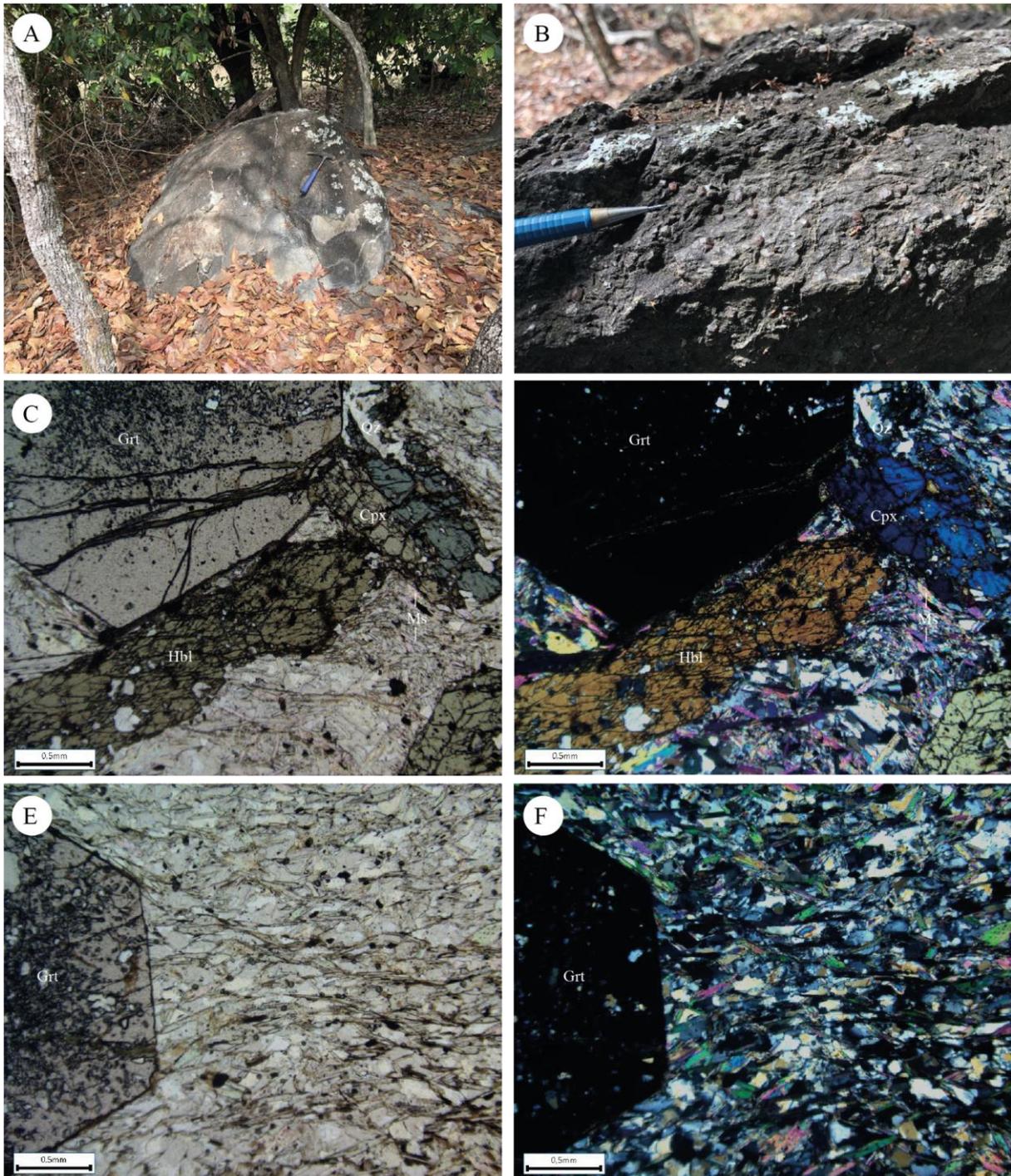


Figura 5. 16: Características macroscópicas e microscópicas do xisto observado na porção sudeste da área (ponto TF22-VII-91). A) Afloramento in situ de dimensão métrica caracterizado por rocha de coloração cinza esverdeada de granulação fina a média; B) Porfiroblastos de granada com coloração avermelhada inseridos em matriz composta por quartzo e mica; C e D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, destacando textura porfiroblástica com cristais de granada e hornblenda com granulação média inseridos em matriz de granulação fina composta por quartzo, muscovita, biotita e clorita; E e F) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, evidenciando domínio com textura lepidoblástica com cristais de muscovita e clorita orientados em direção preferencial.

5.1.2.3. Unidade Metassedimentar Química (NP2stg4)

Gondito

Os gonditos são encontrados na porção Oeste da área VII. Dispostos em blocos rolados acima de morrotes locais com vegetação rasteira e afloramentos em lajedos e estradas não pavimentadas (Figura 5.17). Apresenta coloração escura avermelhada, estrutura pode ser maciça ou apresentar bandamento, além de apresentar domínios texturais granoblásticos, composta por quartzo, granada, óxidos de manganês podendo apresentar estratificação de níveis mais ricos em sílica.

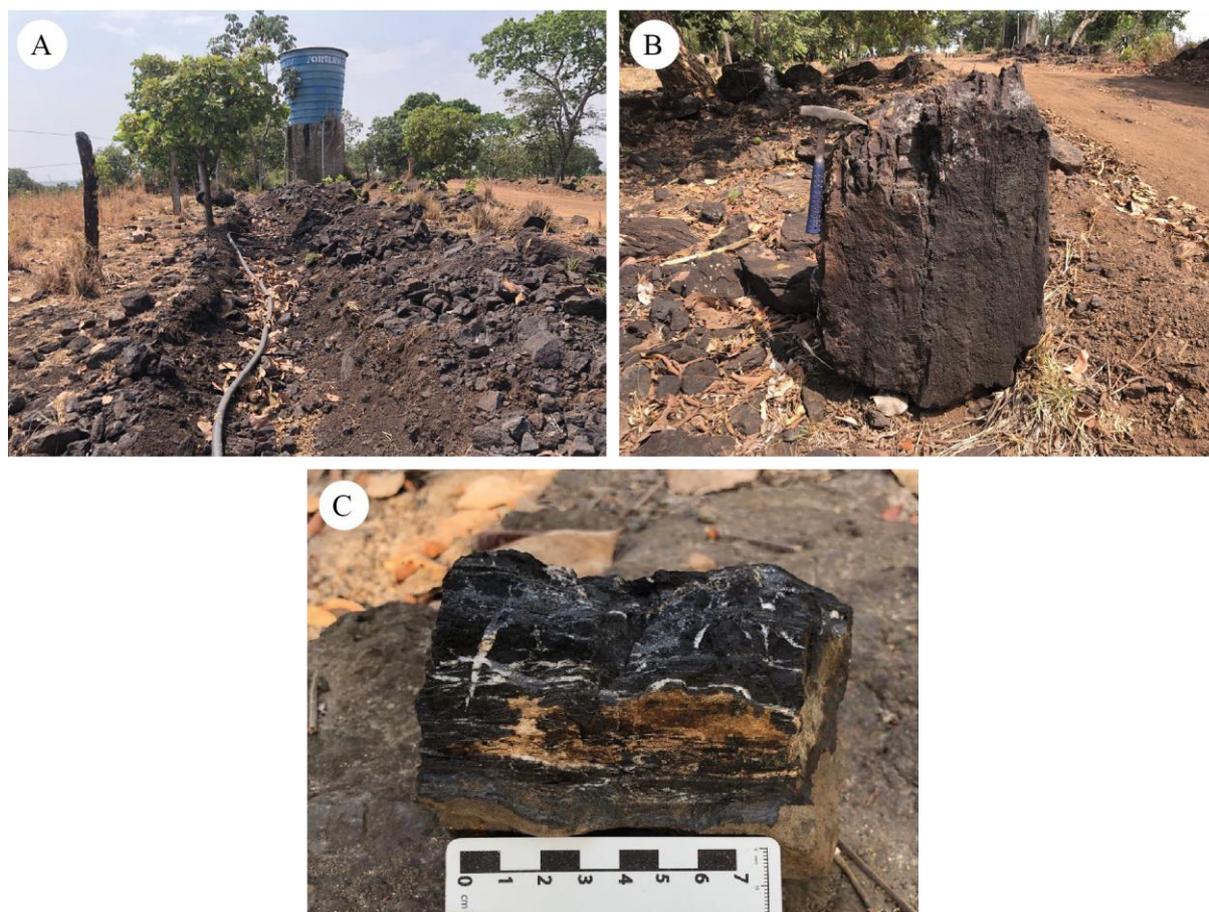


Figura 5. 17: Características macroscópicas de gondito encontrado em sede de fazenda na porção centro oeste da área VII (ponto TF22-VII-72). A) Sede de fazenda ressaltada pelo afloramento com espessura de dimensão decamétrica de gondito; B) Bloco rolado de dimensão métrica ressaltando textura maciça presente na rocha; C) Rocha de coloração preta acinzentada marcada pela intercalação de níveis ricos em sílica com espessura milimétrica e níveis ricos em óxidos e hidróxidos de manganês.

5.1.2.4. Metamorfismo da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha

De maneira geral, os litotipos da sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha são metapsamopelitos. É possível inferir algumas condições P-T a partir das paragêneses observadas nessas rochas. Nos metapelitos, é comum o desenvolvimento de paragênese granada + muscovita + quartzo. Mesmo sem a presença de outros minerais índices, sabe-se que a granada se forma a cerca de 450°C (Bucher and Grapes, 2011).

As rochas metapsamíticas não apresentam frequentemente minerais com termômetros e barômetros geológicos bem estabelecidos, já que apresentam mineralogia composta predominantemente por quartzo, feldspato, biotita e muscovita, minerais que ocorrem em uma grande variedade de condições de pressão e temperatura (Bucher and Grapes, 2011). Entretanto, no contexto da área VII, o estauroлита muscovita quartzito (ponto TF22-VII-4) fornece importantes informações acerca das condições do metamorfismo regional. Na paragênese estauroлита + muscovita + quartzo, a estauroлита tem sua estabilidade máxima em 675°C a 5.5 kb e 575°C a 2kb (Hoschek, 1969). Portanto, infere-se que o intervalo aproximado para a temperatura do metamorfismo regional que afeta a sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha compreende um intervalo de 450-675°C, em fácies anfíbolito.

5.1.3. Plúton Faina

Esta unidade abrange cerca de metade da área, não apresenta deformação e aflora tanto em serras com forte quebra de relevo, de centenas de metros, quanto em regiões planas na forma de lajedos e matacões (Figura 5.18). Apresenta solos arenosos, de tons mais claros do que os observados nas unidades vizinhas, com a vegetação nativa bem preservada nos locais de maior declividade. A litologia possui coloração esbranquiçada fruto dos cristais de quartzo e plagioclásio, com domínios mais escuros devido à biotita, granada, epidoto, muscovita e óxidos de ferro também são comuns em ambas as fácies denotando composição peraluminosa.

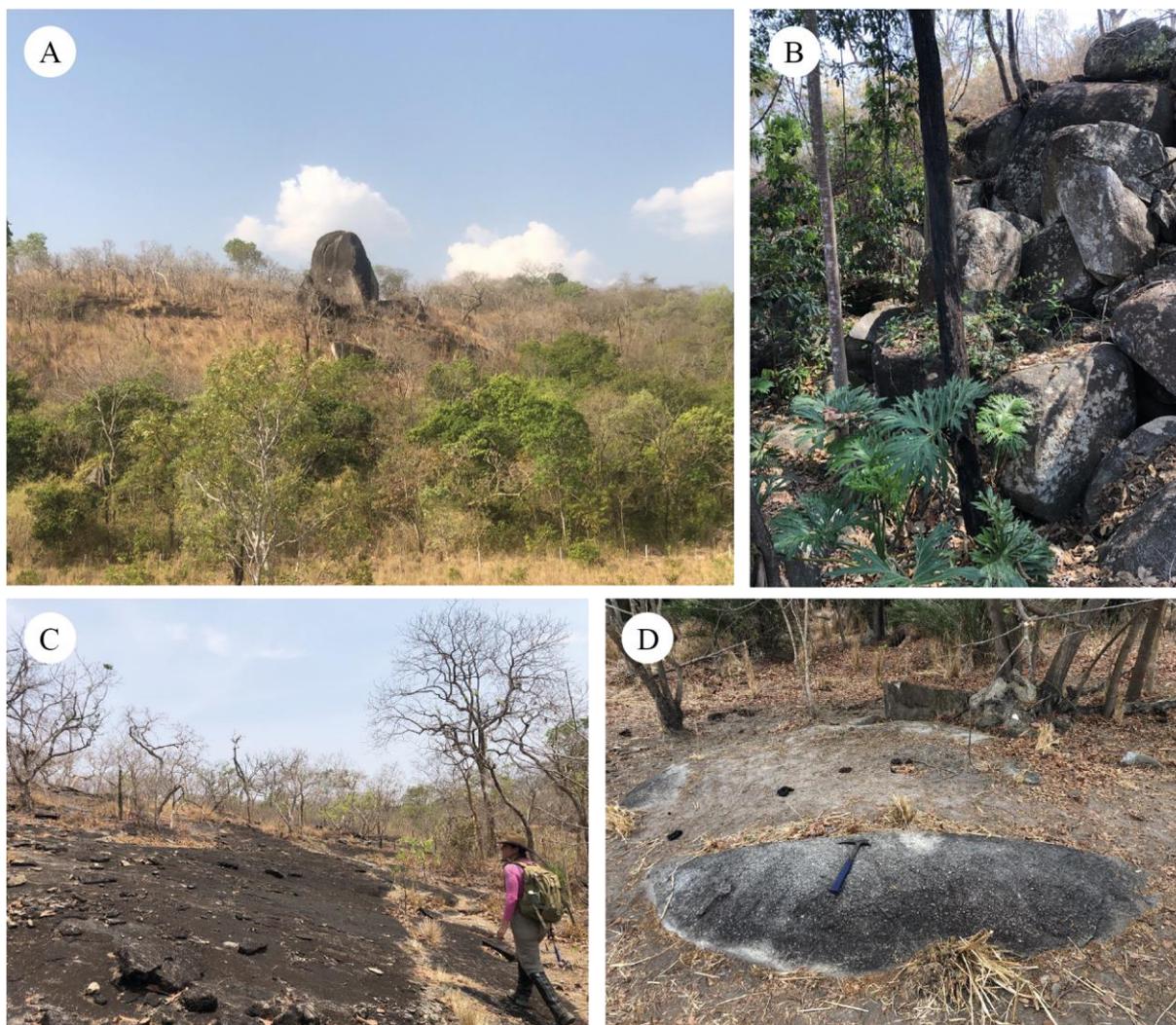


Figura 5. 18: Afloramentos típicos do Plúton Faina, em A e B, boulders e matacões encontrados em regiões de maior declividade e vegetação densa. Já C e D representam lajedos típicos de relevos mais planos, em áreas mais arrasadas com pouco ou nenhum solo desenvolvido sob eles.

5.1.3.1. Biotita Granito (NP3γ3f1)

Esta fácies representa a porção de composição granítica do corpo intrusivo, com textura macroscópica (Figura 5.19 A e B) tipicamente ígnea, holocristalina, fanerítica com granulação média (1-10 mm) a grossa (1-3 cm). Observam-se duas texturas comuns, em relação ao tamanho relativo entre os cristais, inequigranular seriada, com cristais centimétricos de plagioclásio destoantes dos grãos subcentimétricos de quartzo e mica. A segunda é a porfirítica, devido a presença de fenocristais de feldspato com granulação grossa imersos numa matriz de granulação média. Em geral, os cristais da rocha vistos em lâmina são subédricos de textura hipidiomórfica.

Ao microscópio (Figura 5.19 C e D), apresenta mineralogia composta por microclínio (40-45%), quartzo (15-20%), biotita (10-15%), plagioclásio (5-8%), muscovita (4-6%), epidoto (4-6%), zircão (<1%) e apatita (<1%). Nota-se textura porfirítica, marcada pela presença de

cristais de granulação média-grossa de microclínio inseridos em matriz de granulação fina-média formada por quartzo, plagioclásio, biotita e muscovita.

Pontualmente, foi descrita a textura mimerquítica observada no contato dos cristais de microclínio e plagioclásio, com intercrescimento de plagioclásio e quartzo vermicular. Essa última é decorrente de reações metassomáticas sódico-cálcicas de baixas temperaturas, em processos tardi a pós-magmáticos típicos de massas ou diferenciações graníticas. Sendo assim a classificação petrográfica enquadra-se como biotita granito porfirítico. Após a normalização dos minerais constituintes da rocha, a partir da composição modal, obteve-se uma rocha com composição granítica (Figura 5.20).

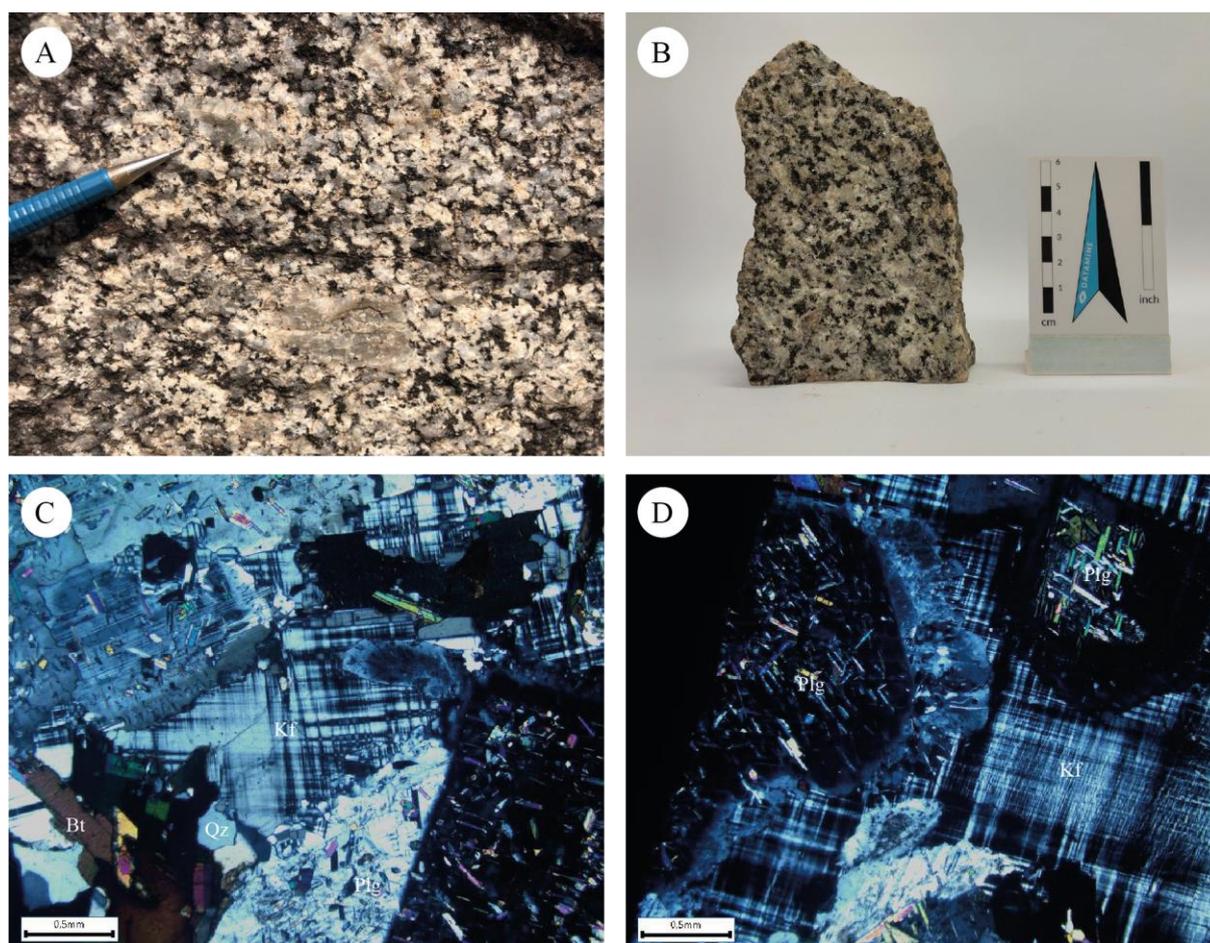


Figura 5. 19: Características macroscópicas e microscópicas típicas da fácies granítica (ponto TF22-VII-43). A) Rocha in situ destacando-se os cristais centimétricos de feldspato; B) Amostra de mão, holocristalina de granulação média a grossa composta essencialmente por quartzo, feldspato, plagioclásio e biotita; (C e D) Fotomicrografias com polarizador cruzado, a primeira apresenta uma visão geral da lâmina com seus minerais característicos, a segunda, mostra a textura mimerquítica e cristais de plagioclásio com diversas inclusões de epidoto.

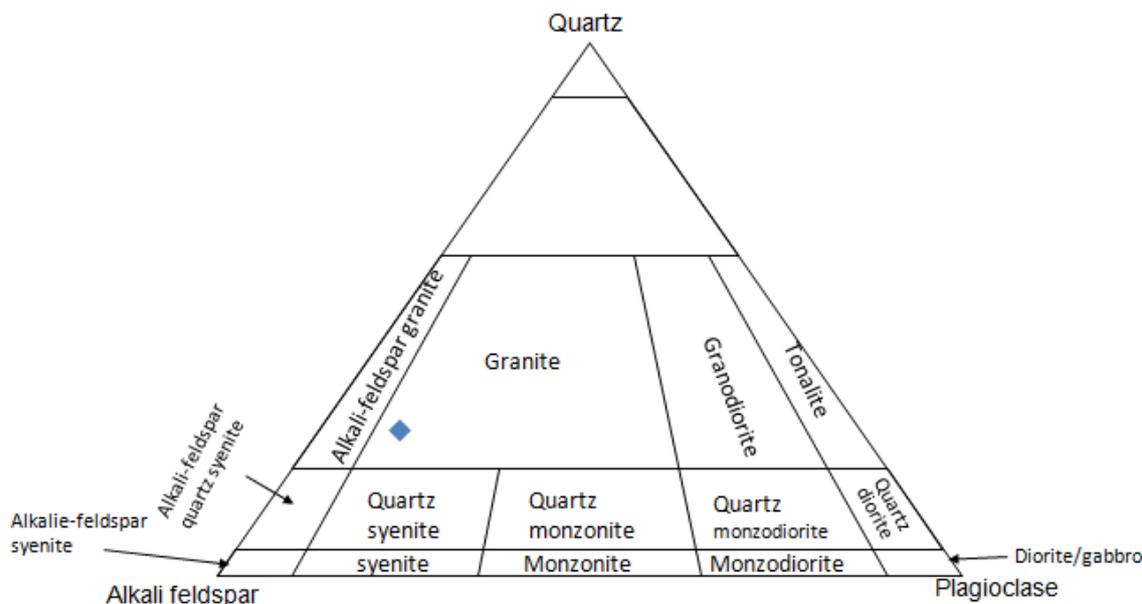


Figura 5. 20: Diagrama QAPF adaptado (Streckeisen, 1967), representando caráter granítico da rocha (ponto TF22-VII-43).

5.1.3.2. Biotita Granodiorito (NP3γ3f2)

Esta fácies corresponde às regiões da borda do corpo intrusivo de composição granodiorítica. Macroscopicamente são holocristalinas, ressaltadas pela textura inequigranular bimodal, faneríticas de granulação predominante média. A rocha apresenta mineralogia composta por plagioclásio (30-35%), quartzo (15-20%), biotita (15-20%), muscovita (2-5%), epidoto (2-5%), microclínio (2-5%), granada (2-5%), magnetita (2-5%), rutilo (1-2%) e zircão (<1%) (Figura 5.21). Exibe textura inequigranular bimodal marcada pela presença de cristais de granulação média de plagioclásio e cristais de granulação fina constituídos por quartzo, microclínio, biotita e muscovita. A partir da composição modal, após a normalização dos minerais constituintes da rocha, obteve-se uma rocha com composição granodiorítica (Figura 5.22).

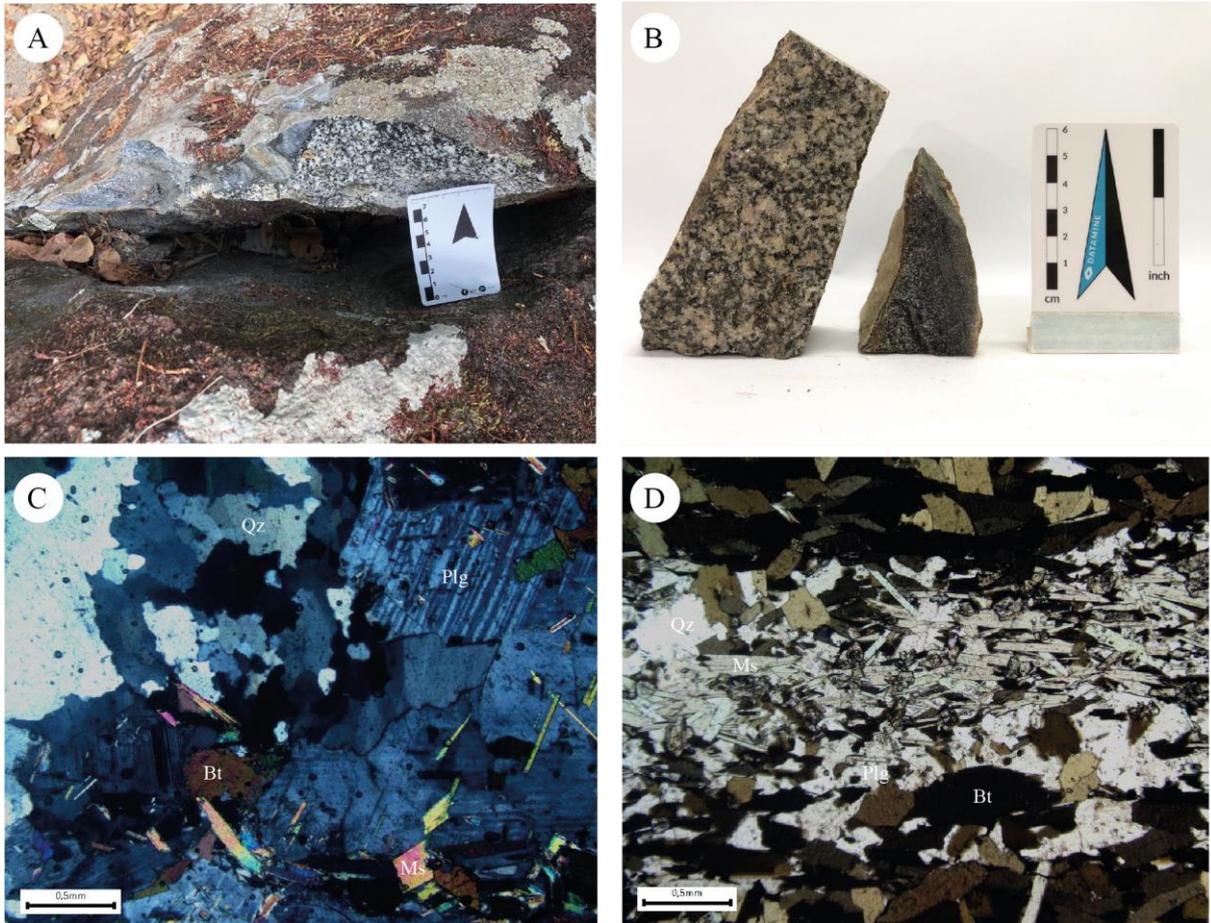


Figura 5. 21: Características macroscópicas e microscópicas típicas da fácies granodiorítica (ponto TF22-VII-15). A) Afloramento em lajedo com uma fina camada de alteração que não interferiu em lâmina; B) Amostra de mão, holocrystalina de granulação média a grossa composta essencialmente por quartzo, feldspato, plagioclásio e biotita; C) Fotomicrografia com polarizador cruzado da relação textural dos principais minerais constituintes do granodiorito; D) Fotomicrografia de enclave visto na Figura 5.18 A, expõe a relação entre os minerais de biotita, muscovita, plagioclásio e quartzo a polarizadores paralelos.

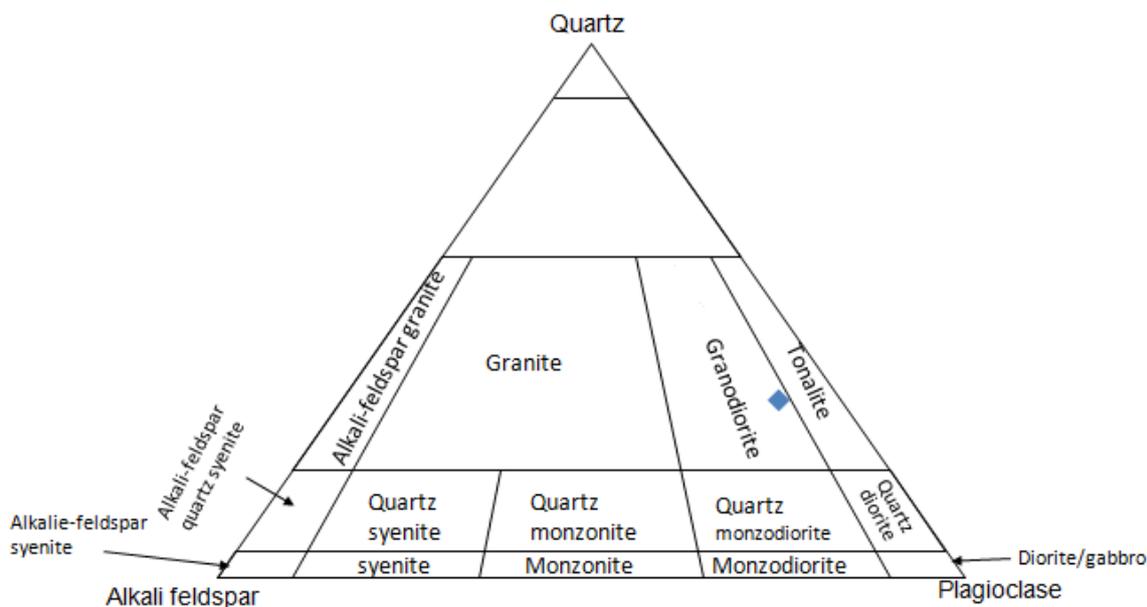


Figura 5. 22: Diagrama QAPF adaptado (Streckeisen, 1967), representando composição granodiorítica da rocha (ponto TF22-VII-15).

5.1.3.3. Enclaves

Ambas as fácies por vezes apresentam enclaves melanocráticos (Figura 5.23 A e B). Compostos majoritariamente por biotita e plagioclásio, com relação de contato abrupto entre as hospedeiras. Possuem granulação fina (0,2-0,8 mm), grau de cristalinidade holocristalina, fanerítica, pouco alterados, com estrutura isotrópica. A rocha apresenta textura inequigranular marcada pela intercalação entre domínios de granulação fina composta majoritariamente por quartzo (10-15%), plagioclásio (30-35%) e biotita (30-35%) com domínios de granulação média de mesma composição.

A fração micácea de rocha é caracterizada pela presença de biotita e muscovita (5-10%) já a fração feldspática é composta unicamente por plagioclásio de composição andesítica, por vezes, com inclusões de epidoto (5-10%), muscovita e biotita orientada (Figura 5.23 C e D). A biotita se mostra euédrica a subédrica, com dimensões variando entre 0,2 - 1,2 mm, apresenta pleocroísmo entre castanho claro e escuro e com extinção mosqueada, a ilmenita se associa preferencialmente a este mineral. Os minerais acessórios são a magnetita (<1%), ilmenita (<1%) e o zircão (<1%).

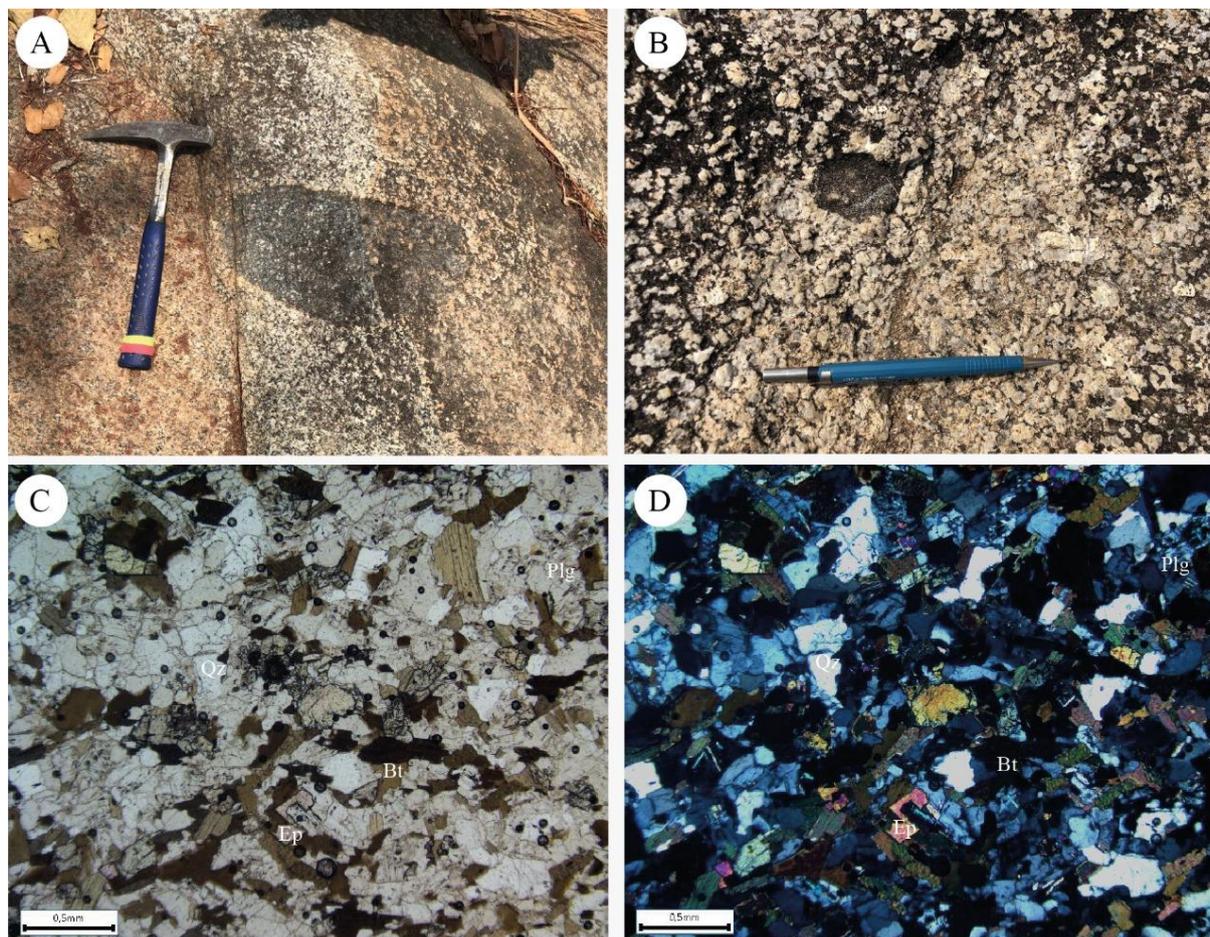


Figura 5. 23: A) Enclave máfico, de tamanho aproximado de 40 cm, com contato reto em granodiorito (ponto TF22-VII-47); B) Enclave microgranular ultramáfica com contato abrupto em granito (ponto TF22-VII-55). C,D) Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado respectivamente; destaca-se a textura inequigranular seriada, marcada pela presença de fenocristais de granulação média de plagioclásio imersos em matriz de granulação fina formada por quartzo, epidoto, muscovita e biotita (ponto TF22-VII-45).

5.2. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA VII

Caracterizado em função da complexidade e heterogeneidade das deformações registradas durante o Neoproterozoico, o arcabouço estrutural do Projeto Mara Rosa é marcado por estruturas sigmoidais de escala regional. No geral, traços paralelos ao Lineamento Transbrasiliano se repetem por toda a área do projeto, impressos em lineamentos quilométricos de orientação NE-SW.

Na área VII, a trama dúctil está majoritariamente disposta em NE-SW com inflexão para E-W. A deformação foi dividida em duas fases relacionadas ao ciclo tectônico brasileiro e uma fase pós-brasiliano (Tabela 5.1). A deformação Dn, de natureza compressiva dúctil, possui direção da foliação em NE-SW, com transporte tectônico para SE. Relacionado a essa fase são registrados dois estágios de metamorfismo, primeiro em fácies xisto verde superior (zona da granada) a anfibolito e um segundo, observado por feições retrometamórficas, em fácies xisto verde inferior (zona da clorita).

A fase Dn+1 possui tectônica predominantemente transpressiva, relacionada aos lineamentos transbrasilianos. São geradas zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo que formam sigmoides em várias escalas com direção preferencial N20-40°E. Nessa fase, são observadas paragêneses minerais em fácies xisto verde. Por fim, é observada a fase Dn+2 relativa a tectônica fanerozóica, a qual estão relacionadas estruturas rúpteis distensivas com ausência de processo metamórfico ativo.

Observando os domínios estruturais definidos para o Projeto Mara Rosa (descrição no capítulo 4.2), nota-se que os limites entre os três domínios presentes na área VII são delimitados por zonas de cisalhamento (Figura 5.24). A fase Dn está impressa predominantemente nos domínios I e II, enquanto a fase Dn+1 ocorre com maior destaque no domínio III. A trama rúptil (fase deformacional Dn+2) foi observada exclusivamente na unidade litoestratigráfica do Plúton Faina, inserido totalmente no domínio II. Os dados estruturais estão disponíveis no Apêndice VI, com informações a respeito da atitude de foliação, lineação e fraturas.

Tabela 5.1: Tabela de fases de deformação e metamorfismo relacionados à área VII.

Era	Ciclo Tectônico	Fases	Características mecânicas	Metamorfismo
Neoproterozoico	Brasiliano	Dn	Compressiva dúctil com transposição da foliação e dobras isoclinais	Xisto verde alto (zona da granada) a anfíbolito
		Dn+1	Compressiva dúctil progressiva formando sistemas de empurrões	Xisto verde
		Dn+2	Regime transpressivo formando zonas de cisalhamento anastomosadas	Xisto verde
Fanerozoico	Pós-Brasiliano	Dn+3	Tectônica de estruturas rúpteis	Ausente

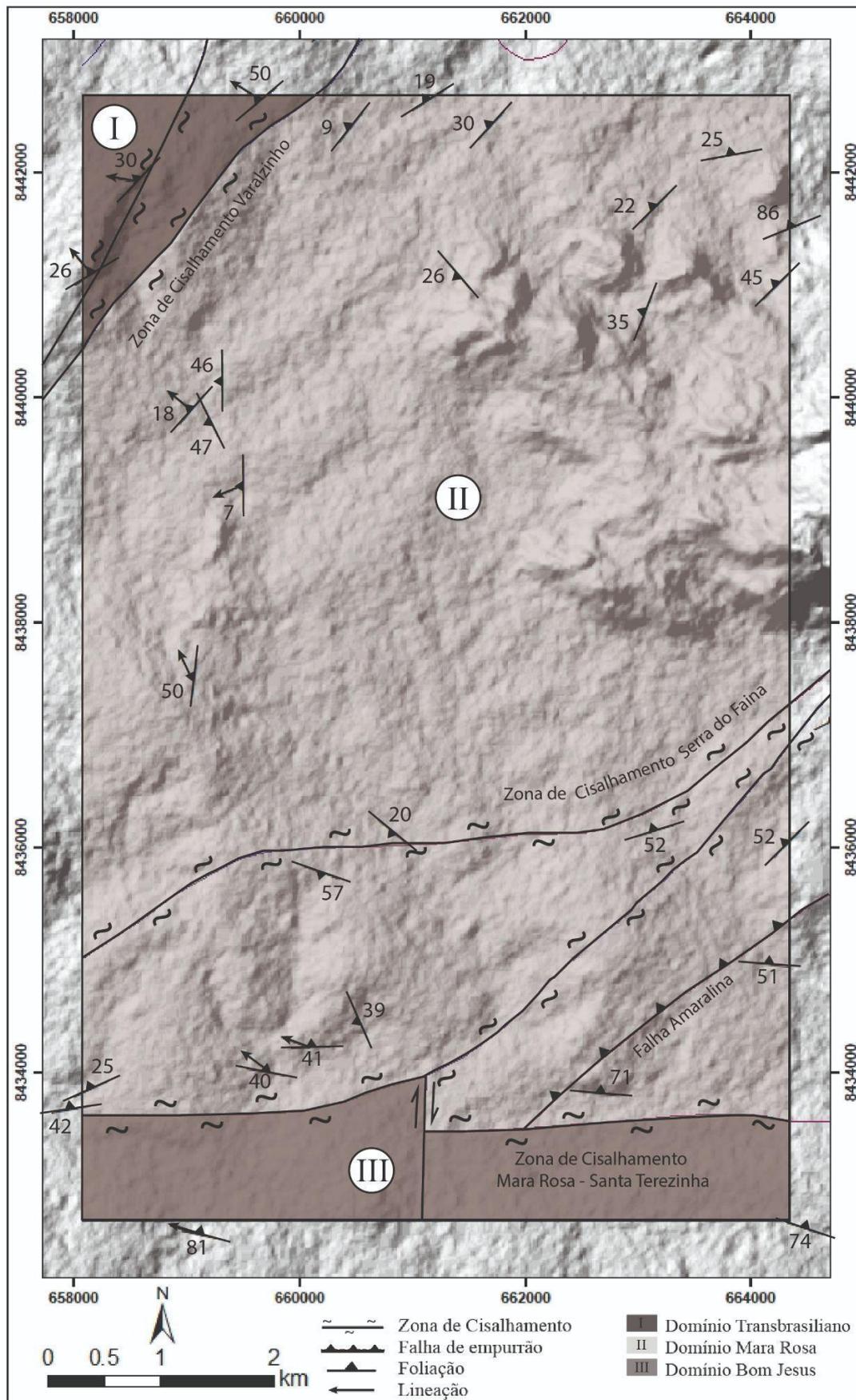


Figura 5. 24: Mapa estrutural da área VII sobre a imagem de radar do sensor ALOS PALSAR.

5.2.1. Fase Dn

As principais estruturas dúcteis descritas relacionadas à fase Dn foram foliações de baixo a médio ângulo, lineações de estiramento, dobras e indicadores cinemáticos. Essa fase deformacional é expressiva nos domínios Transbrasiliano e Mara Rosa.

Foliações e Lineações

A foliação relacionada à fase Dn foi denominada Sn. Em escala mesoscópica, a foliação Sn está impressa em todas as unidades litológicas da área VII. Trata-se de uma xistosidade ou bandamento gnáissico de baixo a médio ângulo e lineação de estiramento ao longo do caimento. Essa foliação apresenta-se, majoritariamente, com direção N40-60°W e mergulho entre 10°-60°. Subordinadamente, há foliações mergulhando para N com ângulos de 0-90° e foliações que mergulham para SW com mergulho próximo a 45° (Figura 5.25).

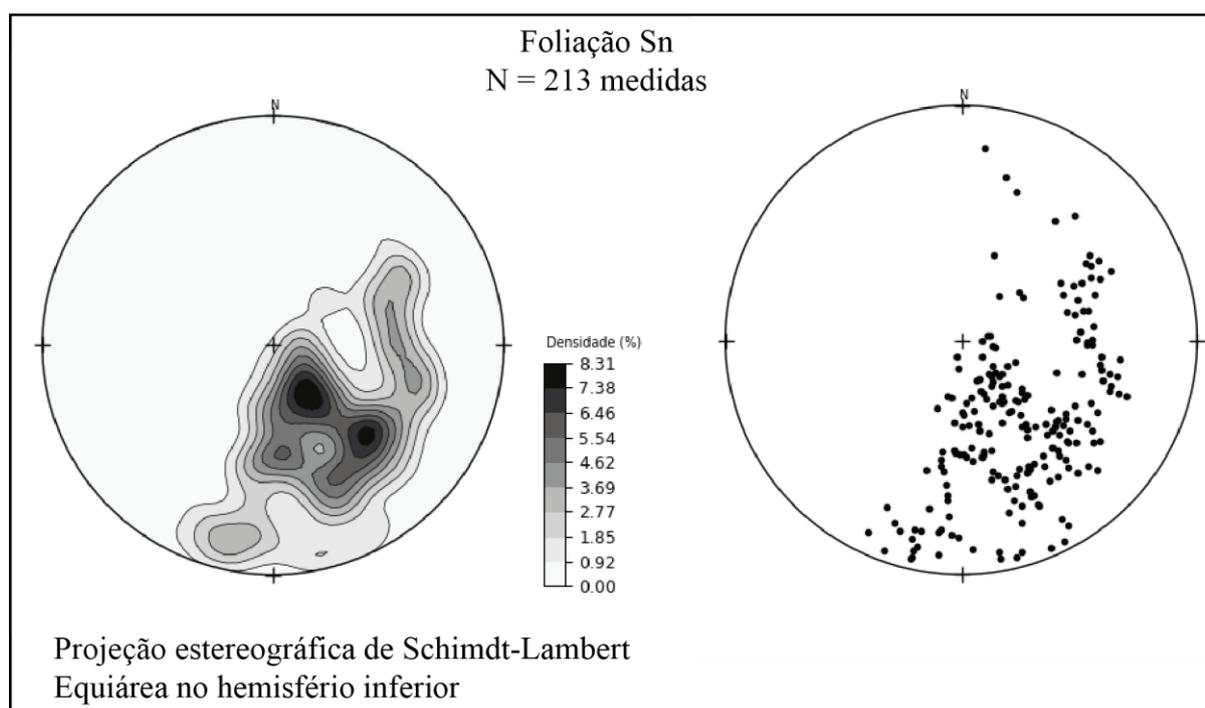


Figura 5. 25: Estereograma de contorno e polar de todas as medidas de Sn da área VII. A maior concentração de pólos equivale ao plano 310°/30°.

Observando os litotipos mapeados na área VII, a xistosidade é marcada por textura lepidoblástica em cristais de clorita e muscovita em rochas metassedimentares psamo-pelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (Figura 5.26). Por vezes, apresentam bandamento gnáissico, marcado por bandas paralelizadas de hornblenda, geralmente milimétricas a centimétricas, desenvolvido preferencialmente em rochas ortoderivadas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa.



Figura 5. 26: A) Afloramento de metapelitos da unidade Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (ponto TF 22-VII-29) com atitude $315^{\circ}/59^{\circ}$. B) Destaque para a xistosidade definida pelos cristais de muscovita e clorita.

Ainda nessas rochas metapelíticas, a foliação Sn contorna cristais de quartzo e granada. Eventualmente, os porfiroblastos sintectônicos de granada apresentam sombra de pressão e é possível observar a cinemática da deformação. Pela assimetria do sigmóide de deformação, interpreta-se que na lâmina orientada do ponto TF22-VII-31, o movimento é reverso com topo para SE (Figura 5.27). Além disso, nota-se a feição retrometamórfica, como segundo estágio de metamorfismo dentro dessa fase, pela alteração das bordas dos cristais de granada para clorita.



Figura 5. 27: Fotomicrografia com polarizador paralelo de porfiroblasto de granada com cristais de quartzo inclusos. As lamelas de clorita e muscovita, que definem a foliação Sn, encontram-se arqueadas no contato com a granada. Lâmina de Granada Muscovita Clorita Xisto com Magnetita (ponto TF22-VII-31).

As lineações associadas à foliação Sn foram denominadas Ln. São representadas por estruturas lineares do tipo lineação de estiramento mineral (Figura 5.28). Os dados de lineação são fundamentais como indicadores de transporte tectônico e, por isso, auxiliam na construção do arcabouço estrutural da área.

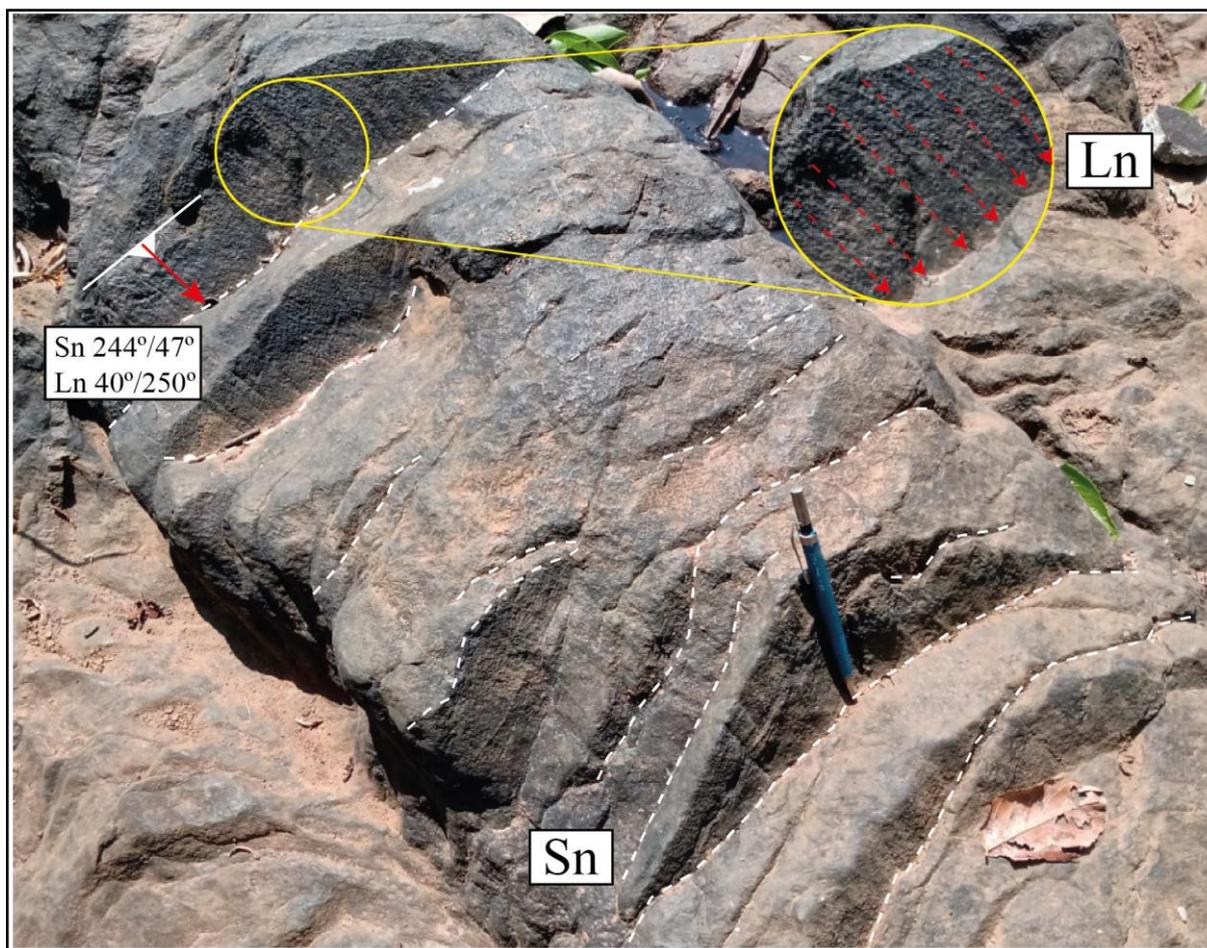


Figura 5. 28: Esquema ilustrativo da lineação de estiramento mineral Ln observada no plano da foliação Sn em rocha metapsamopelítica. A lineação é observada nesse litotipo pelo desenvolvimento de cristais de quartzo orientados (ponto TF22-VII-34).

A lineação Ln apresenta, majoritariamente, um caimento baixo a médio (5° - 45°) para NW e, com menor expressão, um caimento baixo (5° - 20°) para SW (Figura 5.29). Se considerada a maior concentração de pólos de lineação (i.e., com caimento para NW), é observada uma relação angular de caimento na direção de mergulho, caracterizando um regime compressivo para a maioria das atitudes de lineação. Com os indicadores cinemáticos, é possível então definir, de maneira geral para a área VII, o transporte tectônico para SE e, com menor expressão, o transporte tectônico para NE.

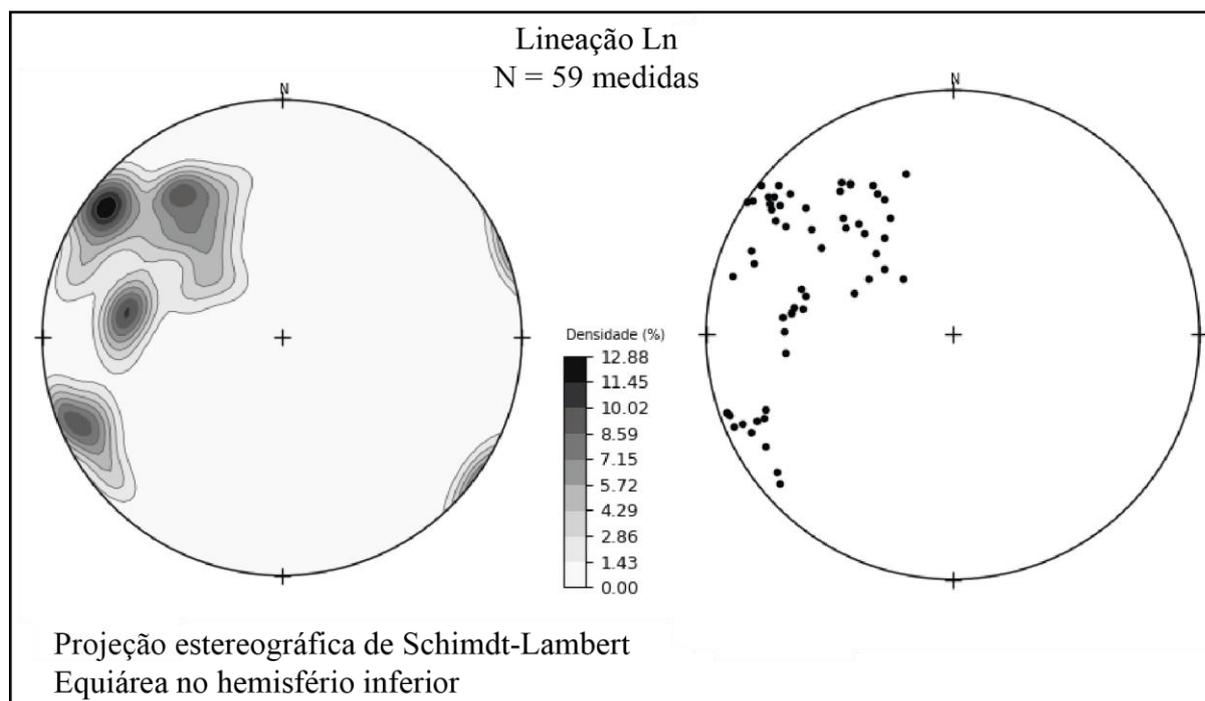


Figura 5. 29: Estereograma de contorno e polar de todas as medidas de Ln da área VII. A maior concentração de pólos equivale a linha 15°/315°.

Dobras

As dobras ocorrem na porção nordeste da área, onde afloram as rochas metapsamíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha. São definidas como dobras centimétricas a decimétricas, fechadas a apertadas levemente inclinadas (Figura 5.30 A) e, localmente, podem ocorrer dobras centimétricas intrafoliais isoclinais recumbentes desenvolvidas durante a transposição da foliação. Encontram-se, também, dobras de segunda ordem (parasíticas) com padrões em Z, M e S (Figura 5.30 B).

Vale notar que, na escala mesoscópica de afloramento, as feições estruturais mais abundantes são as foliações. As dobras, quando observadas em campo, foram em blocos rolados. Dado este fato, para essa feição estrutural não foram confeccionados estereogramas para análise espacial da estrutura, visto que os dados não são representativos.

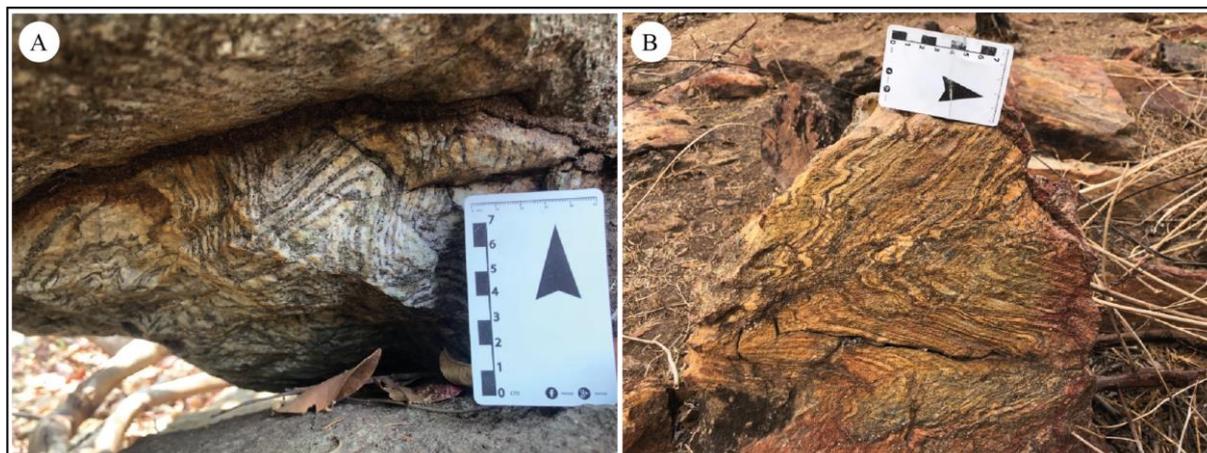


Figura 5. 30: A) Dobra apertada assimétrica de escala centimétrica. Nota-se, o aspecto cilíndrico da charneira. Bloco rolado de rocha metapsamítica da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (ponto TF22-VII-04 UTM 663133/8441665). B) Dobras parasíticas com padrões em S, M e Z desenvolvidas sobre rocha metapsamítica da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (ponto TF22-VII-100).

5.2.2. Fase D_{n+1}

Geradas durante regime transpressivo, as zonas de cisalhamento que cortam a área VII possuem direção preferencial NE-SW com inflexões para E-W e, em geral, extensões quilométricas. Vale notar que pelo caráter heterogêneo da deformação, a definição das zonas de cisalhamento foi feita com base em dados de campo e com auxílio de dados de sensores remotos ópticos e geofísicos.

As zonas de cisalhamento que cortam a área VII são: I) Zona de Cisalhamento da Serra do Faina com direção N45°E e, localmente, E-W situada na porção centro-sul da área; II) Zona de Cisalhamento Varalzinho, com direção N30°-45°E, localizada na porção noroeste da área, e III) Zona de Cisalhamento Mara Rosa - Santa Terezinha, com direção E-W, localizada na porção sul da área.

Zona de Cisalhamento da Serra do Faina

A zona de cisalhamento da Serra do Faina é muito bem marcada pela feição geomorfológica. Em contato com a face sudeste do Plúton Faina, ocorre uma serra de aproximadamente 4 quilômetros de extensão sustentada por quartzitos no topo. Na área VII, a serra não ocorre, porém a continuidade da estrutura é observada no produto geofísico da 1ª derivada vertical do campo magnético anômalo. Neste produto, é possível observar o *splay* da zona de cisalhamento, que se ramifica em duas na porção sul da área (Figura 5.31 A).

Em afloramento, o que se observa é uma foliação protomilonítica milimétrica a centimétrica, onde a trama S-C indica uma cinemática sinistral (Figura 5.31 B). Relacionada a

essa zona de cisalhamento, desenvolve-se uma paragênese representada por hornblenda-clinopiroxênio-granada-muscovita-biotita (Figura 5.31 C).

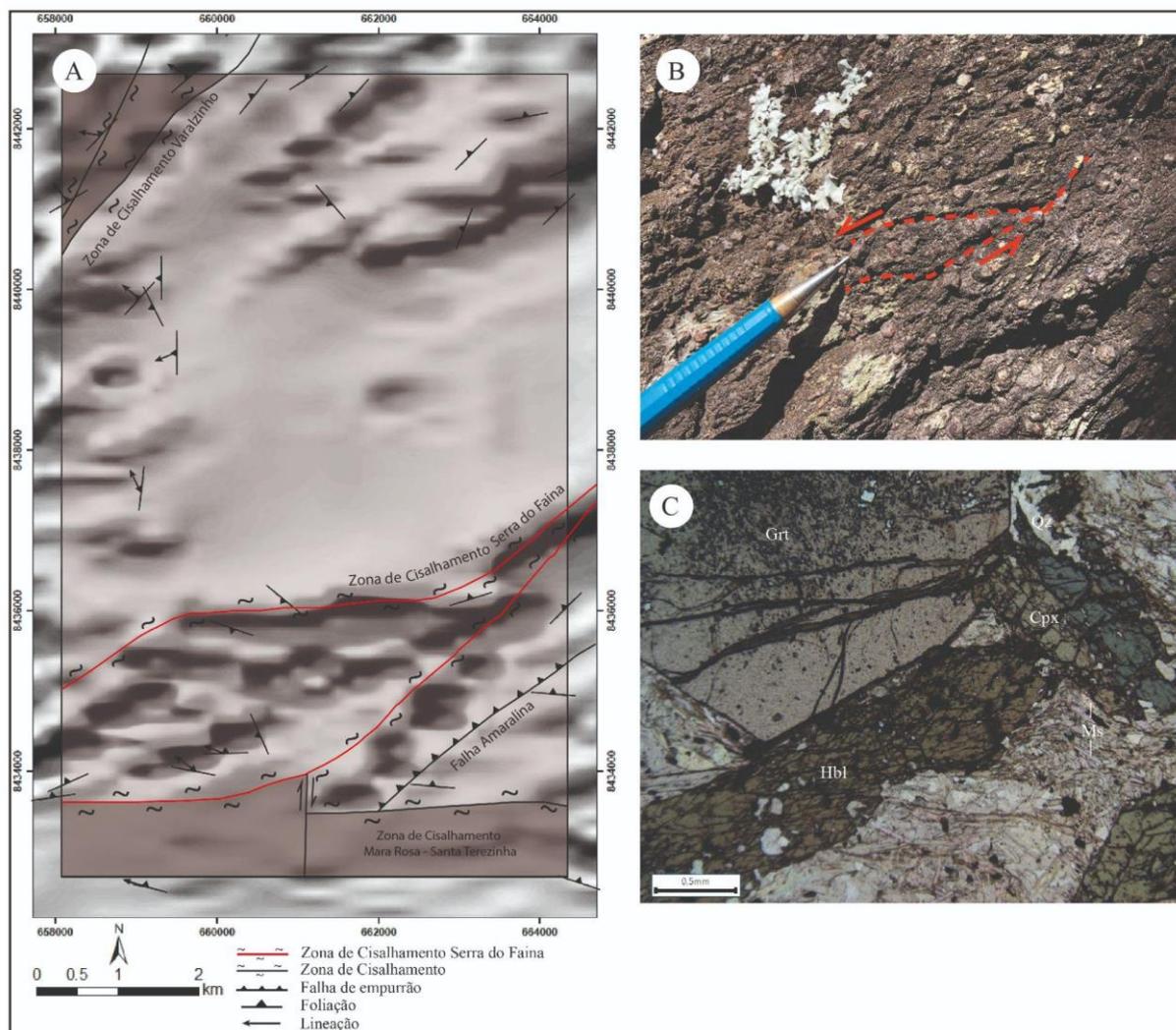


Figura 5. 31: A) Zona de Cisalhamento Serra do Faina (destaque em vermelho) observada no produto geofísico da 1DZ. Nota-se que a estrutura se ramifica em algumas zonas que concentram deformação ao sul da área. Foram cartografadas as zonas de cisalhamento que envelopam as demais. B) Foliação protomilonítica com desenvolvimento de foliação S-C. O arranjo da foliação permite definir cinemática sinistral, a partir da assimetria dos sigmoides formados. C) Fotomicrografia a polarizadores paralelos do ponto TF22-VII-92 (UTM 663118/8436160). Porfiroblastos euédricos de granadas sin-tectônicas e, em equilíbrio, anfibólio e clinopiroxênio. A foliação é definida pela orientação dos cristais de biotita e muscovita.

A foliação nessa zona de cisalhamento é representada por um mergulho médio a alto (45° - 70°) para NNW (Figura 5.32). A componente direcional observada pela trama S-C permite definir a Zona de Cisalhamento Serra do Faina dentro de um regime transpressivo sinistral.

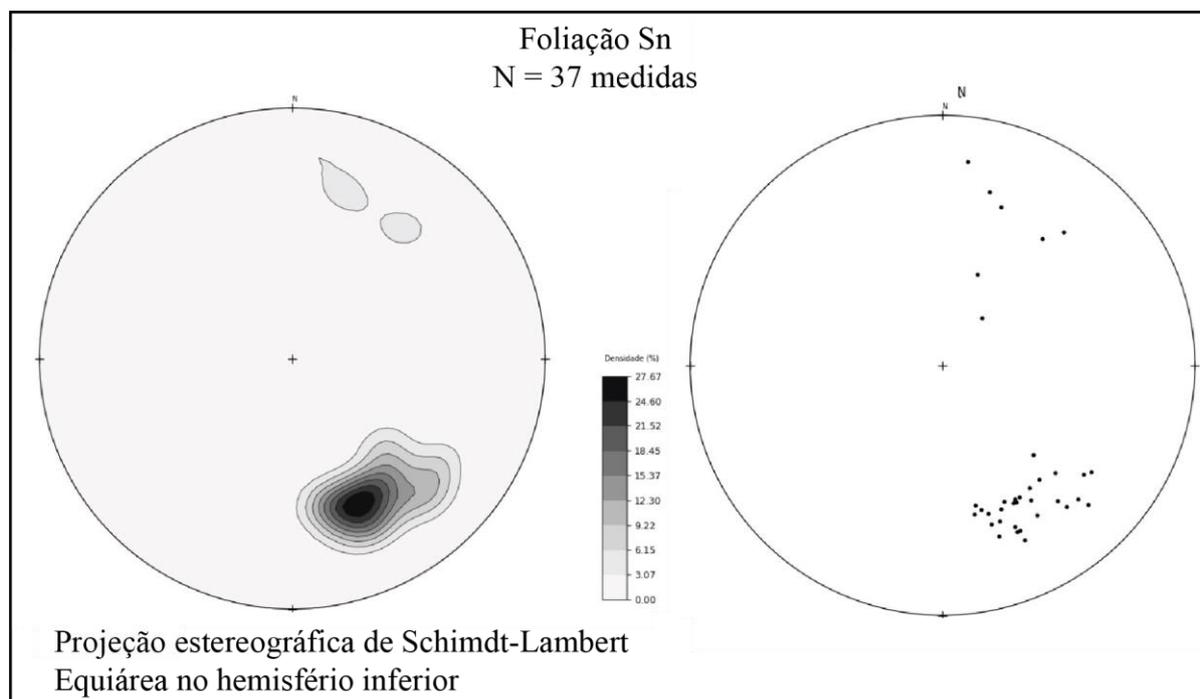


Figura 5. 32: Estereograma de contorno e polar de todas as medidas de Sn da zona de cisalhamento Serra do Faia. As 37 medidas permitem observar o mergulho de médio a alto para NNW dos planos da foliação.

Zona de Cisalhamento Varalzinho

A zona de cisalhamento Varalzinho ocorre na porção noroeste da área com influência do Lineamento Transbrasiliano (Figura 5.33 A). Essa zona de cisalhamento é marcada por algumas faixas paralelas que concentram deformação de forma heterogênea. Na área I do PMR, essa zona de cisalhamento ocorre com maior expressão e nota-se que nas proximidades do cisalhamento os valores de mergulho da foliação aumentam (Figura 5.33 B). A lineação de estiramento mineral na área VII está concordante com a direção de mergulho da foliação, caracterizando um regime compressivo. Porém, localmente, observam-se veios de quartzo deformados preenchendo o plano da foliação indicando cinemáticas dextrais e sinistras, a depender da faixa de deformação (Figura 5.33 C).

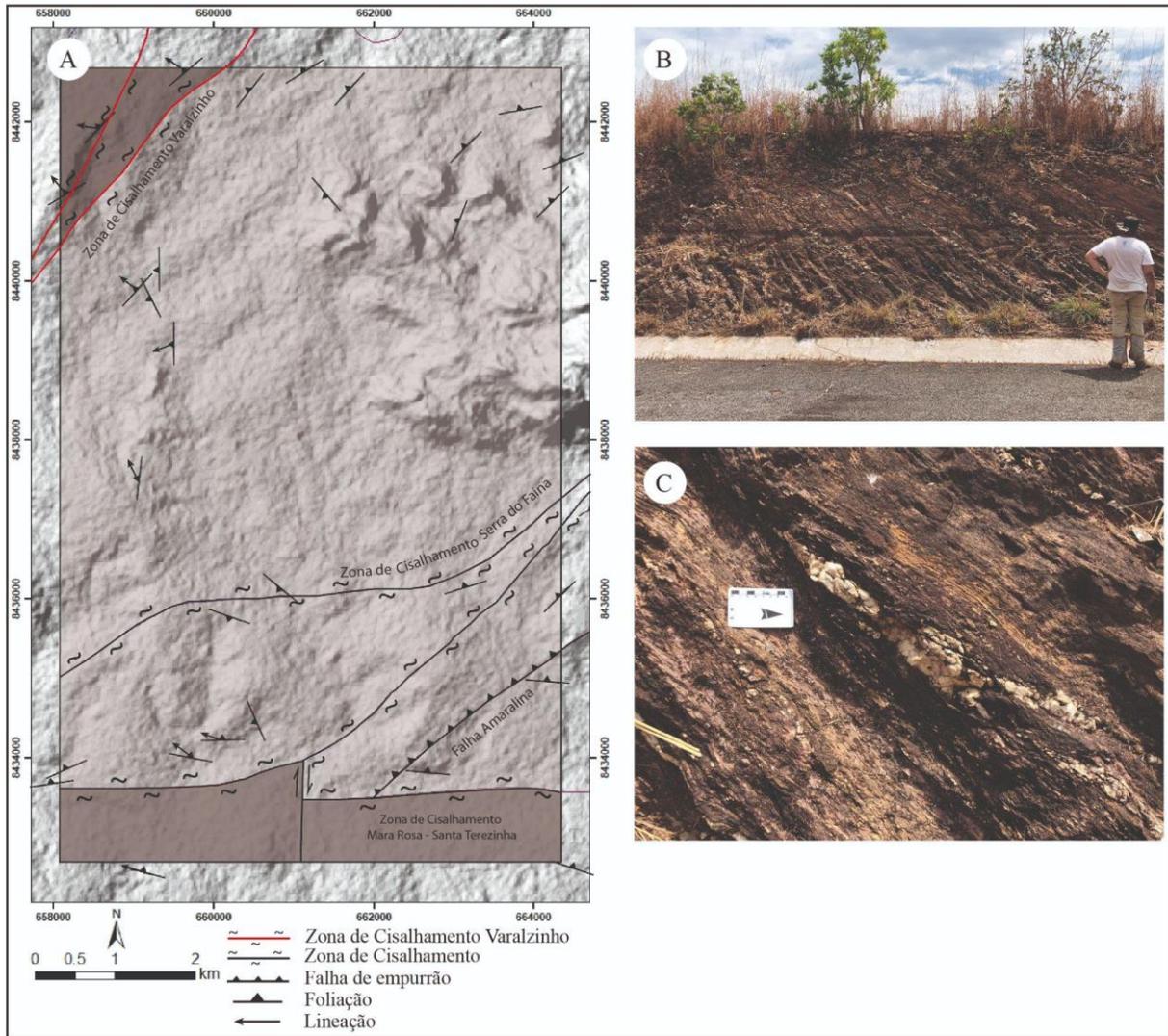


Figura 5.33: A) Zona de Cisalhamento Varalzinho (destaque em vermelho) observada na imagem de radar do sensor ALOS PALSAR. B) Afloramento em corte de estrada na área I (adjacente ao norte da área VII) mostrando foliação com ângulo de mergulho superior 45° . C) Veios de quartzo deformados preenchendo o plano da foliação em rochas metapelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha (ponto TF22-VII-99).

O estereograma de foliação da zona de cisalhamento Varalzinho (Figura 5.34) apresenta uma homogeneidade na atitude da estrutura. Os corredores deformacionais apresentam direção NE-SW com foliação mergulhando aproximadamente 45° para NW. As 20 medidas de plano de foliação mostram que a maior concentração de planos se dá em, aproximadamente, $315^\circ/45^\circ$.

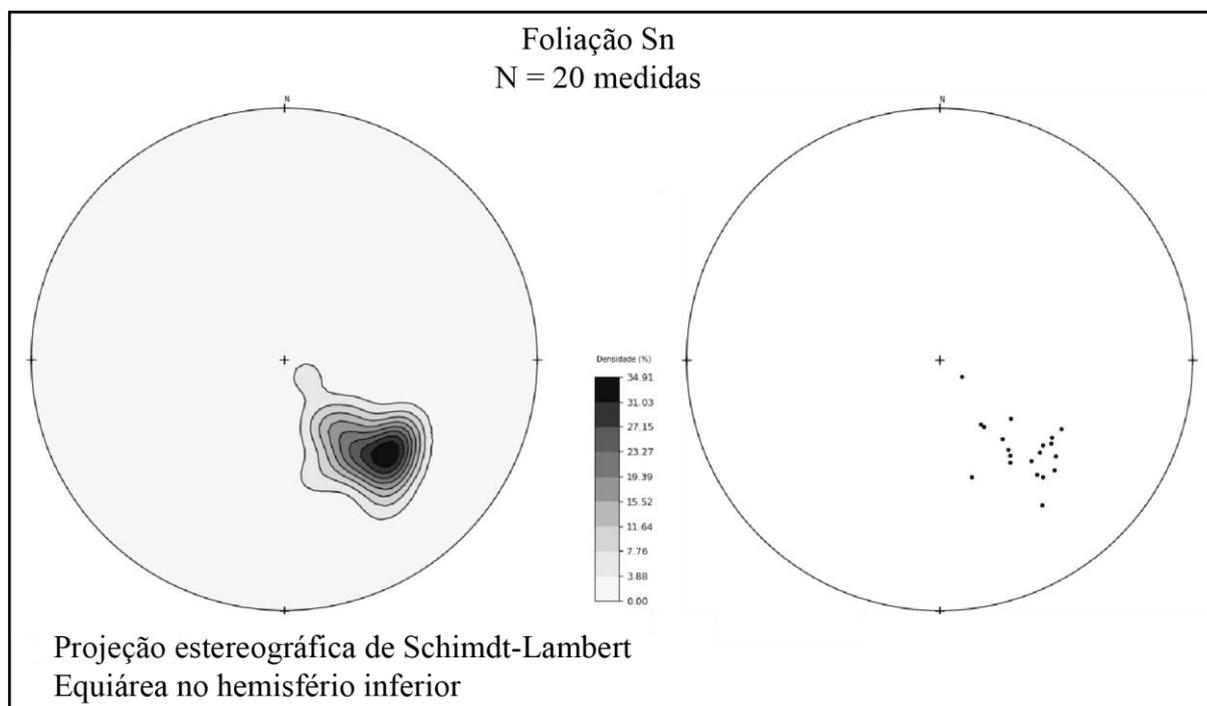


Figura 5. 34: Estereograma de contorno e polar de todas as medidas de Sn da zona de cisalhamento Varalzinho.

Zona de Cisalhamento Mara Rosa - Santa Terezinha

A zona de cisalhamento Mara Rosa - Santa Terezinha ocorre ao sul da área VII e possui direção E-W. Essa nomenclatura foi adotada somente pela área VII para explicar o comportamento dessa zona de cisalhamento nos limites da área. Na imagem do sensor CBERS 04A, é possível identificar que o Rio Formiguinha está encaixado sobre essa feição (Figura 5.35). Por meio da imagem do sensor remoto, foi possível interpretar uma falha transcorrente dextral que desloca o rio de forma abrupta na direção N-S. Na região da falha, foram encontrados diversos blocos rolados de quartzito, provável produto da falha.

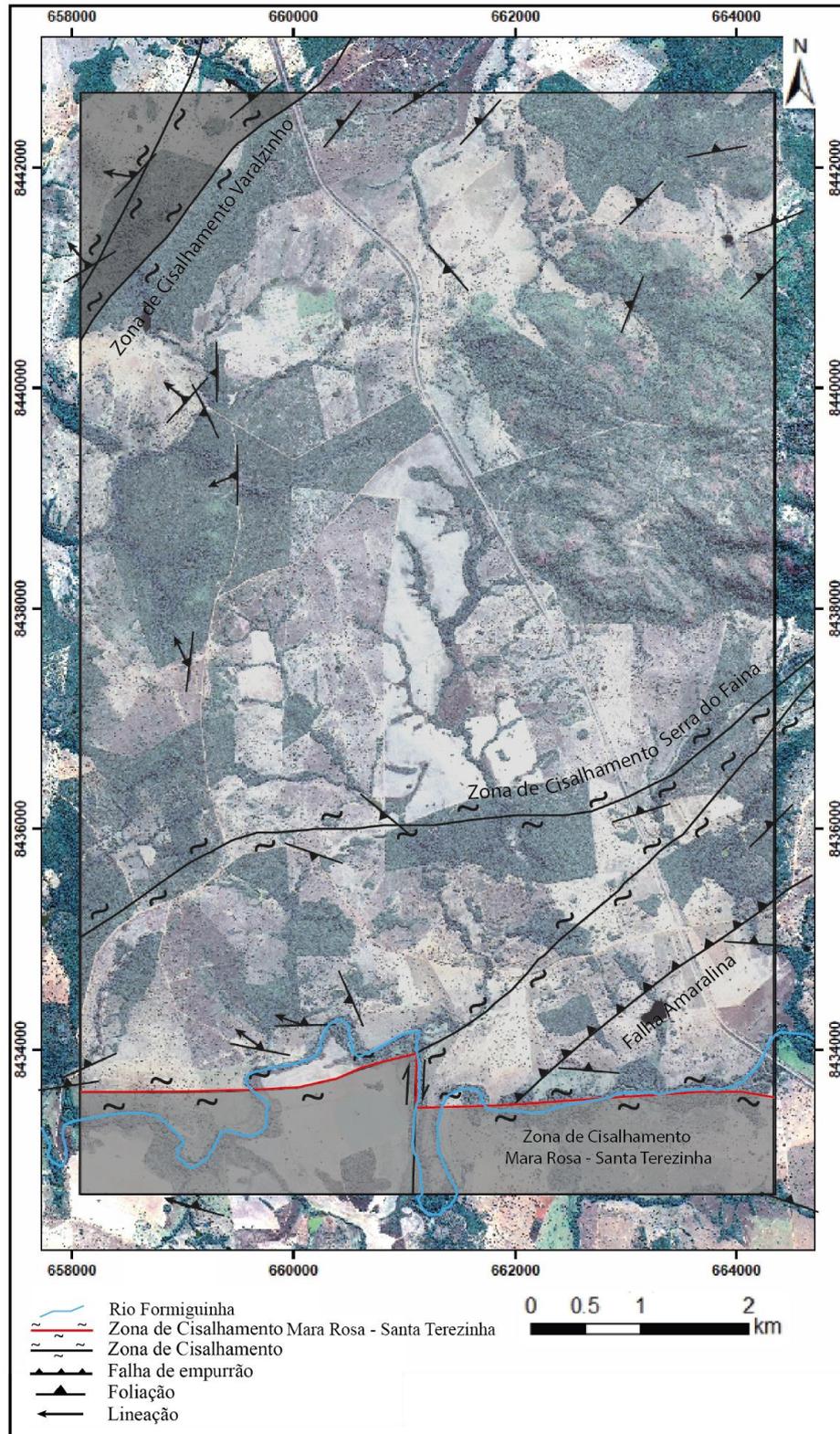


Figura 5. 35: A) Composição RGB 321 (cor verdadeira) com a zona de cisalhamento Mara Rosa-Santa Terezinha ao sul da área VII (destaque em vermelho). O Rio Formiguinha é o elemento de drenagem que marca a continuidade da zona. É possível notar a quebra abrupta que redireciona o rio na porção central da zona de cisalhamento para a direção N-S. A partir dela, foi possível inferir uma falha transcorrente de cinemática dextral nesse local.

Além disso, no ponto TF22-VII-101, foi possível identificar a relação da atitude da foliação com a lineação. O afloramento *in situ* de hornblendito exibe foliação milimétrica, a qual está dobrada (Figura 5.36 A). A dobra classificada como apertada, com eixo horizontal e plano axial vertical apresenta em seus flancos lineação de estiramento mineral levemente oblíqua ao eixo da dobra B_n (Figura 5.36 B). Tal configuração da trama dúctil permitiu identificar um regime transpressivo para o domínio Bom Jesus na área VII.

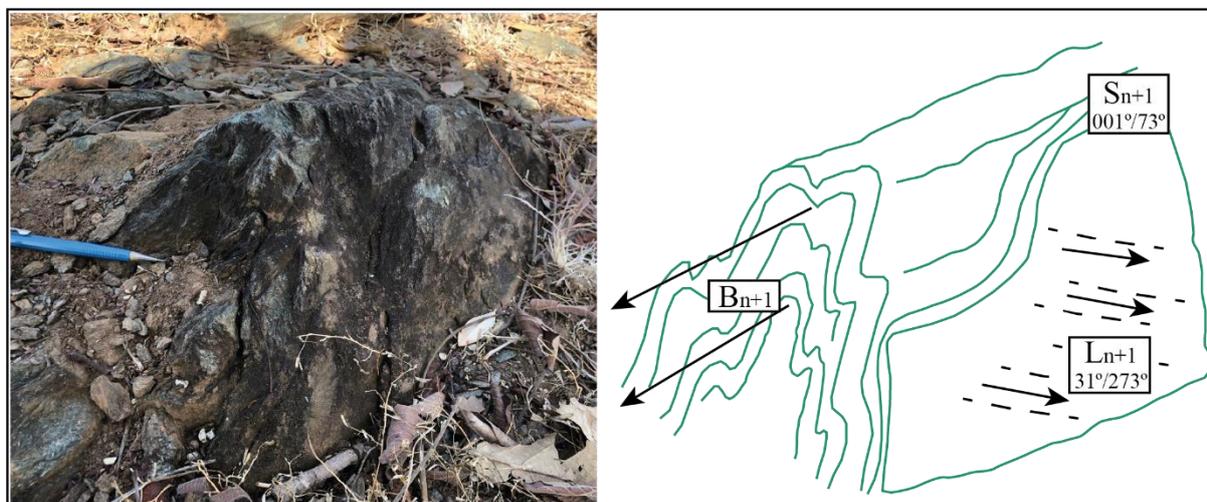


Figura 5. 36: Esquema ilustrativo da relação entre a foliação S_n e a lineação L_n observada no ponto TF22-VII-101. A obliquidade entre o caimento da linha contido no plano da foliação confere cinemática transpressiva para a zona de cisalhamento Mara Rosa - Santa Terezinha.

A foliação nessa zona de cisalhamento é representada por ângulos de mergulho que variam de alto a baixo, porém a maior concentração de polos se dá próximo a 40° . Todas as 53 medidas coletadas em campo mergulham aproximadamente para N, conferindo a orientação E-W do domínio Bom Jesus no perímetro da área VII como expresso na Figura 5.37.

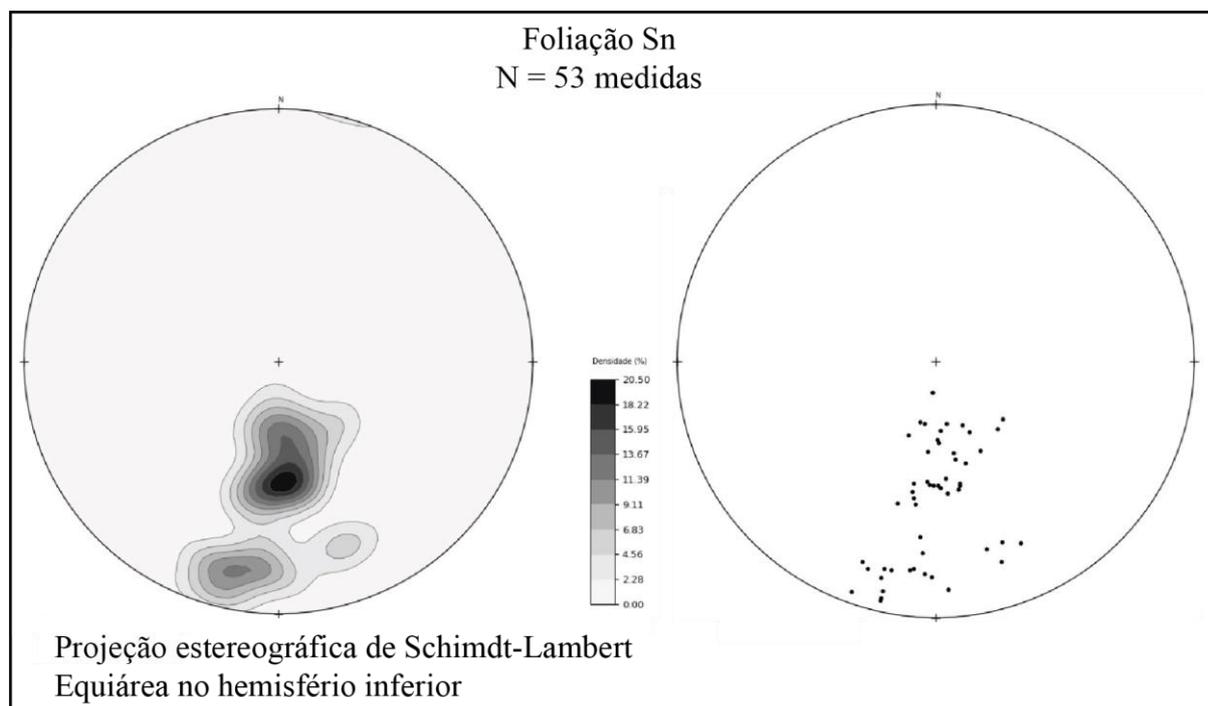


Figura 5. 37: Estereograma de contorno e polar de todas as medidas de S_n da zona de cisalhamento Mara Rosa-Santa Terezinha. As 53 medidas do plano de foliação mostram que a maior concentração de planos se dá em, aproximadamente, 180°/40°.

5.2.3. Fase D_{n+2}

Falhas e fraturas

As rochas da área VII apresentam em sua trama rúptil juntas e veios, além de uma falha transcorrente dextral, já descrita na zona de cisalhamento Mara Rosa-Santa Terezinha. O fraturamento está associado a sistemas de juntas verticais, por vezes formando pares conjugados (Figura 5.38 A). Essas fraturas são classificadas como extensionais pela ausência de movimento aparente. É comum o seu preenchimento por quartzo leitoso, que por vezes está fraturado (Figura 5.38 B).



Figura 5. 38: A) Par conjugado de fraturas extensionais sobre granodiorito (ponto TF 22-VII-51). B) Preenchimento de veio por quartzo leitoso, o qual se apresenta fraturado (ponto TF22-VII-94).

O Plúton Faina é a unidade onde foram observadas fraturas na área, totalizando 26 medidas coletadas. A análise de direções permite identificar duas famílias principais, N-S e E-W (Figura 5.39).

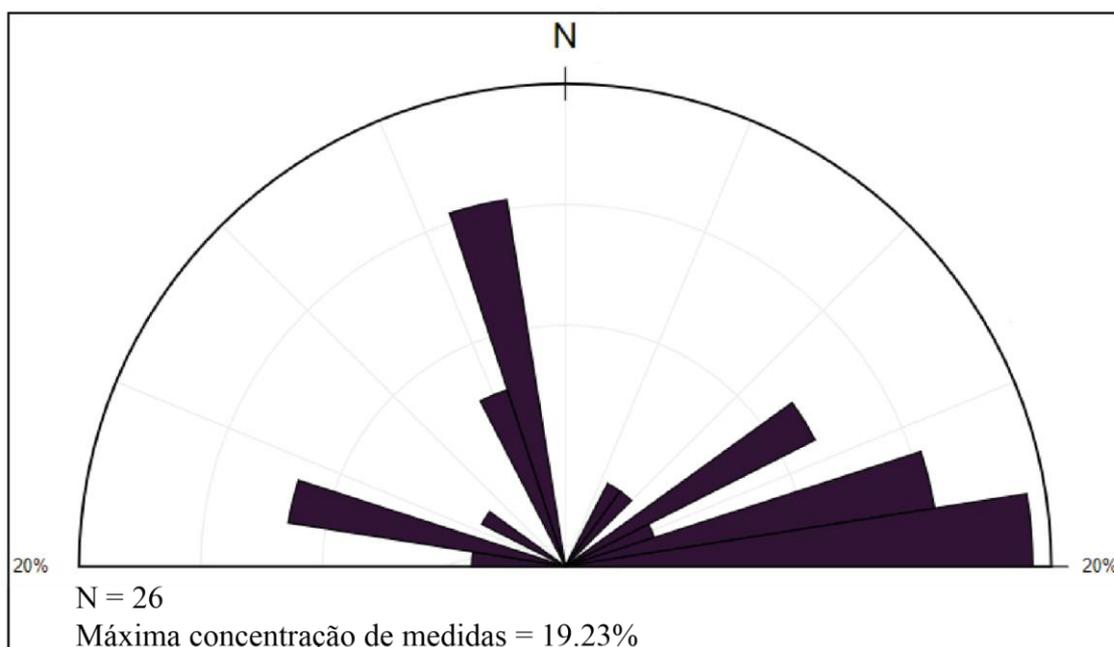


Figura 5. 39: Diagrama de rosetas com 26 medidas de fraturas coletadas em campo. A maior concentração de medidas está sobre a direção N80E com 19,23%. A segunda direção com maior expressão é a N20°W. Se forem consideradas as duas principais direções, é possível identificar um par conjugado com ângulos de 60°/120° entre si.

Capítulo VI
CONSIDERAÇÕES METALOGENÉTICAS

A área de estudo do Projeto Mara Rosa está inserida no distrito auro-cuprífero Chapada-Mara Rosa (Oliveira *et al.*, 2000, 2004), constituído por sistemas minerais do tipo pórfiro, orogênicos e vulcanogênicos, tendo, atualmente, intensa atividade exploratória em andamento. Os depósitos de maior expressão descritos na região associam-se majoritariamente a sistemas de cobre e ouro, incluindo: (i) Depósito Chapada (Cu-Au), interpretado como um sistema do tipo pórfiro (Richardson *et al.*, 1986; Oliveira *et al.*, 2016); (ii) Depósito Zacarias (Au-Ag-Ba), pertencente a um sistema vulcanogênico disseminado, de natureza estratiforme (Poll, 1994; James, 2022); (iii) Depósito Posse (Au), descrito como um depósito aurífero orogênico (Oliveira *et al.*, 2004), sendo do tipo epigenético disseminado (Palermo *et al.*, 2000); (iv) Depósito Mundinho (Au-Cu-Bi), caracterizado por veios de quartzo sulfetados, controlados por zonas de cisalhamento N-S e magmatismo pós-orogênico associado (Oliveira *et al.*, 2000, 2004).

No contexto do Projeto Mara Rosa, encontram-se os depósitos de cobre e ouro “Saúva” e “Formiga” (*News Release, Lundin Mining, 2022*), recém-descritos e associados ao sistema pórfiro-epitermal, juntamente com o depósito de Chapada. O depósito Saúva é marcado por mineralização de cobre e ouro do tipo pórfiro, enquanto o depósito Saúva caracteriza um sistema do tipo *skarn* associado. Já as ocorrências de ouro “Garimpo Chico de Assis” e “Garimpo Viúva” estão relacionadas ao sistema orogênico do depósito Mundinho, alinhadas ao longo das zonas de cisalhamento de orientação N-S, próximas à falha Rio dos Bois. Suas ocorrências auríferas se dão na forma de veios de quartzo sulfetados, hospedados em rochas metaplutônicas, intrudidas em meio às rochas metapsamo-pelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte (Oliveira *et al.*, 2006).

6.1. RECURSOS MINERAIS DO PROJETO MARA ROSA

Com base no contexto metalogenético apresentado, esta seção detalha as ocorrências e potencialidades minerais descritas no âmbito das áreas mapeadas pelo Projeto Mara Rosa. Os recursos apresentados incluem ocorrências de natureza metálica e rochas e minerais industriais, sendo os metálicos agrupados com base em seus aspectos genéticos, conforme a divisão estabelecida por Robb (2005). Os processos metalogenéticos descritos incluem modelos genéticos magmático-hidrotermais (Sistema Pórfiro-Epitermal), hidrotermais (Sistema Aurífero Orogênico) e residuais/supergênicos.

6.1.1. Sistema Pórfiro-Epitermal

Diversas feições descritas nas áreas de estudo podem ser interpretadas como expressões de um sistema de mineralização do tipo pórfiro-epitermal, associadas aos depósitos Chapada,

Saúva e Formiga. Dentre elas, destacam-se os halos de alteração hidrotermal, associados às rochas da Unidade Hidrotermal, caracterizados por associações de rochas calcissilicáticas, ricas em epidoto e anfibólios, e rochas aluminosas, ricas em cianita e muscovita.

Processos de sulfetação, marcados por disseminação de pirita e calcopirita, foram descritos majoritariamente em meio às rochas da associação aluminosa, como cianititos e cianita-xistos. Estas rochas, conforme evidenciado no Capítulo 4, se dispõem ao longo de uma faixa NE-SW quilométrica, com inflexão E-W, ao longo das Áreas IV, V, VI e VIII, tendo forte expressão topográfica e assinatura branca na composição ternária RGB da gamaespectrometria (Capítulo 3), contrastando com as rochas encaixantes. Esporadicamente, a malaquita pode ser encontrada em associação com rochas sulfetadas (Áreas VI e IX), sendo interpretadas como minerais de alteração de sulfetos de cobre primários. Demais ocorrências de pirita e calcopirita foram observadas, de maneira disseminada, como minerais acessórios nas rochas metavulcanossedimentares e metaplutônicas do Arco Magmático Mara Rosa, podendo ser produtos distais, com menor expressividade, dos halos de alteração hidrotermal observados.

Dentre as associações de rochas calcissilicáticas descritas ao longo da região mapeada, destaca-se um conjunto observado na Área VIII, composta por biotita, clinopiroxênio, granada, hornblenda, clorita, epidoto e quartzo, exibindo feições típicas de zonação composicional. Esta associação de rochas se desenvolve em meio aos dioritos dos Ortognaisses Mara Rosa, sendo interpretadas como um sistema *skarn*, gerado por fluido pervasivo, sem relação direta observada com pluton gerador. Esta ocorrência pode ser correlacionada ao depósito Formiga, onde a mineralização de Cu-Au é encontrada na forma de sulfetos maciços, compostos por pirita, calcopirita e bornita.

6.1.2. Sistema Aurífero Orogênico

Evidências de mineralização associadas ao sistema orogênico foram descritas nas Áreas V, VI e X. Nas áreas V, VI, processos hidrotermais epigenéticos associados à zonas de cisalhamento NE-SW e ENE-WSW, podem ter condicionado o crescimento de sulfetos em planos axiais, zonas de charneira e sombras de pressão de sigmoides (Oliveira, 2009). Evidências dessas mineralizações são nítidas em rochas calcissilicáticas no corte da FICO (Ferrovia de Integração do Centro-Oeste), localizada na área VI.

Na área X, sua principal ocorrência é o Garimpo Viúva, o qual possui gênese associada a um plutonismo paleoproterozoico pós-tectônico, fortemente controlado pelo sistema transcorrente N-S, responsável também pela formação dos depósitos Mundinho, Zé Nunes e Pedro Coelho, entre outros (Oliveira, 2004; Abdallah, 2014). A mineralização ocorre em veios,

bolsões e lentes de quartzo com, disseminações de sulfetos (pirrotita, pirita e calcopirita) em rochas graníticas e metassedimentos psamo-pelíticos, relacionadas a zonas de biotitização e muscovitização. Entre as Áreas IX e X, está localizado também o Garimpo Chico de Assis, cujo contexto metalogenético foi pouco estudado.

6.1.3. Sistema Residual/Supergênico

Ao longo de todas as subáreas do Projeto Mara Rosa, foram descritos horizontes de alteração caracterizados por intensos processos de lixiviação, conforme descrito nos Capítulos 1 e 4, resultando na geração de crostas lateríticas ferro-manganesíferas disseminadas, ocorrendo especialmente a partir das cotas de 400 metros do relevo, aproximadamente. Embora estas concreções sejam comumente encontradas nas regiões adjacentes, sua disposição na área de estudo se mostra relevante por conta dos tipos de rochas aos quais se associam. Rochas metassedimentares químicas, como gonditos e formações ferríferas, podem ser encontradas de maneira disseminada ao longo de toda a região mapeada, caracterizando protominérios para formação de crostas ferríferas e manganesíferas economicamente exploráveis.

As rochas metassedimentares químicas ocorrem associadas às sequências metavulcanossedimentares Mara Rosa, Santa Terezinha e Campinorte, ocorrendo pontualmente ao longo de todas as subáreas do projeto. Estas unidades afloram de maneira mais significativa nas Áreas I, III, IV, V, VII, VIII e XI, onde caracterizam unidades em escala mapeável, tendo maior potencial para a geração de depósitos minerais em concreções lateríticas associadas.

6.1.4. Minerais e Rochas Industriais

Segundo Ciminelli (2005), Minerais e Rochas Industriais agrupam todas as rochas e minerais, tanto naturais quanto sintéticos, predominantemente não-metálicos, cujas propriedades físico-químicas podem ser utilizadas para aplicações como matéria prima para atividade industrial, bem como insumos e aditivos para seus processos. Suas aplicabilidades incluem a indústria de construção civil, cerâmica, cimento, fertilizantes, metalurgia, química, celulose, vidros, tecnologia, entre outros. Para o Projeto Mara Rosa, foram elencados potenciais de aplicação industrial para ocorrências de cianita, grafita, talco, areia e seixos, além de rochas ornamentais e minerais com potencial gemológico.

A associação de rochas ricas em cianita, descritas acima como um halo hidrotermal do sistema pórfiro, são feições de suma importância para as potencialidades econômicas do Projeto Mara Rosa. Além de uma litocapa indicativa das mineralizações magmático-hidrotermais, os cianititos e cianita-xistos observados nas Áreas III, IV, V, VI e VIII podem ser diretamente

explorados para aplicação na indústria de materiais refratários e/ou gemológicos (Joffily & Oliveira *in* Luz & Lins, 2008).

Ocorrências de talco xistos são descritas nas Áreas II, III, IV e V, caracterizando rochas metaultramáficas, aflorantes em meio às rochas das Sequências Metavulcanossedimentares Santa Terezinha e Mara Rosa e aos Ortognaisses Mara Rosa. As principais aplicações do talco na indústria se baseiam em uso como matéria prima para fabricação de produtos diversos, incluindo cosméticos, tintas, cerâmica, papel, borracha, inseticidas e fertilizantes (Almeida & Pontes *in* Luz & Lins, 2008).

Uma ocorrência de quartzitos grafitosos foi descrita na Área IV, em meios às rochas metassedimentares químicas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa. Embora a grafita ocorra associada a grandes quantidades de quartzo, existe potencial de aplicabilidade industrial. Seus usos na indústria são diversos, incluindo materiais refratários, baterias, lubrificantes, grafite para lápis, galvanoplastia, entre outros (Sampaio *et al. in* Luz & Lins, 2008).

Extensos depósitos aluvionares de areia e seixos podem ser observados ao longo das Áreas do Projeto Mara Rosa. Em especial, os canais de drenagem Rio dos Bois, Rio Formiga, Ribeirão das Antas e Ribeirão Santa Maria apresentam potencial para extração de sedimentos, tendo em vista a dimensão de seus canais e seu fluxo intenso, capaz de transportar e acumular material de granulometria média a grossa. As aplicabilidades da areia na indústria são variadas, especialmente para sedimentos puros (quartzosos) e bem selecionados. Além do abastecimento da construção civil, a areia é utilizada na fabricação de vidro, moldes para fundição, cerâmica, refratários, cimento, entre outros. Já os sedimentos de granulometria mais grossa, como grânulos e seixos, são utilizados em construção civil e para aplicações ornamentais, em especial quando arredondados e esféricos (Luz & Lins, 2008).

Embora não exista extração de rochas ornamentais em atividade no contexto do Projeto Mara Rosa, algumas porções do Plúton Faina, aflorantes nas Áreas I, II, III e VII, mostram potencial para aplicações ornamentais. Estas rochas possuem granulação média a grossa, com composição granítica a tonalítica. Além do Plúton Faina, os Leucogranitos Bom Jesus, a Suíte Pau de Mel e as rochas exóticas da Unidade Hidrotermal, ricas em cianita e epidoto, também podem ser utilizados para fins ornamentais.

Por fim, minerais com potencial para utilização gemológica são encontrados na maior parte das áreas mapeadas. Além das rochas ricas em cianita, de granulação grossa, destacam-se as disseminações de veios de quartzo ricos em epidoto, descritos ao longo das unidades do Arco Magmático Mara Rosa. Os cristais de epidoto são vistos na forma de prismas eudrais,

chegando a tamanhos centimétricos. Veios pegmatóides ricos em quartzo, muscovita e/ou turmalina são, por vezes, encontrados em associação. Já no contexto da Área VII, encontram-se cristais de granada euédricos, chegando a tamanhos centimétricos. Estes cristais podem ser aplicados, tanto para fins gemológicos, quanto para a indústria de abrasivos. Sua gênese está associada ao *hornfels* desenvolvido entre as rochas intrusivas do Plúton Faina e as encaixantes metassedimentares pelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha.

6.2. RECURSOS MINERAIS DA ÁREA VII

As ocorrências de recursos minerais locais estão relacionadas a depósitos de rochas de interesse ornamental, na unidade geológica do plúton Faina, e minerais gemológicos (granada associado a *hornfels*) e supergênicos (manganês associado a gondito) na sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha (Figura 6.1).

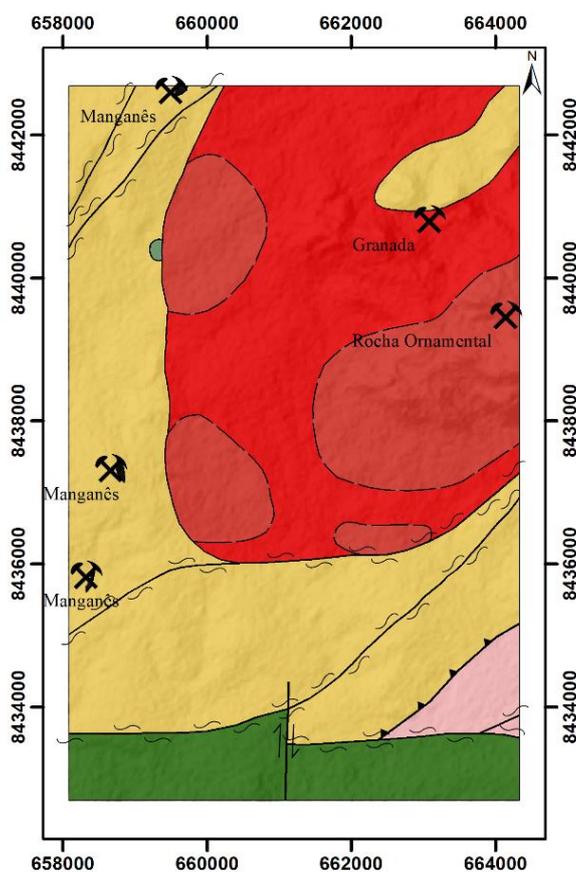


Figura 6. 1: Mapa de localização das ocorrências minerais da área VII.

6.2.1. Rocha ornamental de revestimento

O Plúton Faina corresponde ao maior vetor econômico da área VII, por cobrir aproximadamente metade da área. Tanto sua fácies granítica, como granodiorítica/tonalítica

apresentam características procuradas pela indústria de revestimentos. São granitoides de coloração cinza-claro, classificados como de tipo “S”, de origem crustal e composição peraluminosa.

Os granitoides são, em geral, equigranulares em sua fácies granodiorítica e porfiríticos em sua fácies granítica com granulação de média a grossa. Ocorrem em grande quantidade isotrópicos e sem fraturamento. Como são encontrados afloramentos sob forma de maciços ou matacões em relevo positivo, constituindo grandes serras que facilitariam o processo de lavra. A proximidade com a BR-080, também é um fator a ser levado em conta já que contribuiria para o escoamento da produção.



Figura 6. 2: Em A matacão pertencente à fácies granítica do Plúton Faina com potencial para exploração da indústria de revestimentos. Em B amostra de mão destacando-se a coloração clara da rocha e os cristais centimétricos de plagioclásio.

6.2.2. Granada associada a *hornfels*

No Projeto Mara Rosa, foram retratadas diversas ocorrências de rochas contendo granada. Contudo, as granadas encontradas nos *hornfels* descritos na porção nordeste da área VII se destacaram pela granulação grossa (Figura 6.3). Os cristais chegam a ordem de 5cm de diâmetro, por vezes euédricas com tons avermelhados. O crescimento anômalo dessas granadas foi atribuído ao metamorfismo de contato dos metapelitos aluminosos da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha com a intrusão do Plúton Faina.

Devido a preservação, forma e tamanho, sugere-se a viabilidade de aproveitar esse mineral seja no âmbito industrial, como mineral abrasivo, ou no de jóias, como material gemológico. Materiais abrasivos abrangem substâncias que são usadas para moer ou polir outros materiais, sem o uso de produtos químicos. Isso é possível já que a granada é classificada

como material de dureza elevada na escala de Mohs ($H > 7$), sendo utilizado como abrasivo juntamente com diamante, coríndon e estauroilita.



Figura 6. 3: A) Cristais de granada de granulação grossa e caráter pós-tectônico em granada biotita hornfels com alteração superficial. B) Cristais de granada euédricos centimétricos encontrados sobre o solo na porção em que afloram os metapelitos da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha.

6.2.3. Manganês associado a gondito

A ocorrência de manganês na área VII está relacionada ao processo secundário de enriquecimento residual. O manganês, dentre uma variedade de usos, é um componente-chave nas ligas com outros metais, especialmente, com o ferro na produção de aço (Sampaio *et al.* in Luz & Lins, 2008).

No caso do projeto como um todo, incluindo a área em questão, o protominério de manganês são os gonditos. Essa rocha metamórfica é composta por quartzo e granada manganésifera (espessartita). Com a atuação do intemperismo são geradas crostas lateríticas com dióxidos de manganês, destacando-se a pirolusita (MnO_2), a psilomelana e a manganita ($Mn_2O_3 \cdot H_2O$).

Dentro da área VII, observa-se a atuação do intemperismo a partir da completa alteração da granada manganésifera em dióxido de manganês entre as bandas de quartzo inalteradas (Figura 6.4 A). Destaca-se um afloramento contínuo de centenas de metros (Figura 6.4 B) da crosta manganésifera inserida no contexto da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha.

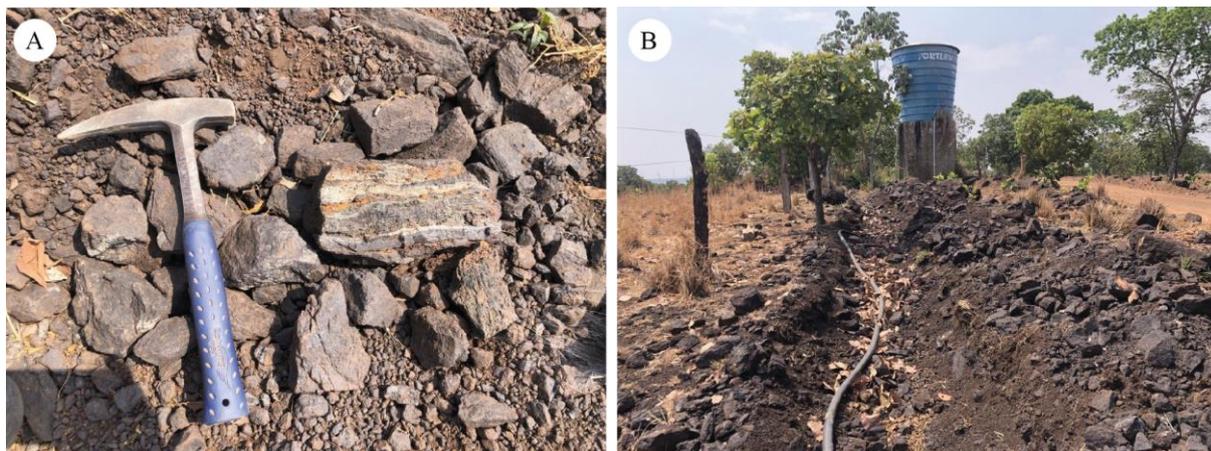


Figura 6. 4: A) Gondito alterado para dióxido de manganês e quartzo. B) Afloramento de centenas de metros de crosta manganésifera no ponto TF22-VII-72.

Capítulo VII
EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Este capítulo tem como objetivo apresentar o desenvolvimento tectônico das unidades descritas e classificadas no Projeto Mara Rosa (PMR), utilizando dados e informações de revisões bibliográficas aliadas às características individuais que definem as relações estruturais e petrogenéticas destas unidades. Para fins de simplificação e adequação das evidências encontradas foi adaptada a divisão proposta por Frasca (2015) que divide a evolução do Arco Magmático Goiás (AMG) em cinco estágios principais, sendo eles: (1) Arco Paleoproterozoico; (2) Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico; (3) Colisão Arco-Continente; (4) Colisional a Pós-Colisional; e (5) Extensional Pós-Orogênico (Tabela 7.1).

Tabela 7.1. Resumo dos principais estágios de evolução tectônica das unidades geológicas da área do PMR.

Estágio Tectônico	Idade	Arco Correspondente
Arco Paleoproterozoico	Riaciano, Paleoproterozoico 2300-2000 Ma (Cordeiro & Oliveira, 2017)	Campinorte
Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico	Toniano, Neoproterozoico 900-800 Ma (Oliveira <i>et al.</i> , 2004)	Mara Rosa
Colisão Arco-Continente	Criogeniano, Neoproterozoico 670-600 Ma (Oliveira <i>et al.</i> , 2004)	Santa Terezinha de Goiás
Colisional a Pós-Colisional	Ediacariano, Neoproterozoico 590-560 Ma (Oliveira <i>et al.</i> , 2004)	-
Extensional Pós-Orogênico	Fanerozoico (Frasca, 2015)	-

A compartimentação tectônica da área do PMR tem seu contexto atrelado ao setor setentrional do Orógeno Brasília, mais especificamente na porção sudeste do Arco Mara Rosa. Esse setor é resultado dos eventos orogênicos ocorridos entre os crátons São Francisco e Amazônico, envolvendo acreções de unidades tectônicas como o Maciço de Goiás e o AMG (Uhlein *et al.*, 2012).

Diversos estudos utilizando diferentes métodos geocronológicos foram realizados para a definição das unidades tectônicas que ocorrem no PMR. Além disso, os eventos tectônicos de acreção crustal foram destacados a partir das grandes estruturas que ocorrem nas áreas do projeto e se estendem para outras áreas do Arco Mara Rosa. Por fim, os estágios que dizem respeito ao final da orogênese, sendo eles colisional, pós-colisional e de extensão orogênica, foram sugeridos a partir das feições tectônicas superimpostas na área.

7.1. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ORÓGENO BRASÍLIA

O Orógeno Brasília é caracterizado por um cinturão de dobramentos resultantes de eventos de acreção crustal de idades neoproterozoicas, localizado na porção leste da Província Tocantins e na porção ocidental do Cráton São Francisco (Almeida *et al.*, 1977; Hasui & Almeida, 1970; Fuck *et al.*, 2005), formado durante a orogenia Brasileira-Panafricana. O uso de dados de U-Pb, em conjunto com Sm-Nd e Lu-Hf, permite entender que a evolução do orógeno se dá entre 900 a 600 Ma (Pimentel & Fuck 1992; Cordani *et al.*, 2013a) no Gondwana Ocidental, tendo início a partir de arcos de ilha intra-oceânicos, eventos de subducção, formação de arcos magmáticos, acreção de terrenos por eventos colisionais, arcos continentais e posterior fechamento do oceano Goiás (Almeida *et al.*, 1977; Hasui & Almeida, 1970; Fuck *et al.*, 2005).

Pimentel & Fuck (1992) o dividiram em dois segmentos, o domínio interno e o domínio externo, que se distinguem pelo grau metamórfico que se apresenta mais elevado em direção ao centro do orógeno. Ainda, se considera uma divisão que leva em conta suas características estruturais, tectônicas, geocronológicas e diferenças estratigráficas, dividindo o orógeno em setor meridional e setor setentrional (Unhlein *et al.*, 2012; Dardenne, 2000; Valeriano *et al.*, 2004, 2008; D`el-Rey Silva *et al.*, 2011). O setor meridional tem sua origem atrelada aos eventos colisionais entre os crátons São Francisco e Paranapanema, já o setor setentrional resulta dos eventos orogênicos ocorridos entre os crátons São Francisco e Amazônico (Unhlein *et al.*, 2012), envolvendo unidades tectônicas como o Maciço de Goiás, arcos magmáticos Mara Rosa e Arenópolis, pertencentes ao Arco Magmático de Goiás, e sequências sedimentares meso-neoproterozóicas.

7.2. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO ARCO MARA ROSA

O modelo de evolução tectônica mais recente do Arco Mara Rosa leva em conta quatro estágios relacionados à evolução do Orógeno Brasília, sendo eles: (i) subducção intra-oceânica; (ii) magmatismo sin-tectônico colisional; (iii) magmatismo pós-tectônico colisional; e (iv) extensional pós-orogênico.

Os dois principais eventos de magmatismo do Arco Mara Rosa foram datados de 900 a 800 Ma, ocorrendo durante o estágio tectônico de subducção, e de 670 a 600 Ma, relacionado ao estágio sin-tectônico colisional. O evento mais antigo de magmatismo é considerado parte de um contexto de arco de ilha e o mais novo, de um arco continental (Oliveira *et al.*, 2004).

Além disso, houveram dois estágios de metamorfismo, um de 760 a 730 Ma de altas condições de P-T, na transição do arco de ilha para arco continental, e outro de 630 Ma, de

mais baixas condições de P-T, durante a orogênese do Brasiliano que juntou os crátons Amazônico e São Francisco (Oliveira *et al.*, 2004; Oliveira *et al.*, 2016).

Após esses principais eventos de magmatismo e metamorfismo, ocorreu um estágio de magmatismo pós-tectônico colisional, caracterizado pela extensão litosférica e intrusão de corpos graníticos, como biotita granitos e leucogranitos, e gabro-dioritos, entre 590 a 560 Ma. Além disso, houve um estágio extensional pós-orogênico, que causou a intrusão de leucogranitos e gabro-dioritos (Oliveira *et al.*, 2004).

De acordo com Oliveira *et al.* (2016) e Ferreira (2020), a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, os Ortognaisses Mara Rosa e o Ortognaisse Amarolândia podem ser correlacionados ao primeiro evento de magmatismo do Arco Mara Rosa, no estágio insular. Nesse contexto, o plúton sin-tectônico Amarolândia foi datado em 870 Ma (Ferreira, 2020).

Oliveira *et al.* (2007, 2016) caracterizam a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha de Goiás como o segundo estágio de magmatismo, agora do Arco Santa Terezinha, no estágio continental. O Plúton Faina intrude a sequência, sendo datado em 576 Ma (Junges *et al.* 2002a, 2003).

7.2.1. Estágio de Arco Paleoproterozoico

O Maciço de Goiás é uma amalgamação de rochas cristalinas com idades arqueanas a mesoproterozoicas localizadas a leste do Arco Magmático de Goiás. A interpretação sobre o significado tectônico desta unidade adotada neste trabalho está de acordo com a de Cordeiro & Oliveira (2017), que sugerem que o maciço seja uma extensão pericratônica na margem oeste do Cráton São Francisco. De acordo com Pimentel (2000), o Maciço de Goiás pode ser dividido em três domínios distintos: Crixás-Goiás, Campinorte e Cavalcante-Arraias.

O Arco Campinorte é descrito pelas rochas da sequência metavulcanossedimentar Campinorte, os metagranitos a metatonalitos da Suíte Pau de Mel e os granulitos do Complexo Uruaçu (Cordeiro *et al.*, 2017) e está associado ao Domínio Campinorte (Giustina *et al.*, 2009 e Cordeiro *et al.*, 2014). Dados geocronológicos U - Pb realizados em zircão de amostras de quartzitos micáceos supracrustais indicam idades máximas de deposição desse domínio em cerca de 2190 Ma (Giustina *et al.*, 2009), enquanto dados adquiridos por análises em zircão em amostras de metatufos riolíticos indicam idades de 2179 ± 4 Ma (Giustina *et al.*, 2009).

Cordeiro *et al.* (2014) também datou, por intermédio da análise de zircões em granulitos, idades de 2170 ~ 2080 Ma para o domínio Campinorte, o que corrobora a ideia de

que esse arco foi formado no paleoproterozoico. Ademais, valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ variando entre -2.1 e + 3.4 descrevem uma maior participação de uma crosta paleoproterozoica em detrimento de uma arqueana para esse domínio (Giustina *et.al*, 2009).

A partir disso, e levando em consideração as rochas descritas dentro do domínio campinorte pelo PMR, à saber, rochas metavulcânicas intermediárias (p. ex. metadacitos e metariolitos), bem como xistos (p. ex. muscovita - clorita xistos), metassedimentos químicos (p. ex. gonditos) e granulitos, além de rochas associadas a intrusões graníticas, mais especificamente de composições graníticas a tonalíticas, é possível interpretar que esse domínio está associado a um ambiente deposicional marinho próximo a um arco magmático (Giustina *et al.*, 2009).

Dessa forma, é possível que a evolução geológica da área PMR tem início no paleoproterozoico, mais especificamente, na formação do Arco Campinorte, a qual ocorreu entre 2300 ~ 2000 Ma (Cordeiro *et al.*, 2017), uma vez que o domínio Campinorte abrange as rochas mais antigas do projeto. Um modelo esquemático que ilustra a formação do Arco Campinorte, bem como as feições geotectônicas associadas ao magmatismo de um arco, é apresentado na Figura 7.1.

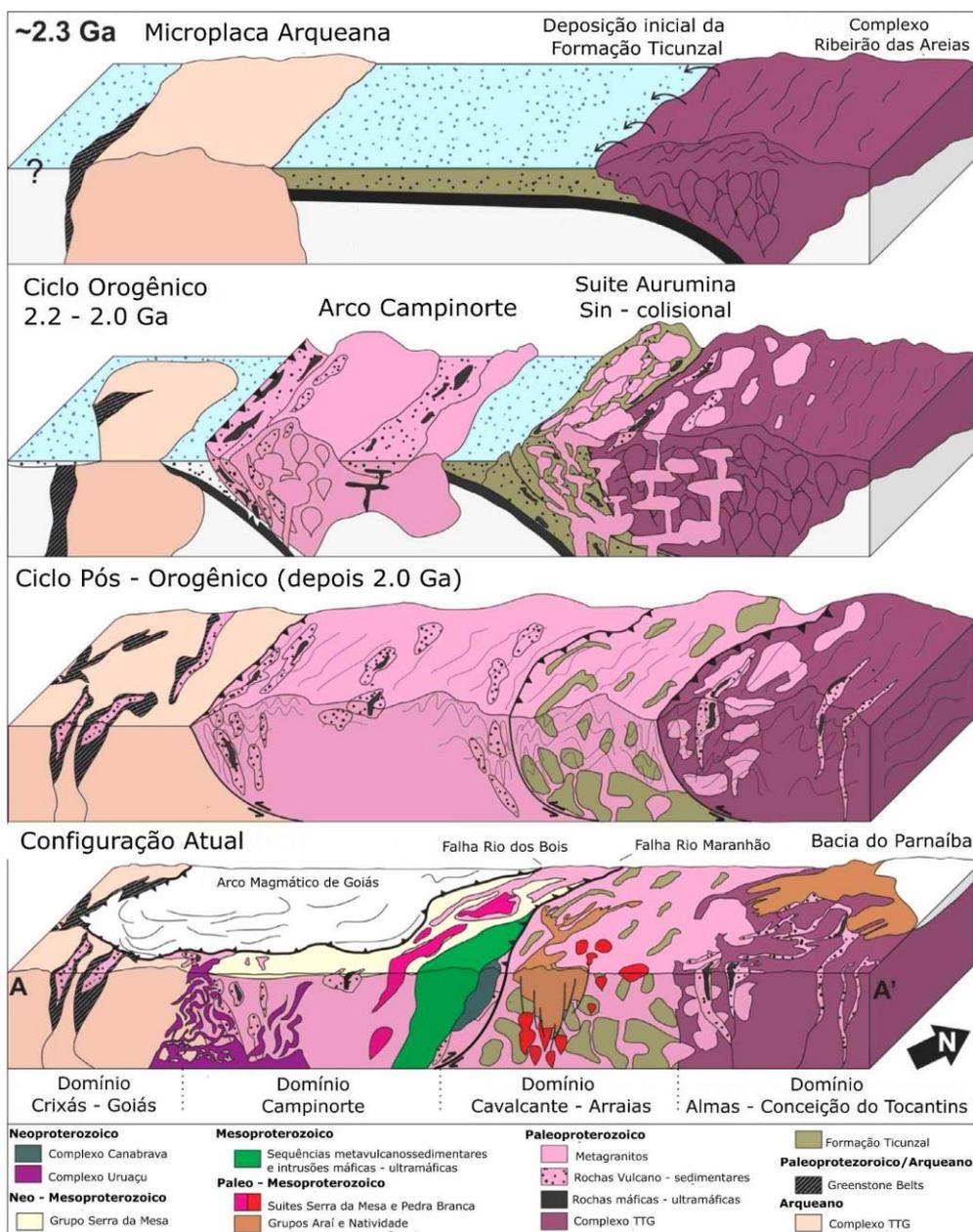


Figura 7. 1: Modelo de evolução tectônica do Maciço de Goiás durante a fase do orógeno (2200 a 2000Ma). Destaque para a formação do Arco Campinorte, o qual é a única unidade contida no contexto do PMR (Adaptado de Cordeiro et.al, 2017).

As rochas pertencentes ao Domínio Campinorte, dentro do contexto do PMR, possuem uma foliação milonítica N - S impressa, interpretada como um evento E_0 , de idade pré-brasiliana. A análise dos dados estruturais permite sugerir que estas estruturas tenham sido geradas como resposta a um evento transcorrente, responsável pela formação das zonas de cisalhamento observadas no extremo SE da área do PMR, mais especificamente na Área X. Associada a deformação do evento E_0 , há metamorfismo em fácies xisto verde inferior.

7.2.2. Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico

O início da formação do AMG é marcado pelo consumo e fechamento do Oceano Goianides-Pharusian (Kröner & Cordani, 2003; Caby, 1994; Valeriano *et al.*, 2004) entre os crátons Amazônico e São Francisco, a princípio como arcos acrescionários insulares e posteriormente como margens continentais e orógenos colisionais com reciclagem crustal (Junges *et al.*, 2002; Laux *et al.*, 2005).

O primeiro período de acreção magmática de idade 900 a 800 Ma marca o início de sua evolução (Figura 7.3), com o processo de subducção da litosfera oceânica localizada entre o Cráton Amazônico e o Maciço de Goiás, ocasionada por esforços compressivos gerados pela colisão dos crátons (Viana *et al.*, 1995). Tal processo gera um sistema de arcos de ilha intraoceânicos e bacias de retro-arco, caracterizados por rochas vulcânicas calci-alcalinas intermediárias a ácidas e metaluminosas, bem como corpos plutônicos tonalíticos e dioríticos, alguns dos quais com características geoquímicas semelhantes a magmas adakíticos (Chiarini, 2007). Na porção do Arco Mágmató Mara Rosa, as rochas apresentam razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais baixas, idades de cristalização de 848 Ma e 810 Ma, idade modelo TDM principalmente entre 1,1 e 0,8 Ga e valores ϵNd positivos, sugerindo fontes juvenis (Pimentel & Fuck, 1992; Laux *et al.*, 2005, Matteini *et al.*, 2010).

Na área do PMR, a estrutura que marca a acreção da sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa ao embasamento paleoproterozóico Campinorte é marcada pela Zona de Cisalhamento Rio dos Bois. As rochas descritas dentro do domínio são representadas por um conjunto extenso de anfíbolitos, paragneisses e xistos aluminosos, com eventuais associações de rochas metaultramáficas, especialmente na porção norte da área. Subordinadamente, ocorrem rochas metaquímicas, definidas por gonditos, metacherts e formações ferríferas. Além disso, na sequência encontra-se intrusões tardi a pós tectônicas de composição granítica a diorítica. Os litotipos encontram-se metamorfizados em condições de fácies anfíbolito, com retrometamorfismo em fácies xisto verde inferior.

A predominância da composição calci-alcalina dessas rochas magmáticas indica a ação de contínuos processos relacionados à subducção. Dantas *et al.* (2007) acrescentaram que na região as rochas plutônicas são peraluminosas, com assinatura isotópica de material juvenil relacionado à evolução dos arcos.

O estágio intra-oceânico é representado pelo início do evento tectônico E_1 , de idade neoproterozoica. O regime compressivo regional nesse estágio está relacionado a formação de xistosidade e bandamento gnáissico em rochas da sequência metavulcanossedimentar Mara

Rosa, ambas com direção de mergulho para NW. No plano de foliação, associa-se lineação de estiramento mineral com transporte tectônico para SE.

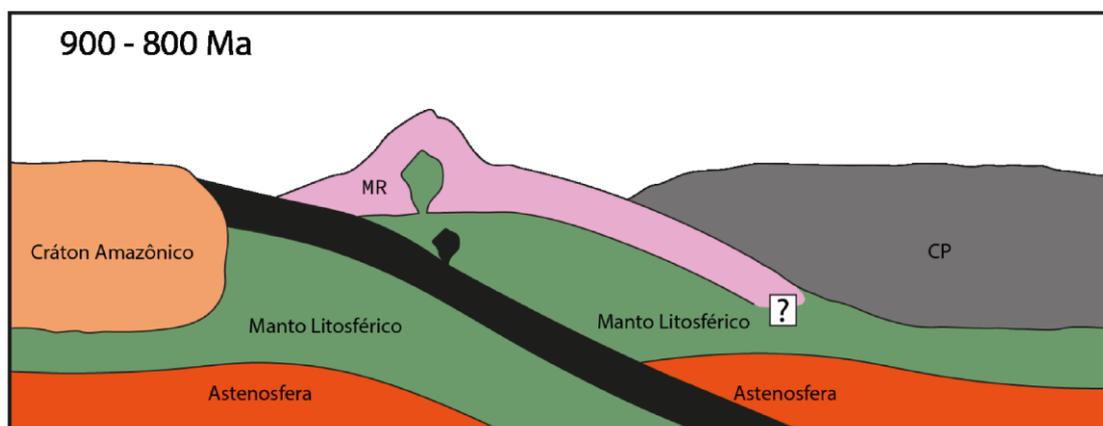


Figura 7. 2: Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico. CP = Arco Campinorte, MR = Arco Mara Rosa.

7.2.3. Estágio de Colisão Arco-Contidente

A evolução do estágio de arco intra-oceânico é marcada pelo desenvolvimento de uma margem continental ativa, onde há a formação do denominado arco magmático Santa Terezinha em 670-600 Ma (Figura 7.4). É nesse estágio em que há a formação da sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha, originalmente proposta por Souza & Leão Neto (1984). Essa sequência é composta majoritariamente por rochas metassedimentares, incluindo mica xisto feldspático, mica xisto e quartzito, além de uma unidade vulcânica de anfibolitos e meta-andesitos (Fuck *et al.*, 2006). Dantas *et al.* (2001) dataram uma amostra de rocha metavulcânica félsica em 661 ± 8 Ma, atribuindo idade estimada para a sequência.

Na área do PMR, a estrutura que marca a acreção da sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha à sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa foi descrita por Chiarini (2007) como discordância geofísica Porangatu-Mutunópolis-Amaralina. Para o projeto, foi denominada como Zona de Cisalhamento Amaralina, a qual possui extensão quilométrica, passando pelas áreas III, VII e de Mapeamento Geológico 2, com direção NE. Essa zona de cisalhamento é um importante limite tectônico, o qual justapõe dois estágios evolutivos do sistema de arco magmático.

À leste da zona de cisalhamento predominam rochas com ϵNd positivo (+0.01 e +8.01), o qual mostra a derivação a partir de uma crosta juvenil com pouca contaminação crustal. Essa assinatura está relacionada ao estágio de arco de ilha intra-oceânico (900-800 Ma) e corresponde a assinatura da sequência metavulcanossedimentar Mara Rosa. A oeste, predominam rochas com ϵNd negativo (-25.44 a -0.60), com sugestão de entrada de material

juvenil e reciclagem crustal. Essa assinatura demonstra um estágio de acreção mais evoluído, ou seja, de formação do arco magmático continental (Chiarini, 2007; Frasca, 2015). Dessa forma, o estágio de colisão arco-continente é marcado pela mistura de fontes, juvenis e crustais, em torno de 660 Ma quando se inicia o desenvolvimento da margem continental ativa.

Associado à progressão do estágio de arco de intra-oceânico, o estágio da colisão arco-continente ainda é representado pelo evento tectônico E_1 . O regime compressivo regional nesse estágio está relacionado a formação de xistosidade na sequência metavulcanossedimentar Santa Terezinha com mergulho para NW e lineação de estiramento mineral indicando transporte tectônico para SE. Junges *et al.* (2002) interpreta que o metamorfismo de 604-610 Ma é de baixa condições P-T, a partir de idades Sm-Nd e geotermobarometria em rochas metassedimentares do arco. Essa idade de metamorfismo foi observada no PMR em fácies anfíbolito com retrometamorfismo para xisto verde inferior (zona da clorita).

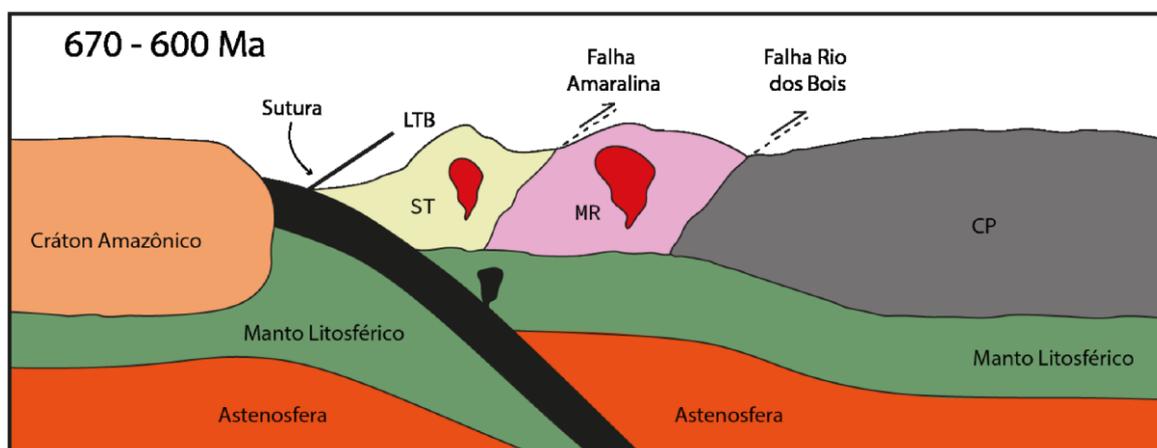


Figura 7. 3: Estágio de Colisão Arco-Continente. ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

7.2.4. Estágio Colisional a Pós-Colisional

O estágio colisional a pós-colisional do Arco Mara Rosa está inserido no contexto de amalgamação do supercontinente Gondwana. O fechamento do ciclo Brasileiro resultou na formação de uma estrutura de magnitude continental, de orientação NE-SW, que ocorreu na porção oeste do supercontinente Gondwana, o Lineamento Transbrasiliânico (LTB) (Schobbenhaus, 1975).

O LTB é um extenso feixe de falhas transcorrentes formadas durante o encurtamento crustal gerado no fim da orogenia neoproterozoica. Nesse contexto, insere-se no evento tectônico E_2 , o qual no PMR é representado por zonas de cisalhamento transpressivas de orientação NE-SW com inflexões para E-W.

São observadas na área mapeada pelo projeto extensas zonas de cisalhamento dextrais paralelizadas de direção concordante ao LTB (Figura 7.5). Mais especificamente, na porção oeste do PMR, nas áreas I, II, III e VII. Tal geometria das zonas de cisalhamento é pronunciada em produtos geofísicos aeromagnéticos. Além dessas zonas, o LTB é o responsável pela assimetria geométrica do Plúton Faina, o qual é limitado pelas zonas de cisalhamento Varalzinho e Serra do Faina.

Ainda relacionado ao estágio colisional a pós-colisional, há um importante evento magmático Ediacariano (590-550 Ma), o qual registra um aumento na contribuição de material crustal e diminuição de fontes mantélicas (Frasca, 2015). O aumento nos valores de elementos como Pb e Th sugerem aumento da entrada de sedimentos na zona de subducção, confirmada pela presença de rochas de afinidade peraluminosa e valores negativos de ϵ_{Nd} (Frasca, 2015).

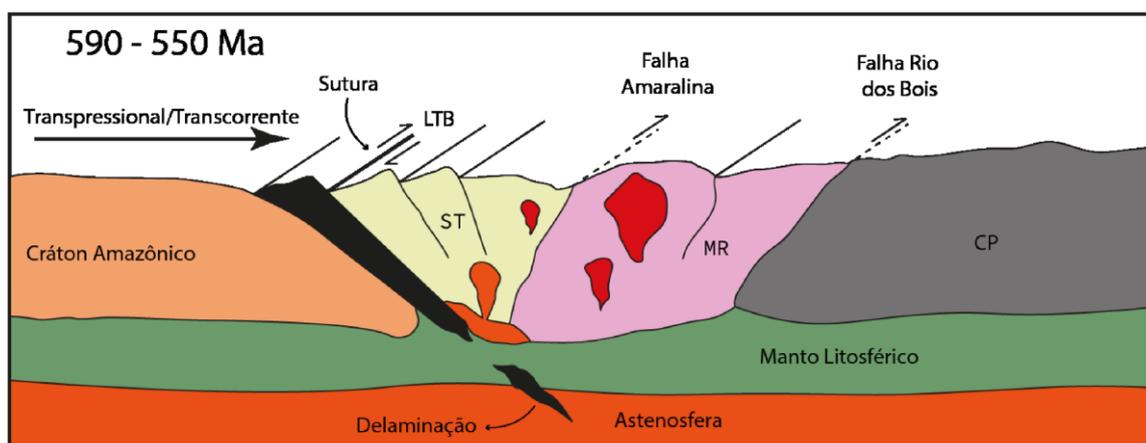


Figura 7. 4: Estágio Colisional a Pós-Colisional. LTB = Lineamento Transbrasiliiano; ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

7.2.5. Estágio Extensional Pós-Orogênico

O estágio extensional é caracterizado como o evento mais jovem de idade fanerozóica, definido como pós Brasiliano (Frasca, 2015) representado por estruturas rúpteis multidirecionais. Essas direções em sistema de falhas e fraturas de direção NW-SE, E-W e N-S que sobrepõem todas as unidades estratigráficas do PMR.

Dentre essas estruturas, destaca-se a presença de falhas e juntas associadas à reativação de zonas de fraqueza do LTB. Essas estruturas rúpteis foram responsáveis por gerar o padrão de drenagens atual, formando lineamentos de direção NW-SE. Este estágio pode ser

responsável por intrusões de leucogranitos que ocorrem na área do PMR e se encontram pouco deformados.

Por fim, este é classificado como colapso pós-orogênico (Figura 7.6), que foi responsável pela geração de estruturas antitéticas de alívio. Porém, ainda não existem datações ou estudos detalhados referentes aos efeitos dessas estruturas no orógeno.

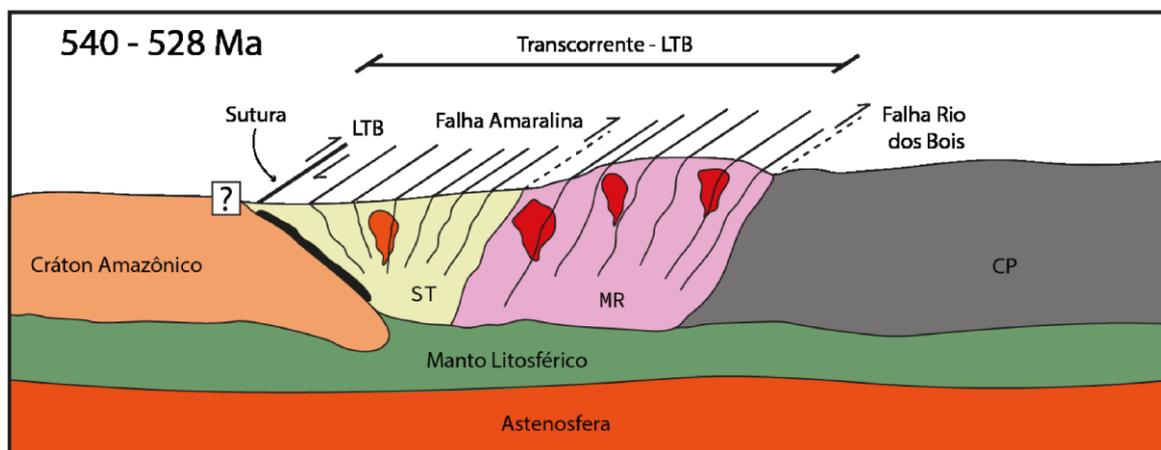


Figura 7. 5: Estágio Extensional a Pós-Orogênico. Destaque para o colapso aproveitando as estruturas formadas durante o Transbrasiliano. LTB = Lineamento Transbrasiliano; ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

7.3. MODELO EVOLUTIVO DO ARCO MARA ROSA

O início da evolução tectônica do Orógeno Brasília é marcado por períodos de acreção crustal durante o Paleoproterozoico e Neoproterozoico, envolvendo vários estágios de subducção. Esses estágios são colocados principalmente com relação aos crátons São Francisco e Amazônico, que atualmente se situam nas porções leste e oeste do Arco Mara Rosa, respectivamente. Além disso, os estágios relativos ao ápice da orogênese são marcados por uma tectônica transcorrente representada pelo Lineamento Transbrasiliano.

O primeiro estágio, ocorrido entre 2200 e 2000 Ma, é o da subducção do Arco Campinorte que evoluiu para o Maciço de Goiás, considerado uma extensão pericratônica do Cráton São Francisco (Cordeiro & Oliveira, 2017) (Figura 7.7 A e B). Em seguida, entre 900 e 800 Ma, houve um estágio de subducção de um arco intra-oceânico, correspondente ao Arco Mara Rosa (Oliveira *et al.*, 2004) (Figura 7.7 C).

O estágio de colisão entre o Arco Mara Rosa e o Cráton São Francisco, ocorrido entre 670 e 600 Ma, marcou a evolução de um arco intra-oceânico para um arco continental (Oliveira *et al.*, 2004) (Figura 7.7 D), correspondente ao Arco Santa Terezinha. O estágio colisional a pós-colisional, que ocorre entre 590 e 560 Ma, marca a colagem dos crátons Amazônico e São

Francisco, representando a porção ocidental do supercontinente Gondwana (Oliveira *et al.*, 2004) (Figura 8.7-E).

Por fim, o colapso orogênico marca um período de tectônica extensional, possivelmente ocorrido durante o Fanerozoico (Frasca, 2015). Poucos estudos foram realizados nas áreas do PMR sobre as implicações desse estágio para a evolução tectônica da área, porém certamente apresenta feições que não se enquadram nos outros estágios tectônicos.

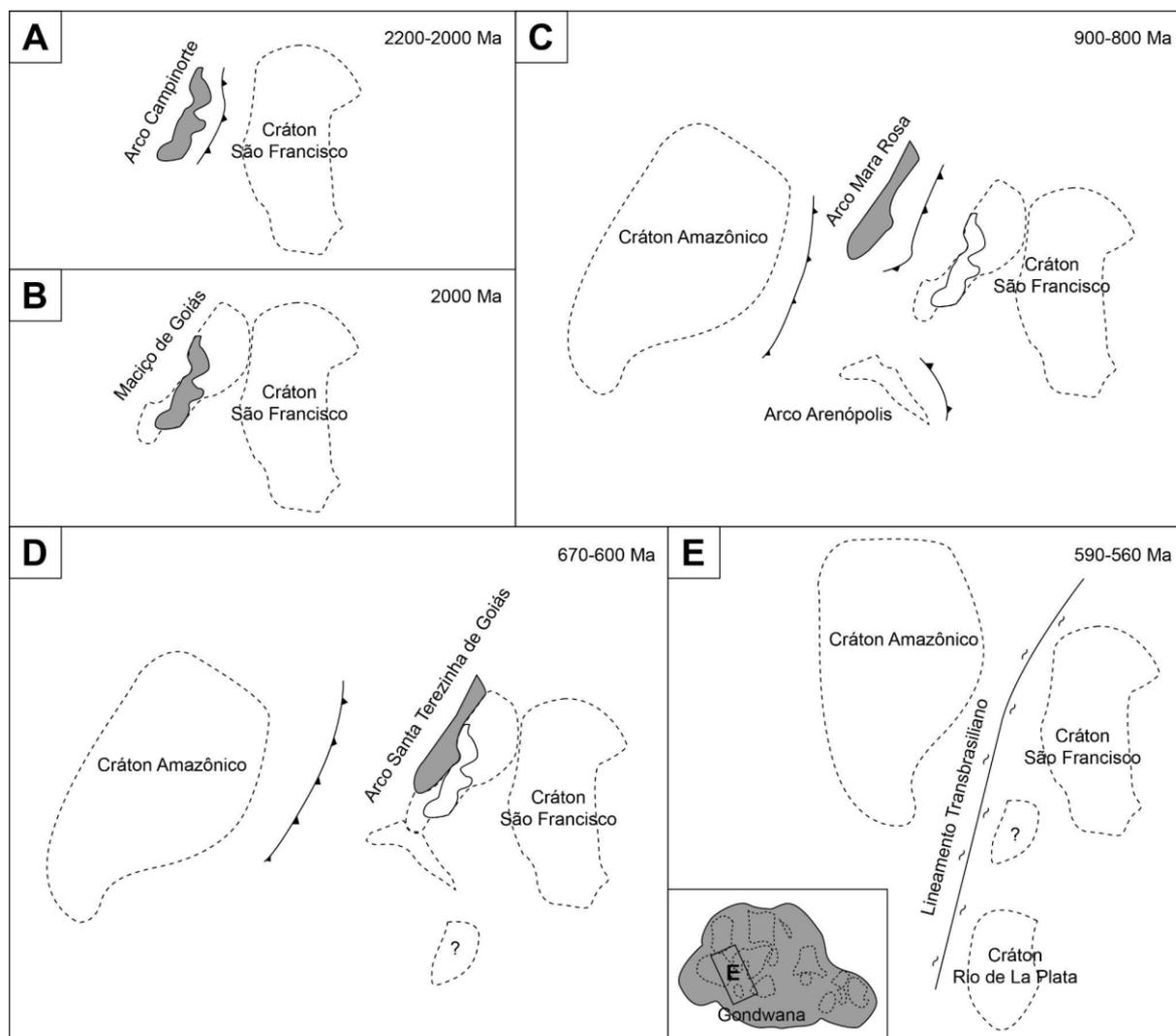


Figura 7. 6: Estágios de evolução tectônica do Orógeno Brasília envolvendo os arcos Campinorte, Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás; (A) Estágio de Arco Intra-Oceânico Paleoproterozoico, correspondente ao Arco Campinorte, 2200-2000 Ma; (B) Maciço de Goiás como uma extensão pericratônica do Cráton São Francisco, 2000 Ma; (C) Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico, correspondente ao Arco Mara Rosa, 900-800 Ma; (D) Estágio de Colisão Arco-Continente, correspondente ao Arco Santa Terezinha de Goiás, 670-600 Ma; (E) Estágio Colisional a Pós-Colisional, destacando a influência do Lineamento Transbrasiliano no Orógeno Brasília após a formação do supercontinente Gondwana pela colisão entre os crátons. Adaptado de Oliveira et al. (2004).

Capítulo VIII
CONCLUSÕES

A cartografia geológica realizada em escala de semidetalhe (1:25.000) no contexto do Projeto Mara Rosa, abrangeu duas repartições geotectônicas maiores, o Arco Campinorte (AC) e o Arco Magmático de Goiás (AMG). Ambas estabelecidas e deformadas no Paleoproterozoico e Neoproterozoico, respectivamente. Nesse cenário, 10 unidades litoestratigráficas foram individualizadas em 23 subunidades distintas, mapeadas com base em dados coletados durante a realização do mapeamento, com contribuição de trabalhos prévios.

O AC ocorre, exclusivamente, na área X representado majoritariamente pela Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte e pela Suíte Pau de Mel, com pequenas exposições de uma unidade Metavulcânica Félsica e pelo Complexo Granulítico Uruaçu. Dentro da área do projeto, é separado do AMG pela Zona de Cisalhamento Rio dos Bois, sendo descritos complexos de núcleo metamórficos semelhantes ao encontrados em Uruaçu, até então inéditos na região. Ainda mais a leste, nos limites do PMR, afloram muscovita-quartzo xistos e quartzitos pertencentes ao Grupo Serra da Mesa.

O AMG, por sua vez, aflora em todas as áreas do projeto sendo dividido em duas macrounidades: a Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha e a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa. Ambas apresentam-se intrudidas por unidades plutônicas de caráter tardi a pós-tectônico, de composição predominantemente granítica a granodiorítica. São marcadas nos produtos gamaespectrométricos pelo contraste de alto K (%) e eTh (ppm) à leste, relacionado à Sequência Santa Terezinha, e a oeste, a Sequência Mara Rosa, que é marcada pela alta distribuição de eU (ppm). Ambas são separadas pela Falha Amaralinas e acredita-se que o alto teor de radioelementos encontrados à leste está relacionado à fase de arco continental já o baixo teor da porção oeste está relacionado ao arco insular.

As Intrusões Plutônicas Tardi a Pós-Tectônicas, englobam o Plúton Faina, de estrutura sigmoidal e contínua, cartografado nas áreas I, II, III e VII. É dividido em fácies granítica, marcada por biotita-granito indeformado e fácies granodiorítica, pouco deformado. Na porção leste, aflora o Leucogranito Bom Jesus composto por biotita-muscovita leucogranito e muscovita granito, com fácies tonalítica subordinada. Em escala de mapa, aparece na forma de ilhas por vezes na ordem de dezenas de quilômetros, concordantes com a direção geral NE, disperso entre as áreas III, IV, V, VI, VIII, IX e X.

Abrangendo cerca de 50% da área VII, a intrusão tardi- a pós-tectônica do Plúton Faina, é caracterizada como um corpo plutônico pouco deformado ou não deformado. Com cerca de 15 km de extensão, representa um grande volume de magma e, com uma grande quantidade de calor associada. Durante a ascensão do batólito ocorreu a transferência de parte desta energia para as rochas encaixantes da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha, impondo

novas condições físico-químicas. Tal processo originou texturas e paragêneses distintas observadas em campo, ao longo de uma faixa com cerca de 100 metros na porção nordeste da área VII.

A imposição desta nova condição de temperatura sugere o processo de metamorfismo de contato, característico nas proximidades de corpos ígneos extrusivos ou plutônicos. Magmas de composição máfica podem chegar a mais de 1000°C, entretanto, muitos plútons de composição granítica/granodiorítica são formados a partir de melts com temperaturas próximas de 650-700°C (Bucher and Grapes, 2011). Sugere-se para o Plúton Faina condições de temperatura coincidente às quais as rochas metassedimentares encaixantes foram submetidas (~600°C). Dentro do corpo plutônico, encontram-se duas porções de rocha hospedeira com composição metapelítica similar às porções marginais do sistema. Estas, apresentam granadas centimétricas dispersas em matrizes extremamente intemperizadas, interpretadas como componentes do sistema de roof pendant estabelecido durante a intrusão.

A divisão entre fácies graníticas e granodioríticas do Plúton Faina foi feita principalmente com base em dados geofísicos. Para trabalhos de maior rigor científico com o intuito de melhor distinguir entre elas, faz-se necessário um mapeamento de maior detalhe do batólito. Para melhor compreensão sobre a natureza dos mecanismos intrusivos e de diferenciação magmático, se faz necessária a distinção petrográfica do corpo com maior distribuição de lâminas aliadas à datação das fácies. Com isso poderia-se afirmar por exemplo, se trata-se de um único evento intrusivo ou um primário de composição granodiorítica e outro tardio, mais diferenciado, granítico. Estudos mais precisos dos enclaves, principalmente relacionados à composição química, também auxiliariam no processo.

Dada a grande variedade textural e mineralógica presente no grupo de rochas classificadas como hornfels, por décadas foram alvo de diversos debates. Atualmente, o consenso entre os pesquisadores é uma descrição bem ampla. Caracterizada como uma rocha dura, compacta desenvolvida sob condições de metamorfismo de contato de qualquer tamanho de grão, composta predominantemente de minerais silicáticos mais óxidos em proporções variadas.

A descrição de rocha cinzenta, encontrada na porção nordeste da área VII do PMR, compostas por minerais silicáticos (granada + biotita + quartzo + muscovita) e óxidos (ilmenita), dispendo de recristalização substancial sugerem ocorrência de metamorfismo de contato e pertencimento ao grupo dos hornfels. Entretanto, para provar o metamorfismo de contato é necessário avaliar a composição química dos minerais constituintes da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha e comparar com estes litotipos. Outra ferramenta

importante seria a geotermobarometria do *hornfels* para avaliar as condições de P-T e compreender melhor se a gênese da rocha está associada ao metamorfismo de escala regional ou local associada à intrusão do Plúton Faina.

Com a comparação entre os dados geoquímicos de minerais índices presentes nos metapelitos localizados próximos ao pluton Faina, e os metapelitos localizados em porções mais afastadas, seria possível o melhor entendimento do grau metamórfico presente na área. Assim, teria-se a discriminação entre metapelitos afetados pelo metamorfismo regional e possíveis eventos metamórficos de contato. Para tal estudo, alguns indícios podem ser averiguados através da análise da química mineral da muscovita e da granada dos metapelitos da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha.

Com a composição e conseqüente plotagem mineral em um diagrama triangular (Ti-Mg-Na) da muscovita de um metapelito, adquirido na borda do plúton Faina, poderia-se diferenciar as muscovitas. Comparando um grupo de cristais de muscovita com baixa quantidade de TiO₂ em relação a outro, poderia-se obter indícios de muscovita secundária, já que as de menor teor podem ser derivadas de uma atividade hidrotermal. Um possível fator é a circulação de fluidos devido à transferência de calor por condução, desencadeada pela imposição de novas condições de temperatura e pressão causadas pelo plúton Faina.

Tal fenômeno fornece uma explicação para a perda significativa de Fe, Mn, Mg e Ti, aliado a um aumento significativo de Al na muscovita secundária. Sob condições mais elevadas de temperatura, durante o metamorfismo de contato, íons de Fe, Mn, Mg e Ti podem ser remobilizados para a estrutura da granada. Assim seria evidenciada a variação química da granada entre os metapelitos não afetados e os afetados pelo metamorfismo de contato, resultando no desenvolvimento de uma granada rica em Fe (Almandina) e Mn (Espessartita).

Comparando trabalhos prévios (Figura 8.1) como as folhas Campinorte e Santa Terezinha de Goiás com o mapa inédito (Figura 8.2), notam-se mudanças expressivas propostas pelo PMR. Esta, é marcada pelo maior detalhamento das unidades e delimitação de novas zonas de cisalhamento, esperado pela menor escala de mapeamento. Destaca-se neste relatório o Plúton Faina, contornado por duas estruturas relacionadas ao processo colisional ocorrido no final da orogênese brasileira indicando uma extensão real muito superior à cartografada anteriormente. Outras alterações significativas que se destacam são a melhor definição da Falha Amaralina, que separa as sequências Santa Terezinha e Mara Rosa, e dos ortognaisses dispersos na região.

Os resultados obtidos com o mapeamento geológico do Projeto Mara Rosa validaram que a área faz parte do AMG, com potencial exploratório para depósitos de Cu-Au marcada

pela ocorrência de rochas ricas em cianita e pirita, interpretadas como litocapas argílica metamorizadas em fácies anfibolito dos depósitos de Cu-Au. Tais referências, destacam o potencial de ocorrências minerais de interesse econômico, associadas a ambientes geológicos de arcos magmáticos. Entre as principais atividades de mineração na área do projeto destacam-se os depósitos Saúva e Formiga de Cu e Au, ambos situados na área VIII. Ocorrem também os garimpos Chico de Assis, no limite entre as Áreas IX e V, e o Garimpo da Viúva, pertencente à Área X, ambos conhecidos pela exploração de Au.

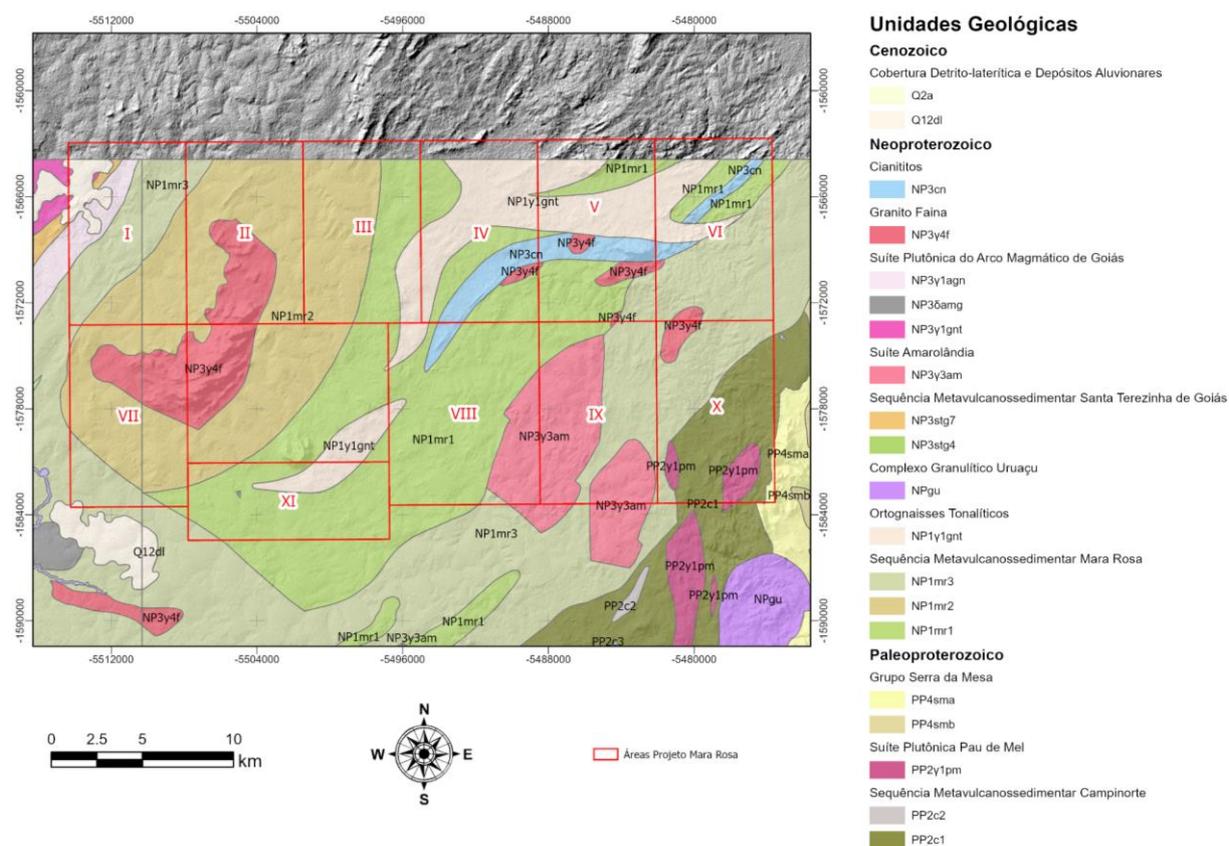


Figura 8. 1: Mapa Geológico cartografado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) na área do Projeto Mara Rosa (Fuck et al. 2007 e Alvarenga et al. 2007).

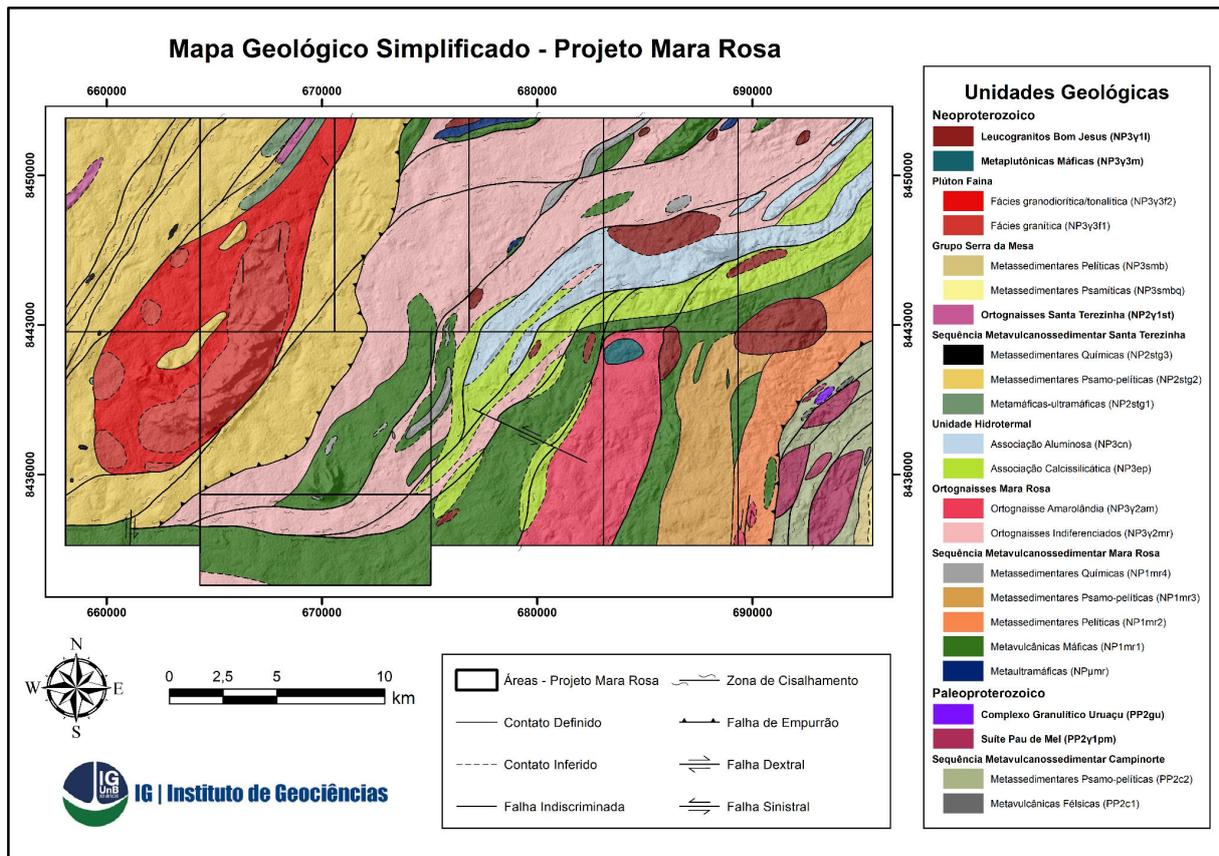


Figura 8. 2: Mapa Geológico simplificado cartografado pelo Projeto Mara Rosa.

Capítulo IX
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDALLAH, Said. Geology and geochemistry of Bois River Suite, Mara Rosa (GO): evidence of magmatic arc paleoproterozoic. *Geochimica Brasiliensis*, v. 28, n. 1, p. 43-43, 2014.
- ALMEIDA F.F.M. de. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4):349-364.
- ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, v. 17, n. 1-2, p. 1-29, 1981.
- ALVARENGA, C. J. S. de & Dardenne, M. A., 1978, *Anais 30º Congresso Brasileiro Geologia*, Recife, 1978, SBG, v 2, p. 546-556.
- ALVARENGA, C. J. S. *et al.* Geologia da folha Campinorte SD. 22-Z-B-I, 2007
- ARANTES, D. *et al.* The sedimentary-volcanic sequence of Mara Rosa and the associated gold mineralization. *Boletim Informativo-Sociedade Brasileira de Geologia. Núcleo Centro-Oeste*, p. 27-40, 1991.
- BFG (The Brazil Flora Group) 2021. *Flora do Brasil 2020*. 1-28 pp. Jardim Botânico do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- BIONDI, João Carlos. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. Oficina de Textos, 2003.
- BUCHER, K.; GRAPES, R. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 2011.
- CABY, Renaud. and implications for plate tectonics in the trans-Saharan segment of the Pan-African belt. *Eur. J. Mineral*, v. 6, p. 235-244, 1994.
- CARNEIRO, Jônatas de Sales Macêdo. *Sequência Arenópolis-Piranhas: evolução de bacia marginal ao arco magmático de Goiás*. 2019. Tese de Doutorado.
- CHIARINI, Marcus Flávio Nogueira. *Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas e de sistemas transcorrentes: o exemplo de Porangatu, Brasil Cental*. 2007. 134 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
- CHIARINI, Marcus Flávio Nogueira. *Contribuição da aerogeofísica na caracterização de suturas e de sistemas transcorrentes: o exemplo de Porangatu, Brasil Cental*. 2007. 134 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade de Brasília, Brasília, 2007.

- CIMINELLI, Renato R. 2. Desempenho Funcional dos Minerais. Rochas & Minerais Industriais, p. 31, 2005.
- COELHO, Débora Mendes. Análise Geológico-Geofísica do sistema hidrotermal pórfiro do Arco Magmático Arenópolis. 94 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Universidade de Brasília, Brasília, 2021.
- CORDANI, U. G., Pimentel, M. M., de Araújo, C. E. G., & Fuck, R. A. 2013. The significance of the Transbrasiliano-Kandi Tectonic corridor for the amalgamation of west gondwana. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3), 583-597.
- CORDEIRO, P. F. de O., de Oliveira, C. G., Giustina, M. E. S. D., Dantas, E. L., Santos, R. V. 2014. The Paleoproterozoic Campinorte Arc: Tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. *Precambrian Research*, 251, 49–61. doi:10.1016/j.precamres.2014.06.002.
- CORDEIRO, P. F. DE OLIVEIRA, OLIVEIRA, C. G. DE, DELLA GIUSTINA, M. E. S., DANTAS, E. L., & DOS SANTOS, R. V. (2014). The Paleoproterozoic Campinorte arc: tectonic evolution of a Central Brazil pre-Columbia orogeny. *Precambrian Research*, 251, 49-61.
- CORDEIRO, Pedro Filipe de Oliveira. Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília. 2014.
- CORDEIRO, Pedro Filipe de Oliveira. Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília. 2014.
- CORDEIRO, PEDRO FILIPE DE OLIVEIRA; OLIVEIRA, CLAUDINEI GOUVEIA DE. The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research*, v. 298, p. 403-420, 2017.
- CRAIG, Peter D. Velocity profiles and surface roughness under breaking waves. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 101, n. C1, p. 1265-1277, 1996.
- CURTO, Julia B. *et al.* The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 119, n. 3, p. 1544-1562, 2014.

D'EL-REY Silva L.J.H, Oliveira I.L., Pohren, C.B., Tamizaki, M.L.N., Carneiro, R.C., Fernandes G.L.F., Aragão, P.E. 2011. Coeval perpendicular shortenings in the Brasília belt: collision of irregular plate margins leading to oroclinal bending in the neoproterozoic of Central Brazil. *Journal South Am. Earth Sciences* 32: 1-13.

DANTAS, E. L., Jost, H., Fuck, R. A., Brod, J. A., Pimentel, M. M. and Meneses, P. R., 2001. Proveniência e idade deposicional de seqüências vulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências* 31(3): p. 329-33.

DANTAS, Elton Luiz *et al.* Geologia da folha Porangatu SD. 22-XDI. 2007.

DANTAS, Elton Luiz *et al.* Proveniência e idade deposicional de seqüências metavulcanossedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Brazilian Journal of Geology*, v. 31, n. 3, p. 329-334, 2008.

DARDENNE, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos. 2000. Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, SBG. p. 231-263.

DARDENNE, Marcel Auguste. Os grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. *Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais*, v. 1, p. 140-157, 1981.

DE OLIVEIRA, Claudinei G. et al. The copper–gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore Geology Reviews*, v. 25, n. 3-4, p. 285-299, 2004.

DE OLIVEIRA, Claudinei Gouveia et al. The Chapada Cu–Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: constraints on the metallogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, v. 72, p. 1-21, 2016.

DE OLIVEIRA, Claudinei Gouveia et al. The Chapada Cu–Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, Central Brazil: constraints on the metallogenesis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, v. 72, p. 1-21, 2016.

DE OLIVEIRA, CLAUDINEI GOUVEIA; DE QUEIROZ, CLÁUDIA LIMA; PIMENTEL, Márcio Martins. The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, neoproterozoic goiás magmatic arc. *Revista Brasileira Geociências*, v. 30, p. 219-221, 2000.

DENTITH, Michael; MUDGE, Stephen T. *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press, 2014.

DO BRASIL, CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO. *Levantamento aerogeofísico do Estado de Goiás-1ª etapa: arco magmático de Arenópolis*. 2004.

DO NASCIMENTO, Maria Amélia Leite. *Geomorfologia do estado de Goiás*. *Boletim Goiano de Geografia*, v. 12, n. 1, p. 01-22, 1992.

FERREIRA, Francisco José Fonseca. *Gamaespectrometria Aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica. Tópicos Especiais em Cartografia Geológica*. 2ª edição, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2016.

FERREIRA, Francisco José Fonseca. *Gamaespectrometria Aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica. Tópicos Especiais em Cartografia Geológica*. 2ª edição, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2016.

FRASCA, Antonio Augusto Soares. *Amálgamas do W-Gondwana na província Tocantins*. 2015. Tese de Doutorado.

FUCK R. A., Pimentel M. M., Soares J. E. P., Dantas E. L. 2005. *Compartimentação da Faixa Brasília*. Em: IX Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 9, Anais..., SBG p.26-27.

FUCK, R. A. *A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins*. SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, v. 4, p. 184-187, 1994.

FUCK, R. A. *et al.* *As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco* In: JML Dominguez, A, Misi (eds) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG/SGM/CNPq, p. 161-185, 1993.

FUCK, R. A. *et al.* *Compartimentação da Faixa Brasília*. SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, v. 9, p. 26-27, 2005.

FUCK, R. A. *et al.* *Geologia da folha Santa Terezinha de Goiás SD.22-Z-A-III*, 2007.

- FUCK, R. A. et al. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantin Province. 2001.
- FUCK, R. A., 1990, Bol. Resumos 36º Congr. Brasileiro. Geol, Natal, SBG, p. 288-289.
- FUCK, R.A., Dantas, E.L., Pimentel, M.M., Laux, J.H., Junges, S.L., Oliveira, C.G., Sordi, A.D., Chiarini, M.F.N., 2006. The Santa Terezinha sequence, Goiás magmatic arc, central Brazil: constraints from U-Pb and Sm-Nd data. Short Papers and V South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este.
- FUCK, Reinhardt A. *et al.* The northern Brasília belt. In: São Francisco Craton, Eastern Brazil. Springer, Cham, 2017. p. 205-220.
- FUCK, Reinhardt A. et al. The Santa Terezinha sequence, Goiás magmatic arc, central Brazil: constraints from U-PB and SM-ND data. 2006.
- GIUSTINA, M. E., DELLA, OLIVEIRA, C. G., PIMENTEL, M. M., DE MELO, L. V., FUCK, R. A., DANTAS, E. L., & BUHN, B. (2009). U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, central Brazil. Geological Society, London, Special Publications, 323(1), 255-269.
- GIUSTINA, Maria Emilia Schutesky. Geologia e geocronologia da sequência Vulcano-sedimentar Campinorte e do Complexo Uruaçu, província Tocantins. 2007. 106 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
- GIUSTINA, Maria ESD *et al.* U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, central Brazil. Geological Society, London, Special Publications, v. 323, n. 1, p. 255-269, 2009.
- GIUSTINA, Maria ESD et al. U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, central Brazil. Geological Society, London, Special Publications, v. 323, n. 1, p. 255-269, 2009.
- GUNN, P. J.; MAIDMENT, D.; MILLIGAN, P. R. Interpreting aeromagnetic data in areas of limited outcrop. AGSO Journal of Australian geology and geophysics, v. 17, p. 175-186, 1997.

HASUI Y. & ALMEIDA F.F.M. De 1970. Geocronologia do Centro Oeste Brasileiro, Rev. Bras. Geociências 19 (1): 6-26.

HOSCHEK, G. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 22, n. 3, p. 208-232, 1969.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2019. Biomas e sistema costeiro-marinho do Brasil: compatível com a escala 1:250.000. Rio de Janeiro, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. 168 p. (Relatórios metodológicos, v. 45).

JAQUES, A. L. et al. High-resolution geophysics in modern geological mapping. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17, n. 2, p. 159-173, 1997.

JOFFILY, Caroline Meira Lopes de Castro. Caracterização descritiva e genética do cianitito da Serra das Araras, Arco Magmático Mara Rosa. 2006. 83 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia)-Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

JUNGES, S. L. *et al.* Idades U-Pb de granitos sin- a tardi-tectônicos do Arco de Mara Rosa, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. Anais... João Pessoa: SBGNE, 2002. p. 312.

JUNGES, Sérgio Luis; PIMENTEL, Márcio Martins; DE MORAES, Renato. Nd isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. Precambrian Research, v. 117, n. 1-2, p. 101-118, 2002.

KAPLAN, Morton; FINK, Richard D. Recoil Properties of Sm 142 from Nuclear Reactions Induced by Heavy Ions. I. Samarium Compound Systems. Physical Review, v. 134, n. 1B, p. B30, 1964.

KINGTON, Joe. Stereonets for matplotlib. Read the Docs, 2013. Disponível em: <<https://mplstereonet.readthedocs.io/en/latest/>>. Acesso em: 07 de fev. de 2023.

KRÖNER, Alfred; CORDANI, Umberto. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. Tectonophysics, v. 375, n. 1-4, p. 325-352, 2003.

- LACERDA, HOMERO. As mineralizações auríferas da região de Mara Rosa (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, n. 3, p. 274-284, 1986.
- LAUX, Jorge Henrique *et al.* Two Neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 18, n. 2, p. 183-198, 2005.
- LI, Xiong. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, v. 71, n. 2, p. L13-L16, 2006.
- LI, Xiong. Understanding 3D analytic signal amplitude. *Geophysics*, v. 71, n. 2, p. L13-L16, 2006.
- MACHADO, E.C., 1981 - Novas considerações e integração geológica da região de Pilar-Crixás-Mara Rosa-Porangatu. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, GEOLOGIA DO PRÉ-CAMBRIANO, I. Goiânia, 1981. Atas. Goiânia, SBG, p.300-318.
- MARINI, O.J., Fuck, R.A., Dardenne, M.A., Danni, J.C.M. Província Tocantins, setores Central e Sudeste. In: F.F.M. Almeida, Y. Hasui (Org.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, E. Blücher, 205–264, 1984.
- MATTEINI, M. *et al.* In situ zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematic on magmatic rocks: insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, v. 17, n. 1, p. 1-12, 2010.
- MATTEINI, M. *et al.* In situ zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematic on magmatic rocks: insights on the crustal evolution of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Brasília belt, Central Brazil. *Gondwana Research*, v. 17, n. 1, p. 1-12, 2010.
- MELO, L. V. 2006. Compartimentação geocronológica dos depósitos de Cu-Au e Au do Distrito Chapada-Mara Rosa-Campinorte no Arco Magmático de Goiás, Brasil Central 2006. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- MENESES, Paulo Roberto; ALMEIDA, T. de. Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto. Universidade de Brasília, Brasília, 2012.
- MILANI, E.J., THOMAZ, F.A., CAMPOS, D.A. (Eds.), 31st International Geological Congress of the Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, pp. 195–229.

- MINTY, Brian Robert Stuart. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 17, p. 39-50, 1997.
- NABIGHIAN, Misac N. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations. *Geophysics*, v. 49, n. 6, p. 780-786, 1984.
- NIMER, Edmon. Climatologia da região Nordeste do Brasil. Introdução à climatologia dinâmica. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 34, n. 2, p. 3-51, 1972.
- OLIVEIRA, C. G. et al. Nota Explicativa e Mapa Geológico da Folha Campinorte (Folha SD. 22-XD-IV, 1: 100.000). Brasília, CPRM, 2006.
- OLIVEIRA, Frederico Bedran. Características Epigenéticas do Depósito de Cu-Au Chapada, Arco Magmático de Goiás. 2009. 15 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2009.
- ÖZTÜRK, Yeşim Yücel; HELVACI, Cahit. Skarn alteration and Au-Cu mineralization associated with Tertiary granitoids in northwestern Turkey: Evidence from the Evciler deposit, Kazdag Massif, Turkey. *Economic Geology*, v. 103, n. 8, p. 1665-1682, 2008.
- PALERMO, Nely; PORTO, Claudio Gerheim; COSTA JUNIOR, C. N. The Mara Rosa gold district, central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 2, p. 256-260, 2000.
- PIMENTEL, M. M. et al. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás magmatic arc. *Tectonic Evolution of South America*, v. 31, p. 195-229, 2000.
- PIMENTEL, M. M., JOST, H. & FUCK, R. A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o Arco Magmático de Goiás. In: MANTESSO NETO, V BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R. & BRITO-NEVES, B. B. (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, 355–368.
- PIMENTEL, M.M., Fuck, R.A., Ferreira Filho, C.F., Araújo, S.M., 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 195–229.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A., JOST, H., FERREIRA FILHO, C.F., ARAÚJO, S.M., 2000. The basement of the Brasília Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), 31st International Geological Congress of the Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, pp. 195–229.

PIMENTEL, Marcio M. *et al.* Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, n. 6, p. 571-585, 2001.

PIMENTEL, Márcio M. *et al.* The Mara Rosa arch in the Tocantins province: Further evidence for neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, v. 81, n. 3-4, p. 299-310, 1997.

PIMENTEL, Márcio M. *et al.* The Mara Rosa arch in the Tocantins province: Further evidence for neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Precambrian Research*, v. 81, n. 3-4, p. 299-310, 1997.

PIMENTEL, Márcio Martins. A evolução tectônica da Faixa Brasília, Brasil central: uma abordagem geocronológica e isotópica. *Brazilian Journal of Geology*, v. 46, p. 67-82, 2016.

PIMENTEL, Márcio Martins; FUCK, Reinhardt A.; SILVA, Luiz JH D'el rey. Dados Rb-Sr e Sm-Nd da região de Jussara-Goiás-Mossâmedes (GO), e o limite entre terrenos antigos do maciço de Goiás e o arco magmático de Goiás. *Brazilian Journal of Geology*, v. 26, n. 2, p. 61-70, 1996.

PIMENTEL, Márcio Martins; FUCK, Reinhardt Adolfo. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, n. 4, p. 375-379, 1992.

PIMENTEL, Márcio Martins; FUCK, Reinhardt Adolfo. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, n. 4, p. 375-379, 1992.

PIMENTEL, Márcio Martins; FUCK, Reinhardt Adolfo. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, v. 20, n. 4, p. 375-379, 1992.

PINTO, Marcelo Lima. Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, uma nova abordagem com base em dados de métodos potenciais. 2019. vii, 96 f., il. Tese (Doutorado em Geociências Aplicadas)—Universidade de Brasília, Brasília, 2019.

POLL, Nicholas J. Geology of the Zacarias gold-silver-barite deposit, Goiás State, Brazil, The. 1990-1999-Mines Theses & Dissertations, 1994.

QUEIROZ, Gustavo Lopes; SALAMUNI, Eduardo; DO NASCIMENTO, Edenilson Roberto. AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. Geologia USP. Série Científica, v. 14, n. 1, p. 69-80, 2014.

RIBEIRO FILHO, Wilson. Projeto Geologia da Região de Pilar/Mara Rosa. 1978.

RIBEIRO, J.F. & WALTER, B.M.T. 2008. As principais fitofisionomias do Bioma Cerrado. In Cerrado: ecologia e flora (S.M. Sano, S.P. Almeida & J.F. Ribeiro, eds.). Embrapa Cerrados, Planaltina. p.151 -212.

RIBEIRO, Vanessa Biondo; MANTOVANI, Marta; LOURO, Vinicius Hector Abud. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. Terræ Didática, v. 10, n. 1, p. 29-51, 2014.

RICHARDSON, Stephen V. *et al.* Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil; a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. Economic Geology, v. 81, n. 8, p. 1884-1898, 1986.

RICHARDSON, Stephen V. *et al.* Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goiás, Brazil; a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. Economic Geology, v. 81, n. 8, p. 1884-1898, 1986.

ROBB, Laurence. Introduction to Ore Formation Processes. 2005.

ROEST, Walter R.; PILKINGTON, Mark. Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. Geophysics, v. 58, n. 5, p. 653-659, 1993.

ROEST, Walter R.; VERHOEF, Jacob; PILKINGTON, Mark. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. Geophysics, v. 57, n. 1, p. 116-125, 1992.

SCHOBENHAUS, Carlos; BRITO NEVES, Benjamim Bley de. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, CPRM, p. 5-25, 2003.

SEER, H. J. 1985. Geologia, deformação e mineralização de cobre no complexo vulcano sedimentar de Bom Jardim de Goiás. UnB, Dissertação de Mestrado, 181 p.

SILVA, Luiz JH D. 'el-Rey; DE VASCONCELOS, Marcos AR; SILVA, Dângelo VG. Timing and role of the Maranhão River Thrust in the evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt and Tocantins Province, central Brazil. *Gondwana Research*, v. 13, n. 3, p. 352-374, 2008.

SOLOS, Embrapa. Sistema brasileiro de classificação de solos. Centro Nacional de Pesquisa de Solos: Rio de Janeiro, v. 3, 2013.

SOUZA, J. O.; LEÃO NETO, R. Projeto estudo dos garimpos brasileiros: mapeamento geológico da área do garimpo de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás, GO. Relatório Preliminar, DNPM/CPRM, Goiânia, 1984.

TRINDADE, Cíntia Rocha da. Espessura crustal e Razão de Poisson do Brasil Central: uma aproximação por função do receptor. 2014.

UHLEIN, A., Fonseca, M. A., Seer, H. J., & Dardenne, M. A. (2012). TECTÔNICA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA–SETORES SETENTRIONAL E MERIDIONAL. *Geonomos*.

UHLEIN, Alexandre *et al.* TECTÔNICA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA–SETORES SETENTRIONAL E MERIDIONAL. *Geonomos*, 2012.

VALERIANO C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. 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 da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, p.575-593.

VALERIANO C.M., Pimentel M.M., Heilbron M., Almeida J.C.H., Trouw R.A.J. 2008. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. In: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds) *West Gondwana: pre Cenozoic correlations Across the South Atlantic region*. Geological Society, London, Special Publication, 294:197-210.

VALERIANO, C. de M. *et al.* Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications, v. 294, n. 1, 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: Geoquímica e geocronologia e suas implicações regionais. Revista Brasileira de Geociências, v.25, n.2, p.111-123, jun. 1995.