



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

Guilherme Spessoto Cardoso Trigilio

Ingrid de Souza Hoyer

Pedro Maragno do Almo

Projeto Mara Rosa - 2022

Subárea V

Brasília - DF

2023

FOLHA DE APROVAÇÃO

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL – PROJETO MARA ROSA 2022

Autores: Guilherme Spessoto Cardoso Triligio, Ingrid de Souza Hoyer e
Pedro Maragno do Almo

Trabalho de Conclusão de Curso submetido ao corpo docente do Curso de Graduação em Geologia, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB, como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Banca Examinadora Aprovada por:

Valmir da Silva Souza – Orientador

Professor da Universidade de Brasília – (UnB)

Julia Barbosa Curto Ma – Membro

Professor da Universidade de Brasília – (UnB)

Dermeval Aparecido do Carmo – Membro

Professor da Universidade de Brasília – (UnB)

Brasília-DF, 14 de fevereiro de 2023

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

Guilherme Spessoto Cardoso Trigilio - 150128452

Ingrid de Souza Hoyer - 160008484

Pedro Maragno do Almo - 150144644

TF 2022 Projeto Mara Rosa

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)

Maria Emília Schutesky (coordenadora)

Elton Luiz Dantas

Guilherme de Oliveira Gonçalves

Henrique Llacer Roig

Luís Gustavo Ferreira Viegas

Natália Hauser

Roberta Mary Vidotti

Valmir da Silva Souza

BRASÍLIA-DF

2023

AGRADECIMENTOS

Gostaríamos de agradecer ao Instituto de Geociências e à Universidade de Brasília por toda a infraestrutura e apoio ao desenvolvimento de nossa graduação, que nos trouxe à realização deste Trabalho Final. Em especial, agradecemos ao corpo docente pelo conhecimento cedido e por empenharem esforços na formação de novos profissionais mesmo em tempos difíceis.

Aos membros do Projeto Mara Rosa, agradecemos por todo apoio e colaboração, fundamentais para a conclusão deste Trabalho Final. Aos professores coordenadores e orientadores, nosso muito obrigada por impulsionarem nosso desenvolvimento ao longo deste último ano, com debates, exposições e uma pitada de puxão de orelha. Aos colegas, agradecemos pelas discussões que sempre nos enriqueceram com um pouco mais de conhecimento, pelas horas de distração no TFão ou no TFinho, sempre acompanhadas de boas risadas e, muitas vezes, do olhar compreensivo de quem estava sempre com a corda no pescoço para entregar mais um capítulo.

Aos servidores, agradecemos por toda disposição e apoio fornecidos ao longo de nossa graduação, principalmente durante os trabalhos de campo. Em especial, agradecemos ao Mendes, Serjão, Pericles e Marco por terem facilitado nossa logística de campo no TF.

Ao Mendes, muito obrigado por ter nos acompanhado durante diversas excursões e mapeamento, sempre com sua capacidade de passar o babybus por qualquer buraco e, no final, trazer uma frutinha do cerrado para finalizar o dia cansativo com um pouco de afago.

Ao Prof. Valmir por nos orientar durante o desenvolvimento deste trabalho, sanando nossas dúvidas e nos estimulando a desenvolver um bom trabalho, calcado nos pilares científicos.

Agradecemos à Lundin Mining pelo apoio e ajuda de custos com o PMR. Especialmente, agradecemos ao Geólogo Filipe Machado pelo produtivo dia em que nos acompanhou em campo.

Por fim, agradecemos à CAPES pela disponibilização do acesso ao Portal de Periódicos.

Guilherme, Ingrid e Pedro

Primeiramente gostaria de agradecer aos meus pais, os quais me deram essa oportunidade única de me formar em uma universidade pública, me auxiliando financeiramente e moralmente a permanecer em Brasília. O apoio e o incentivo de ambos foram extremamente necessário para que conseguisse chegar até aqui, sem eles acredito que seria quase que impossível superar todos os desafios que superei. E lembrem-se, não importa quanto tempo eu fique sem ligar, sem mandar uma mensagem, eu amo vocês incondicionalmente e devo tudo o que sou e ainda vou ser a educação, as oportunidades e principalmente o amor e carinho que sempre me deram.

Agradeço as grandes amigas que estiveram comigo em toda essa trajetória, me acolhendo, ensinando, repreendendo e incentivando, sempre visando o meu crescimento e minha felicidade. Em especial, agradeço a Ana Paschoalli, Catarina Becce, Rafael Buosi, Amanda Clemente, Isabella Munhoz, Ricardo Avelino, Bianca Bogdan, Gabriel Magoga, Hugo Trigilio. Com certeza esqueci de muitos outros que fizeram parte de tal história, mas não poderia deixar de mencionar as que estão citadas.

Pedrão e Filipéli, os outros dois integrantes dos três patetas, quero que saibam que ambos foram as maiores amigas que fiz nesta universidade, as pessoas que vou levar pra minha vida toda. Vocês são irmãos para mim, saibam disso, eu sei que posso contar com vocês pra tudo e esperem o mesmo de mim. Um já é geólogo, agora faltam dois, quem diria? E você meu mano Pedrão... tamo junto desde o primeiro trabalho de faculdade, todos os campos, todas as músicas criadas e hoje aqui, finalizando essa trajetória, mas cientes que essa parceria é para a vida toda. No final, me diz se essa loucura toda não deu uma rrrrrrrrenda boa?

Ao meu grupo de TF, Ingrid e Pedro, agradeço por todo empenho aplicado em terminar essa tarefa. Desde o campo à fase de relatórios, estivemos sempre empenhados em entregar um ótimo trabalho e demos o nosso suor nisso. Sei que desavenças ocorreram, mas acredito que no final, nós conseguimos realmente desempenhar um trabalho em equipe digno.

E como não agradecer ao meu Palmeiras? Em anos difíceis, onde tudo pra mim estava dando errado, pelo menos eu tinha alegria de ver esse time vitorioso, me dando a satisfação de ser campeão. Obrigado Abel, Gomez, Dudu, Veiga, por pelo menos no esporte sempre atenderam minhas expectativas. “Explicar a emoção de ser palmeirense, a um palmeirense, é totalmente desnecessário. E a quem não é palmeirense... É simplesmente impossível!”

Gostaria de agradecer em especial aos mestres do conhecimento Claudinei, Alvarenga, Martino, Eloi, D'el Rey, Paola, Natália e Elder. Estes foram meus espelhos dentro da universidade, as pessoas que me inspirei como profissional, que me mostraram o quanto amam essa profissão e o que ela significa, espero um dia ser 1/10 do que vocês são.

Guilherme Trigilio

A caminhada que me trouxe até aqui, muitas vezes, foi árdua e tentadora à desistência. E, por isso, entendo a fundamental importância que o apoio as pessoas que me cercam me trouxeram. Se hoje me torno geóloga é porque muitos me ajudaram a segurar o choro (ou a enxugar as lágrimas) para que eu pudesse seguir em frente e conseguisse enxergar o melhor caminho para seguir.

Agradeço a minha família por me possibilitarem e contribuírem com a minha formação.

Como reconhecimento e eterna gratidão, agradeço aos meus amigos Amanda Silva (*in memoriam*) Luiz Carlos, Thalita Gabriela, Claudyanne Soares e Anita Burgan, por confiarem em mim e no meu sonho.

Aos amigos que conquistei ao longo dessa jornada, reconheço especialmente o papel que cada um tem em minha vida, principalmente por me fornecerem aqueles minutinhos diários regados à fofoca, ciência e café para reerguer as forças. Especialmente, agradeço ao Elder, Ana, Arthur, Cátia, Cláudia, Yago, Day e Genesson, por me darem um maior incentivo e suporte, especialmente nos últimos meses de graduação.

Agradeço ao Prof. Valmir por confiar em nossa parceria de trabalho e sempre incentivar o meu crescimento pessoal e profissional.

Ao Serviço Geológico do Brasil pelos anos de estágio, onde pude me desenvolver ainda mais e reafirmar minha paixão pela Geologia. Em especial, agradeço ao Anderson Silva, Stella Bijos, Joseneusa Brilhante, Guilherme Ferreira e Kotaro pelos laços profissionais e de amizades construídos.

Agradeço à Datamine pelo estágio desenvolvido e os colegas conquistados.

Espero que eu possa continuamente retribuir o apoio, carinho e confiança que diariamente depositam em mim.

Ingrid Hoyer

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

Agradeço às mulheres que convivem comigo diariamente (maninha, mãe e vovó), por me lembrarem todos os dias a importância de se dar um sorriso.

Obrigado pai, pelas discussões filosóficas acompanhadas de um bom samba e por me lembrar da importância do questionamento e da dúvida no trabalho científico.

À minha companheira Renata, por ser realmente uma companheira maravilhosa em todos os momentos.

Meu grande amigo Rodrigo (Negrety), pelo incentivo nos momentos de desânimo.

Amo vocês!

Agradeço também a todos que participaram da minha trajetória na Unb durante o processo de graduação.

Aos professores e professoras, guerreiros e guerreiras, que não desistem nunca. Agradeço às professoras Rejane e Suzan por me orientarem no meu primeiro contato com a iniciação científica. Aos professores Del' Rey, Eloi e Claudinei, por mostrarem maneiras diferentes de se olhar a geologia, porém sempre com seriedade. À professora Julia, pelo acompanhamento como orientadora na reta final da graduação, sempre muito atenciosa. Vocês e os demais professores foram de fundamental importância para o meu crescimento como pessoa, profissional e como pesquisador.

Mendão e Serjão, mais que motoristas, companheiros de aventura!

Aos meus veteranos prediletos (Tabosa e Boa Ventura), pelas "viagens" geológicas, conselhos e amizade.

Meus contemporâneos Martin e Filipeli, Livão e Arturito pelas risadas intermináveis!

Agradeço a todos os meus colegas de TF, em especial aos queridos Rodo, Brac, Ohashi, Yurão, Artur, Fredones, Dantão, Tchovisk e Fernando, e as queridas Bella, Joyce, Lu, Fabi e Denvers.

Ao meu grupo (Area V), aprendi muito com vocês sobre trabalho em equipe ao longo desse período.

Gui, meu parceiro de grupo desde DTG, perdi as contas do que já passamos juntos nessa trajetória, histórias para a vida!

Viva a geologia e aqueles que se divertem com ela!

Pedro Maragno

RESUMO

O Projeto Mara Rosa consiste no mapeamento geológico em escala de 1:25000 de uma área com aproximadamente 647 Km², situada na porção central do município de Mara Rosa, região noroeste do Estado de Goiás. A área está situada no contexto geológico e estrutural do Arco Magmático de Mara Rosa e seu contexto geotectônico corresponde aos sistemas interoceânico e continental, que compõem as etapas de desenvolvimento do Arco Magmático de Goiás.

As litologias presentes no Arco Magmático de Goiás são caracterizadas por uma associação de ortognaisses de composição tonalítica a diorítica, anfíbolitos, xistos e rochas oriundas de processos hidrotermais da sequência Mara Rosa, além de xistos e granitóides pertencentes a sequência Santa Terezinha. Ainda, se fazem presentes granulitos e granitóides milonitizados da sequência Campinorte, bem como as coberturas metassedimentares pertencentes do grupo Serra da Mesa, distribuídas na porção sudeste da área. E, são registradas ainda, intrusões tardi a pós tectônicas, representadas pela Suíte Faina e Leucogranitos Bom Jesus.

A área V engloba rochas metaultramáficas (Unidade Ultramáfica), uma variedade de anfíbolitos (Unidade Metavulcânica Máfica), rochas da Unidade Metassedimentar Química, Ortognaisses Mara Rosa, um extenso corredor de rochas da Unidade Hidrotermal e intrusões tardi- a pós-tectônicas do Leucogranito Bom Jesus. Esta área se destaca, estruturalmente, pela inflexão E-W que ocorre nas estruturas que possuem orientação preferencial NE-SW nas demais áreas do projeto, acompanhando o corredor hidrotermal.

A região se destaca por hospedar importantes jazidas minerais, por exemplo, a mina de Chapada, situada ao sul da área de estudo, onde a empresa Lundin Mining realiza exploração de Cu-Au em depósito do tipo pórfiro. A norte, ocorrem mineralizações de Au orogênico, em exploração na mina de Posse pela empresa Hochschild Mining. Além disso, o depósito de Zacarias, sem atividade atualmente, registra ocorrência de Au-Ag-Ba de origem vulcanogênica. Do ponto de vista prospectivo e metalogenético, a área V registra ocorrências de minérios de cobre sulfetado e carbonatado, representativos do sistema Cu-Au Pórfiro e Au Orogenico, respectivamente.

Palavras-chaves: Arco Magmático de Goiás, Mara Rosa, Sequência Metavulcanossedimntar Mara Rosa, Ortognaisses Mara Rosa, Cu-Au Chapada.

LISTA DE ABREVIACÕES

ALOS - Advanced Land Observing Satellite

AM - Anomalia Magnética

An – Anortita

ASF - Alaska Satellite Facility

BIF – Banded Iron Formation

CA - Cráton Amazônico

CBERS - China-Brazil Earth Resources Satellite

CMT - Campo Magnético Total

CMY – Ciano, Magenta, Yellow

CP - Cráton Paranapanema

CPRM - Serviço Geológico do Brasil

CSF - Cráton São Francisco

CT – Contagem total

DX - Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo X

DY- Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo Y

1DZ - Primeira derivada vertical do CMA

eTh - Equivalente de Tório

eU - Equivalente de Urânio

FBN - Faixa Brasília Norte

FBS - Faixa Brasília Sul

Ga - Bilhões de anos

GHT - Gradiente Horizontal Total

GPS - Global Positioning System

IG - Instituto de Geociências

INMET - Instituto Nacional de Meteorologia

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

JAXA - Japan Aerospace Exploration Agency

Landsat - Land Remote-Sensing Satellite (System)

Ma - Milhões de anos

MDE - Modelo Digital de Elevação

MME - Ministério das Minas e Energia

NIR - Near-infrared spectroscopy

PALSAR - Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar

PMR - Projeto Mara Rosa

PMT – Projeto Mutunópolis

ppm - Partes por milhão

PSX - Sintaxe dos Pirineus

RGB - Red - Green - Blue

RADAR – radio detection and ranging

SA3D - Sinal Analítico em três dimensões

SIEG -Sistema Estadual de Geoinformação do Governo do Estado de Goiás

SMR - Sequência Mara Rosa

SRTM - Shuttle Radar Topographic Mission

SST - Sequência Santa Terezinha

TF – Trabalho Final

TTG - Tonalite–trondhjemite–granodiorite

UnB - Universidade de Brasília

USGS - United States Geological Survey

UTM - Universal Transversa de Mercator

WPM - Câmera Multiespectral e Pancromática de Ampla Varredura

ZCA - Zona de Cisalhamento Amarolândia

ZCBJ - Zona de Cisalhamento Bom Jesus

ZCR - Zona de Cisalhamento Ribeirãozinho

anf - anfibólio

ap - apatita

bo - bornita

bt - biotita

chl - clorita

cpy - calcopirita

ep - epidoto

grt - granada

hbl - hornblenda

ilm - ilmenita

kf - feldspato potássico

ky - cianita

mg – magnetita

mgt – magnetita

ms - muscovita

pl - plagioclásio

plg - plagioclásio

pr - pirrotita

py - pirita

qtz - quartzo

rt - rutilo

sr - sericita

ttn - titanita

LISTA DE ANEXOS

Anexo I: Fichas de descrição petrográfica (12):

Anexo II: Mapa de pontos da subárea V (1)

Anexo III: Mapa estrutural da subárea V (1)

Anexo IV: Mapa estrutural integrado do Projeto Mara Rosa (1)

Anexo V: Mapa geológico da subárea V (1)

Anexo VI: Mapa geológico integrado do Projeto Mara Rosa (1)

Anexo VII: Mapa auxiliar para o capítulo de Conclusão – Folha SD.22-Z-B-I CAMPINORTE (CPRM, 2007)
(1)

Anexo VIII: Mapa auxiliar para o capítulo de Conclusão – FOLHA SD.22-X-D-IV MUTUNÓPOLIS
(PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL) (EM PROCESSO DE PUBLICAÇÃO)

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	18
1.1. APRESENTAÇÃO	18
1.2. OBJETIVO.....	19
1.3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	19
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS	20
1.4.1. Etapa Pré-Campo.....	21
1.4.2. Etapa de Campo	21
1.4.3. Etapa Pós-Campo	23
1.4.3. Etapa Pós-Campo	25
1.5. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	26
1.5.1. Clima.....	26
1.5.2. Vegetação.....	26
1.5.3. Solos.....	28
1.5.4. Geomorfologia	29
1.5.5. Hidrografia	30
2. GEOLOGIA REGIONAL.....	31
2.1. PROVÍNCIA TOCANTINS	31
2.2. MACIÇO DE GOIÁS	31
2.3. ORÓGENO BRASÍLIA.....	33
2.4. ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS	34
2.5. ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS: SEGMENTO MARA ROSA.....	35
3. AEROGEOFÍSICA.....	38
3.1. INTRODUÇÃO	38
3.1.1. Magnetometria	38
3.1.2. Gamaespectrometria.....	39
3.1.3. Aquisição e Processamento	40
3.1.3.1 Características do Aerolevante.....	40
3.1.4. Processamento dos Dados	42
3.1.4.1. Método Magnetométrico	42
<i>Derivadas de primeira ordem da Anomalia Magnética.....</i>	<i>43</i>
<i>Gradiente Horizontal Total (GHT)</i>	<i>44</i>
<i>Sinal Analítico 3D (SA3D).....</i>	<i>44</i>

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

3.4.1.2. Método Gamaespectrométrico.....	46
<i>Canais Individuais</i>	46
<i>Contagem Total</i>	46
<i>Mapas de Composição Ternária</i>	47
3.2. ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS	49
3.2.1. Dados magnéticos	49
3.2.1.1 Interpretação dos dados magnéticos do TF Projeto Mara Rosa	49
3.2.1.2. Interpretação dos dados magnéticos da subárea V	50
3.2.2. Dados gamaespectrométricos	51
3.2.2.1. Interpretação dos dados magnéticos do TF Projeto Mara Rosa	52
3.2.2.2. Interpretação dos dados gamaespectrométricos da subárea V	55
3.2.3. Interpretação litogeofísica da subárea V	58
4. SENSORIAMENTO REMOTO	60
4.1. ALOS PALSAR.....	60
4.2. CBERS 4A	61
4.3. PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	62
4.3.1. ALOS PALSAR	63
4.3.2. CBERS4A	63
4.4 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO	66
5. GEOLOGIA DO PROJETO MARA ROSA.....	72
5.1. ARCO MAGMÁTICO CAMPINORTE.....	72
5.2. Arco Magmático Mara Rosa	72
5.2.1. Unidade Metavulcanossedimentar	73
5.2.2. Unidade Metassedimentar	74
5.2.3. Rochas Intrusivas Pré a Sin-tectônicas.....	74
5.2.4. Unidade Hidrotermal.....	77
5.3. Grupo Serra da Mesa.....	77
5.4. Rochas Intrusivas Tardi a Pós-tectônicas.....	78
6. GEOLOGIA LOCAL DA SUBÁREA V.....	80
6.1. Leucogranito Bom Jesus	82
6.2. Ortognaisses Mara Rosa.....	85
6.3 Rochas Hidrotermalmente Alteradas.....	90
6.3.1.1. Associação Aluminosa	90
6.3.1.2. Associação Calcissilicática	97

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

6.4 Anfibolitos.....	100
6.5. Sequência Metassedimentar Química	104
6.6 Metaultramáficas.....	106
7. GEOLOGIA ESTRUTURAL DO PROJETO MARA ROSA.....	108
7.1. Domínio I - Transbrasiliano	110
7.2. Domínio II - Mara Rosa	111
7.3. Domínio III - Bom Jesus	112
7.4. Domínio IV - Campinorte	114
8. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA V.....	116
8.1. Elementos da Trama Dúctil.....	116
8.2. Elementos da Trama Rúptil.....	129
8.3. Evolução Estrutural	132
9. GEOLOGIA ECONÔMICA DO PROJETO MARA ROSA.....	134
9.1. Recursos Minerais do Projeto Mara Rosa	134
9.2. Sistema Pórfiro-Epitermal.....	135
9.3. Sistema Aurífero Orogênico.....	135
9.4. Sistema Residual/Supergênico	136
9.5. Minerais e Rochas Industriais	136
10. OCORRÊNCIAS MINERAIS DA ÁREA V.....	139
10.1. Ocorrências	141
10.1.1. Minerais Estratégicos - Sulfetos (\pm Ouro).....	141
10.1.2. Gemas.....	143
10.1.3. Minerais e Rochas Industriais	144
<i>Cianita</i>	144
<i>Talco</i>	147
<i>Areia e Seixos</i>	148
10.1.4 Residuais e Supergênicos	148
<i>Manganês (\pm Ferro)</i>	149
10.2. Considerações Metalogenéticas	150
11. EVOLUÇÃO TECTÔNICA	153
11.1. Evolução Tectônica do Orógeno Brasília.....	154
11.2. Evolução Tectônica do Arco Magmático Goiás.....	155
11.2.1. Estágio de Arco Paleoproterozoico	155
11.2.2. Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico	158

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

11.2.3. Estágio de Colisão Arco-Continente	159
11.2.4. Estágio Colisional a Pós-Colisional	161
11.2.5. Estágio Extensional Pós-Orogênico	162
11.3. Modelo Evolutivo do Arco Magmático Mara Rosa	163
12. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	165
12.1 Conclusões	165
12.2 Recomendações.....	166
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	168

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O presente relatório consiste na apresentação dos resultados obtidos durante as fases de execução do Projeto Mara Rosa (PMR), atrelado ao Trabalho de Mapeamento Final (TF) do curso de graduação em Geologia da Universidade de Brasília e teve duração entre os meses e no mês de junho de 2022 e fevereiro de 2023. O referido projeto consistiu na realização de um mapeamento geológico em escala de 1:25000 de uma área com aproximadamente 647 Km², situada na porção central do Município de Mara Rosa, região noroeste do Estado de Goiás.

A área total do PMR foi compartimentada em 11 subáreas, contendo, em geral dimensões de 63 Km². Para cada equipe de estudantes se destinou uma subárea, onde se aplicou as técnicas de mapeamento geológico básico, seguindo a metodologia adotada pelo curso de Geologia da Universidade de Brasília.

O PMR contou com a participação de 30 alunos, sob coordenação geral do Professor Claudinei Gouveia de Oliveira e com um corpo de orientação formado pelos professores Elton Luiz Dantas, Maria Emília Schutesky, Natália Hauser, Valmir Souza, Gustavo Viegas, Roberta Vidotti, Guilherme Gonçalves e Henrique Roig. Além de contar com o auxílio do corpo de técnicos (administrativo, laboratorial e motorista) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, em todas as etapas do projeto.

A realização do trabalho de mapeamento consistiu na identificação e descrição das unidades litológicas regionais pertencentes ao Arco Magmático de Goiás, mais especificamente as sequências Mara Rosa, Santa Terezinha, Campinorte e o Grupo Serra da Mesa. Além disso, foi realizada a interpretação dos domínios estruturais que compõem o contexto geotectônico da região, com apoio das medidas estruturais obtidas ao longo do mapeamento e de levantamentos por sensores remoto e aerogeofísica.

Os litotipos presentes no Arco Magmático de Goiás são caracterizados por uma associação de ortognaisses de composição tonalítica a diorítica, anfíbolitos, xistos e rochas oriundas de processos hidrotermais da sequência Mara Rosa, além de xistos e granitóides pertencentes a sequência Santa Terezinha. Ainda, se fazem presentes granulitos e granitóides milonitizados da sequência Campinorte, bem como as coberturas metassedimentares pertencentes do grupo Serra da Mesa, distribuídas na porção sudeste da área. E, são registradas ainda, intrusões tardi a pós tectônicas, representadas pela Suíte Faina e Leucogranitos Bom Jesus.

O contexto geotectônico da área corresponde aos sistemas interoceânico e continental, que compõem as etapas de desenvolvimento do Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck 1992;

Cordani et al., 2013), tornando o entendimento estrutural da região uma evidência importante para a compreensão do seu processo evolutivo.

Do ponto de vista metalogenético, a área se destaca por hospedar importantes jazidas minerais, por exemplo, a mina de Chapada, situada ao sul da área de estudo, onde a empresa *Lundin Mining* realiza exploração de Cu-Au em depósito do tipo pórfiro. A norte, ocorrem mineralizações de Au orogênico, em exploração na mina de Posse pela empresa *Hochschild Mining*. Além disso, o depósito de Zacarias, sem atividade atualmente, registra ocorrência de Au-Ag-Ba de origem vulcanogênica. Logo, a área do PMR tem sua justificativa baseada no entendimento do contexto geotectônico do Arco Magmático de Goiás e no seu potencial metalogenético, além de servir como confirmação ou apuração de trabalhos anteriores realizados naquela região.

1.2. OBJETIVO

O objetivo principal do PMR é a execução do mapeamento geológico de uma área de aproximadamente 647 Km², em escala 1:25000, dividida em 11 subáreas, tendo como produtos um mapa geológico de semidetalhe e relatórios explicativos apresentando todas as etapas de trabalho e os resultados obtidos, contemplando as especificidades de cada subárea. Nessas etapas são abordadas as características litoestratigráficas, os domínios estruturais e a evolução geotectônica do Arco Magmático de Goiás na região mapeada, baseado nos dados de campo e nas análises petrográficas.

1.3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área do PMR está localizada na porção noroeste do estado de Goiás, definida por um polígono que abrange as cidades de Mara Rosa (sede do projeto), Alto Horizonte, Campinorte, Tocolândia, Amaralina, Amalândia e Nova Iguaçu de Goiás (Figura 1.1). A distância entre Brasília e Mara Rosa é de 347 km, cujo trajeto se dá pela BR-070 até Cocalzinho de Goiás, depois pela BR-414 até Assunção de Goiás, seguido pela BR-080 até Uruaçu, BR-153 passando por Campinorte e no acesso da GO-239 para Mara Rosa.

Em meio às áreas do PMR, foram utilizadas as rodovias estaduais GO-573, GO-347 e GO-154, e no interior das subáreas havia ainda boas estradas de terra que facilitaram o acesso dos veículos de apoio às atividades de campo.

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

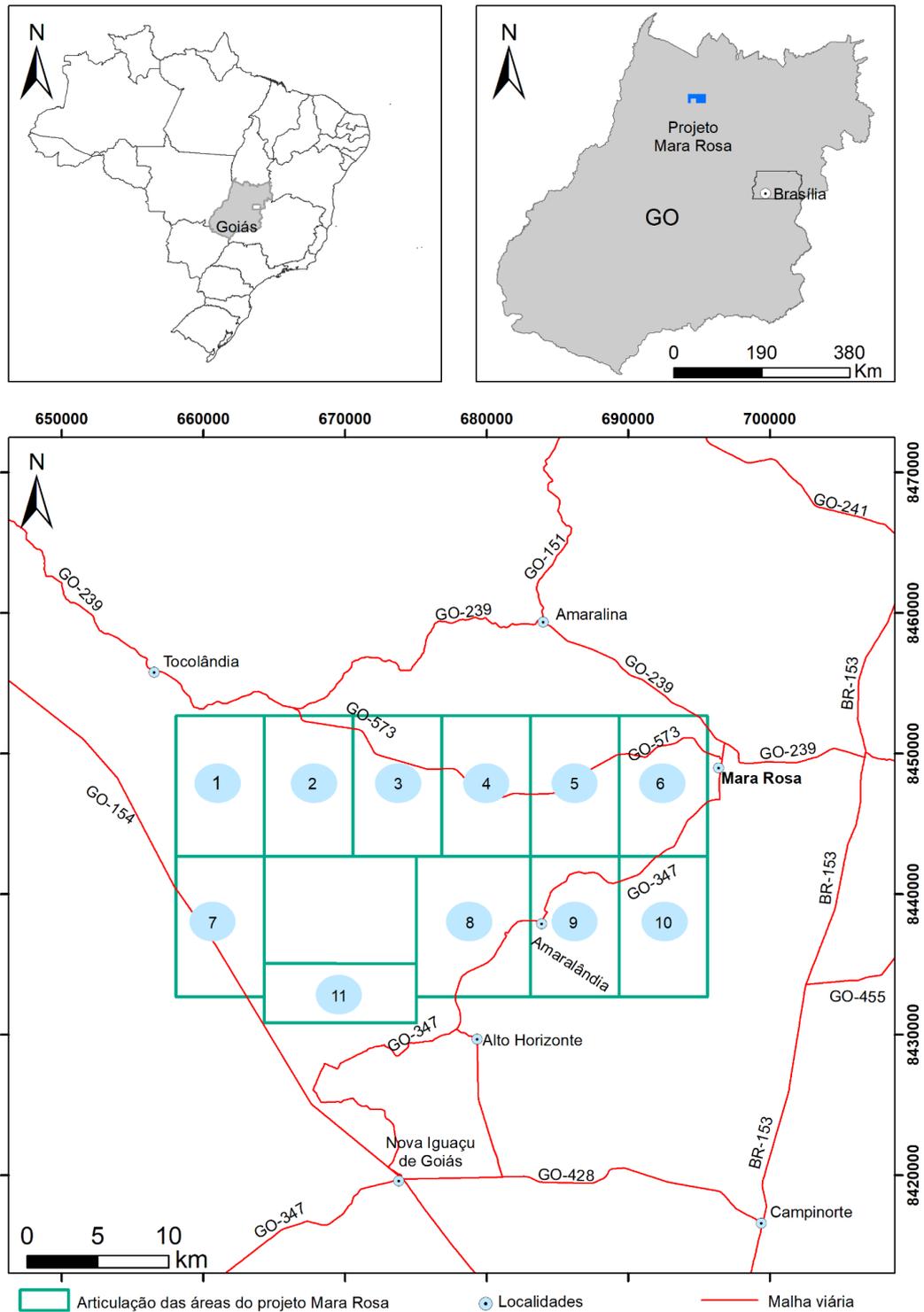


Figura 1.1: Articulação das áreas, localização e principais vias de acesso do projeto Mara Rosa.

1.4. MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento do PMR foi realizado entre junho de 2022 e fevereiro de 2023, dividido em três etapas principais: pré-campo, campo e pós-campo, sumarizados na Tabela 1.1.

1.4.1. Etapa Pré-Campo

A etapa pré-campo foi realizada durante o primeiro semestre letivo de 2022, contemplando o período de desenvolvimento da disciplina Preparação do Mapeamento Geológico Final.

As atividades realizadas nessa etapa têm como objetivo:

- Levantamento e síntese de bibliografia referente ao contexto geológico regional da área mapeada;
- Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos e de sensores remotos da área do PMR;
- Elaboração de mapa base fotointerpretativo e mapa litogeofísico preliminares.

Ao longo do semestre, foram realizadas duas reuniões semanais entre os membros da equipe, contando com palestras expositivas e discussões acerca das atividades realizadas. O desempenho destas atividades resultou na escrita dos capítulos intitulados Geologia Regional, Aerogeofísica e Sensoriamento Remoto, além da entrega dos produtos resultantes das interpretações: domínios gamaespectrométricos, lineamentos estruturais regionais, mapa base e mapa litogeofísico local.

A metodologia utilizada para cada atividade, bem como os resultados alcançados, é apresentada nos seus respectivos capítulos a seguir.

1.4.2. Etapa de Campo

A etapa de campo durou 16 dias, entre os dias 16 de setembro e 1º de outubro, tendo como sede a cidade de Mara Rosa. Durante esse período foram realizadas tanto atividades em campo, quanto atividades em escritório para tratamento e organização dos dados coletados. Esta etapa contou com auxílio de veículos automotivos (uma camionete, uma van, uma perua e um micro-ônibus) e de 4 motoristas (Antonio Mendes, Sérgio Paulo, Péricles Macedo e Marco Marcelo) responsáveis pela condução de cada um dos veículos, que serviram de auxílio na locomoção dos alunos e professores, além de, eventualmente, assistir às equipes durante as atividades de campo.

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

Tabela 1.1: Cronograma de atividades executadas ao longo do desenvolvimento do PMR.

Etapas	Atividades	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Jan	Fev
PRÉ-CAMPO	Revisão Bibliográfica									
	Cap. Interpretação de dados aerogeofísicos e sensoriamento remoto									
	Cap. Geologia Regional									
	Cap. Introdução									
	Mapa base integrado									
CAMPO	Mapeamento geológico									
	Confecção de mapa geológico preliminar									
	Seleção de amostras para laminação									
PÓS-CAMPO	Confecção de lâminas petrográficas									
	Confecção do mapa geológico									
	Revisão Cap. Interpretação de dados aerogeofísicos e sensoriamento remoto									
	Revisão Cap. Geologia Regional									
	Revisão Cap. Introdução									
	Petrografia									
	Cap. Geologia do PMR									
	Cap. Geologia Local									
	Cap. Geologia Estrutural									
	Cap. Geologia Econômica									
	Cap. Evolução Tectônica									
	Cap. Conclusões									
	Versão Final									
	Apresentação e defesa									
	Correções									
Entrega ao Repositório da UnB										

Os perfis empregados na área V foram divididos em duas direções preferenciais, como pode ser visto no mapa de pontos (Figura 1.2). Nas porções mais ao norte da área, foram

realizados perfis com direções próximas a E-W, a fim de observar a correlação das unidades litoestratigráficas previamente mapeadas no Trabalho de Mapeamento Geológico Final Projeto Mutunópolis (2006). Nas porções mais ao sul da área, foram realizados perfis com direções próximas a N-S, com intuito de percorrer perpendicularmente às estruturas desta porção que apresentam direções preferenciais E-W.

Ao decorrer da realização dos perfis, adotou-se uma sistemática de trabalho baseada na descrição macroscópica dos afloramentos e de amostras de mão, coleta de medidas estruturais e de amostras de rochas, registros fotográficos das principais características e feições, seções geológicas com base no caminhamento realizado, além do registro dos aspectos fisiográficos observados em cada ponto. Para as atividades em campo foram utilizados produtos aerogeofísicos e de sensoriamento remoto confeccionados na etapa anterior, além dos equipamentos convencionais de campo, como lupa, caderneta, martelo, marreta e equipamento de proteção individual. Ainda, foram utilizados aparelhos GPS, bússola e rádio, disponibilizados pelo Instituto de Geociências, e aplicativos disponíveis no telefone celular, como Avenza e FieldMove Clino para auxiliar tanto no registro de pontos, quanto na obtenção de medidas e localização.

Rotineiramente as equipes realizaram uma sistemática de trabalho para organizar as observações diárias. A sistemática consistia em repassar os pontos e anotações da caderneta para um banco de dados, assim como as fotografias e confecção de mapas preliminares. E, em conjunto a essa rotina, ocorreram reuniões diárias entre as equipes e professores para apresentar e debater o que foi observado em campo.

1.4.3. Etapa Pós-Campo

Esta etapa iniciou-se no dia 25 de outubro de 2022, data do início do período letivo do segundo semestre de 2022, e terminou no dia 18 de fevereiro de 2023.

A etapa pós-campo consistiu na organização e integração dos dados de campo, analisados com as informações coletadas e geradas na etapa pré-campo (geologia regional, geofísica e sensoriamento remoto). Nesta etapa também foram feitos detalhamentos nas descrições das amostras na escala microscópica (estudo petrográfico em lâminas delgadas de rochas), importante para detalhar as descrições das amostras previamente feitas macroscopicamente. Essa comparação foi fundamental para melhorar o grau de detalhe do traçado das unidades geológicas no mapa, bem como identificar e validar estruturas na escala microscópica com as meso e macro escalas de mapeamento.

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

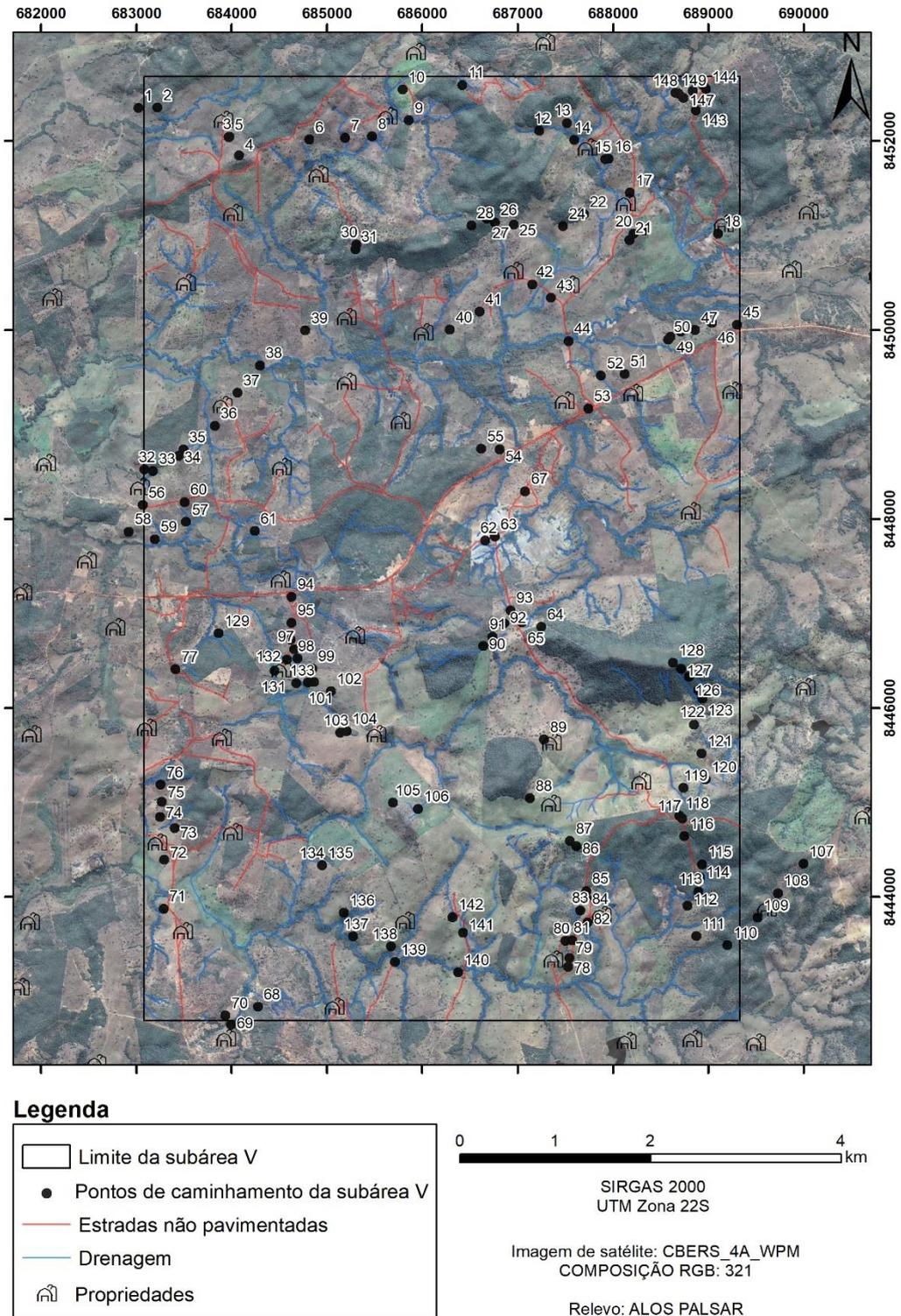


Figura 1.2: Mapa de pontos referentes à etapa de campo da subárea V.

Para a confecção das lâminas, foram selecionadas as 89 amostras mais representativas do projeto, dentre essas amostras, estão as que representam: 1) unidades geológicas, 2)

estruturas como foliações muito penetrativas, cinemática registrada, dobras, entre outras, e 3) amostras com características especiais, como alto magnetismo e grande concentração de sulfetos.

As lâminas confeccionadas são delgadas e polidas, pois foram feitas para a análise de luz transmitida e refletida, englobando a análise de minerais opacos.

A partir da integração dos dados obtidos nas análises petrográficas e geoquímicas, foram confeccionados os capítulos Geologia do Projeto Mara Rosa, Geologia Local, Geologia Econômica, Geoquímica e Evolução Geotectônica.

Por fim, entre os dias 13 e 15 de fevereiro foram realizadas as defesas e arguições de cada subárea. Após os apontamentos e considerações da banca, o volume passou por uma correção final e foi entregue ao Repositório Institucional da Universidade de Brasília.

1.4.3. Etapa Pós-Campo

Esta etapa iniciou-se no dia 25 de outubro de 2022, data do início do período letivo do segundo semestre de 2022, e terminou no dia 18 de fevereiro de 2023.

A etapa pós-campo consistiu na organização e integração dos dados de campo, analisados com as informações coletadas e geradas na etapa pré-campo (geologia regional, geofísica e sensoriamento remoto). Nesta etapa também foram feitos detalhamentos nas descrições das amostras na escala microscópica (estudo petrográfico em lâminas delgadas de rochas), importante para detalhar as descrições das amostras previamente feitas macroscopicamente. Essa comparação foi fundamental para melhorar o grau de detalhe do traçado das unidades geológicas no mapa, bem como identificar e validar estruturas na escala microscópica com as meso e macro escalas de mapeamento.

Para a confecção das lâminas, foram selecionadas as 89 amostras mais representativas do projeto, dentre essas amostras, estão as que representam: 1) unidades geológicas, 2) estruturas como foliações muito penetrativas, cinemática registrada, dobras, entre outras, e 3) amostras com características especiais, como alto magnetismo e grande concentração de sulfetos.

As lâminas confeccionadas são delgadas e polidas, pois foram feitas para a análise de luz transmitida e refletida, englobando a análise de minerais opacos.

A partir da integração dos dados obtidos nas análises petrográficas e geoquímicas, foram confeccionados os capítulos Geologia do Projeto Mara Rosa, Geologia Local, Geologia Econômica, Geoquímica e Evolução Geotectônica.

Por fim, entre os dias 13 e 15 de fevereiro foram realizadas as defesas e arguições de cada subárea. Após os apontamentos e considerações da banca, o volume passou por uma correção final e foi entregue ao Repositório Institucional da Universidade de Brasília.

1.5. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

Os aspectos fisiográficos que descrevem as características de clima, vegetação, solo, geomorfologia e hidrografia do PMR são descritos abaixo.

1.5.1. Clima

O clima que caracteriza a região, segundo a classificação de Köppen (1948), é do tipo AW, sendo um clima tipicamente tropical úmido composto por duas estações bem definidas, uma estação de seca, com sua ocorrência entre os meses de maio até setembro, e uma úmida, caracterizada por intensas chuvas que correspondem aos períodos de primavera e verão.

Segundo os dados históricos do INMET (2022), a precipitação média anual se encontra na ordem de 1.300 mm, onde apresenta seus maiores volumes de pluviosidade entre os meses de dezembro a março e os menores registros se concentram entre os meses de maio a agosto, apresentando valores de precipitação praticamente nulos. As temperaturas médias durante o período de seca são na ordem de 23 a 25 °C e no período chuvoso cerca de 19 a 23 °C, onde a média anual apresentada é de cerca de 24 °C.

1.5.2. Vegetação

A vegetação da área do PMR e arredores é descrita a partir do mapa de cobertura vegetal disponibilizado pela Secretaria de Biodiversidade e Florestas do Ministério do Meio Ambiente (SBF/MMA, 2006) (Figura 1.3), onde são observadas as coberturas vegetais Floresta Estacional Semidecidual Aluvial, Savana Arborizada e Savana Florestada, além da ocorrência de áreas de agricultura e pecuária, zonas de influência urbana e corpos d'água.

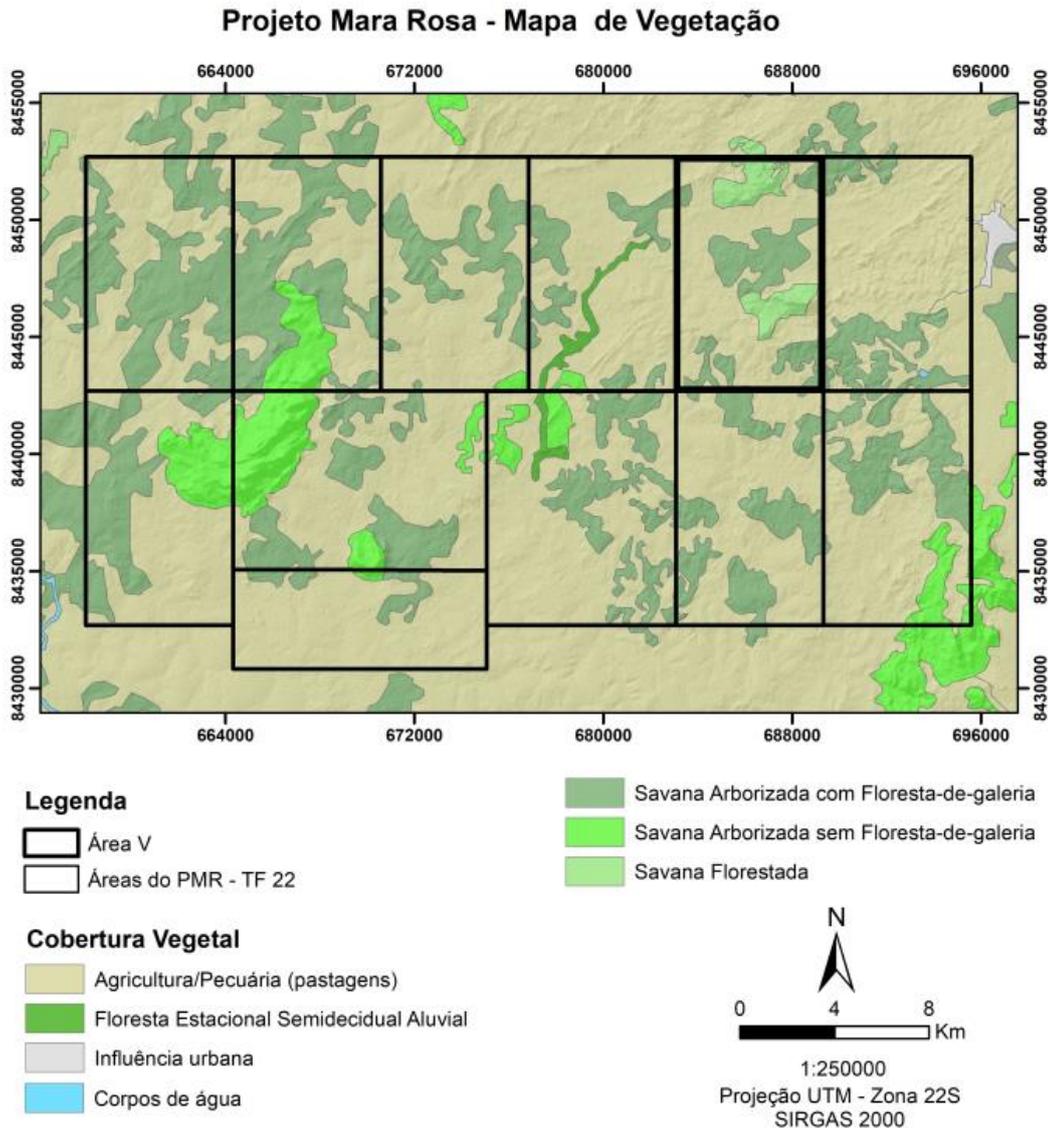


Figura 1.3: Mapa de cobertura vegetal e uso e ocupação do solo nas áreas do Projeto TF 2022 - Mara Rosa e arredores. Fonte: Secretaria de Biodiversidade e Florestas do Ministério do Meio Ambiente (SBF/MMA, 2006).

Grande parte da área do projeto representa uma alteração da paisagem natural, com coberturas de áreas de pastagem e de desenvolvimento agrícola e pecuário, caracterizando regiões de relevo mais aplainado.

A paisagem natural é representada por coberturas tipo Floresta Estacional Semidecidual Aluvial, Savana Arborizada e Savana Florestada. A Floresta Estacional Semidecidual Aluvial engloba vegetações com predomínio de espécies arbóreas, com formação de dossel contínuo e, nesta classe são englobadas as ocorrências de mata galeria (Oliveira-Filho et al. 1997; Sano et al. 2007).

As vegetações do tipo Savana Arborizada são conhecidas como Campo Cerrado e possuem predomínio de vegetação herbácea, constituída principalmente por gramíneas,

pequenas árvores e arbustos. Já a vegetação Savana Florestada é do tipo Cerradão com árvores de até 12 metros de altura, tipicamente fechada e densa (Sano et al. 2007).

1.5.3. Solos

Nas áreas do PMR ocorrem majoritariamente plintossolos, na porção central, latossolos no centro-oeste e extremo leste e cambissolos a norte e leste. Também ocorrem em menor proporção neossolos e argissolos (Figura 1.4). Os cambissolos estão relacionados a relevos planos com baixa dissecação e são pouco resistentes à erosão. Os plintossolos possuem uma camada de crosta ferruginosa, relacionados a morrotes de rochas máficas e formações manganíferas. Os latossolos vermelho e vermelho-amarelo estão relacionados a intrusões de rochas graníticas e são caracterizados por possuírem baixa fertilidade e menos de 50% de saturação de Al (MME, 1983).

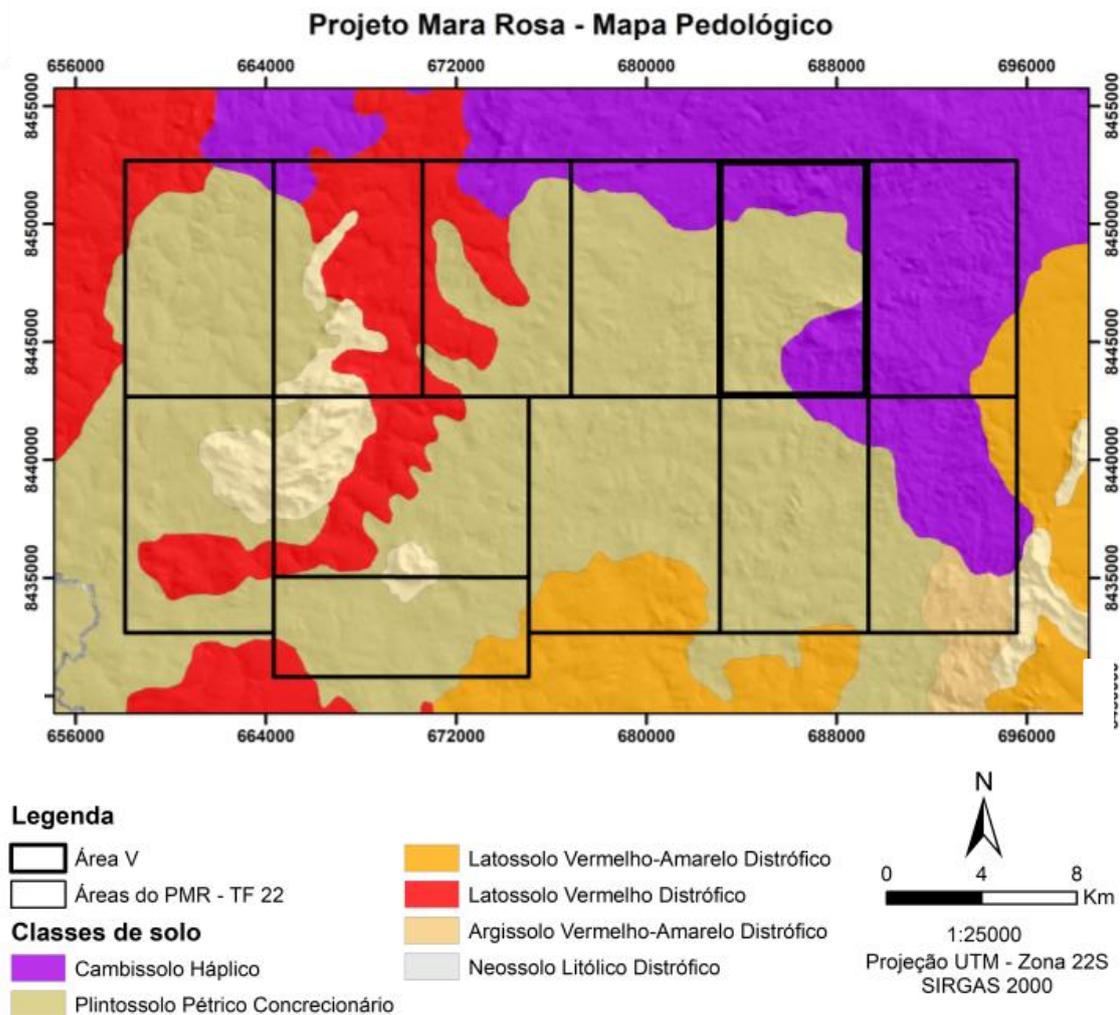


Figura 1.4: Mapa de solos do Projeto TF 2022 - Mara Rosa e arredores. Fonte: SIC- Superintendência de geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás.

1.5.4. Geomorfologia

O PMR é demarcado por relevos aplainados e região de morros e colinas com cotas que variam de 250 m a 800 m (Figura 1.5). As superfícies de aplainamento com cotas de 250 m a 400 m ocorrem majoritariamente por toda a área mapeada, sendo que no extremo oeste o relevo possui dissecação média, onde afloram rochas pertencentes à unidade Santa Terezinha. No extremo oeste os relevos aplainados possuem cotas entre 700 m e 800 m e possuem dissecação fraca, relacionados com rochas da unidade Campinorte. Ao longo da área também ocorre relevo de morros e colinas, com declividade alta relacionados a intrusões graníticas e serras com influência de atividade hidrotermal como a Serra do Faina e a Serra de Bom Jesus, respectivamente (SIC).

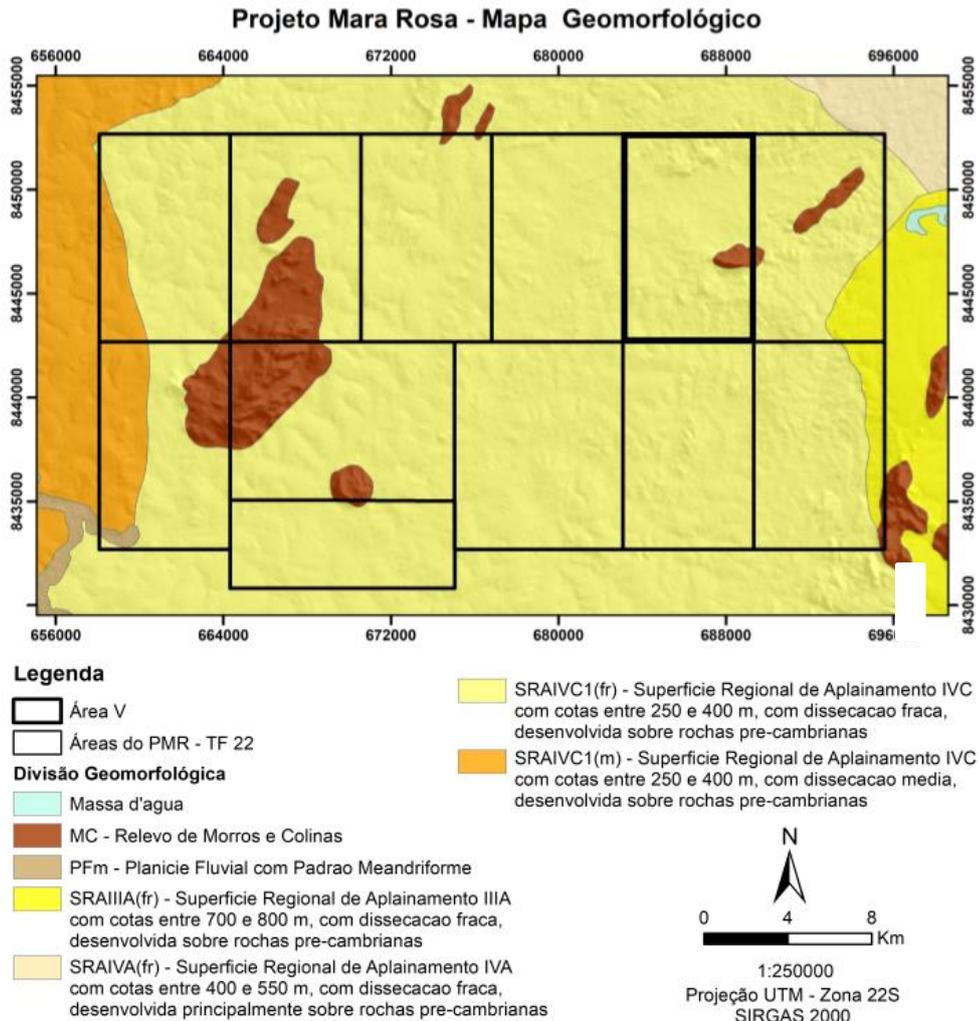


Figura 1.5: Mapa de domínios de relevo do Projeto TF 2022 - Mara Rosa e arredores. Fonte: SIC-Superintendência de geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás.

1.5.5. Hidrografia

O PMR está inserido, em escala regional, na região hidrográfica do Rio do Araguaia-Tocantins. Localmente, a região hidrográfica abrange as bacias hidrográficas (Figura 1.6):

- i) Rio Formiga: recobre grande parte da área;
- ii) Rio dos Bois: ocorre nas extremidades sudeste e oeste;
- iii) Ribeirão Santa Maria: com ocorrência na porção noroeste do projeto;
- iv) Rio do Ouro: com breve ocorrência na porção extremo norte do projeto.

O Rio dos Bois e Rio Formiga são os mais importantes da região e ambos possuem orientação preferencial NE-SW. Além destes, destaca-se Ribeirão das Antas, Ribeirãozinho, Ribeirão Formiguinha, Córrego da Faina e Córrego Sapê.

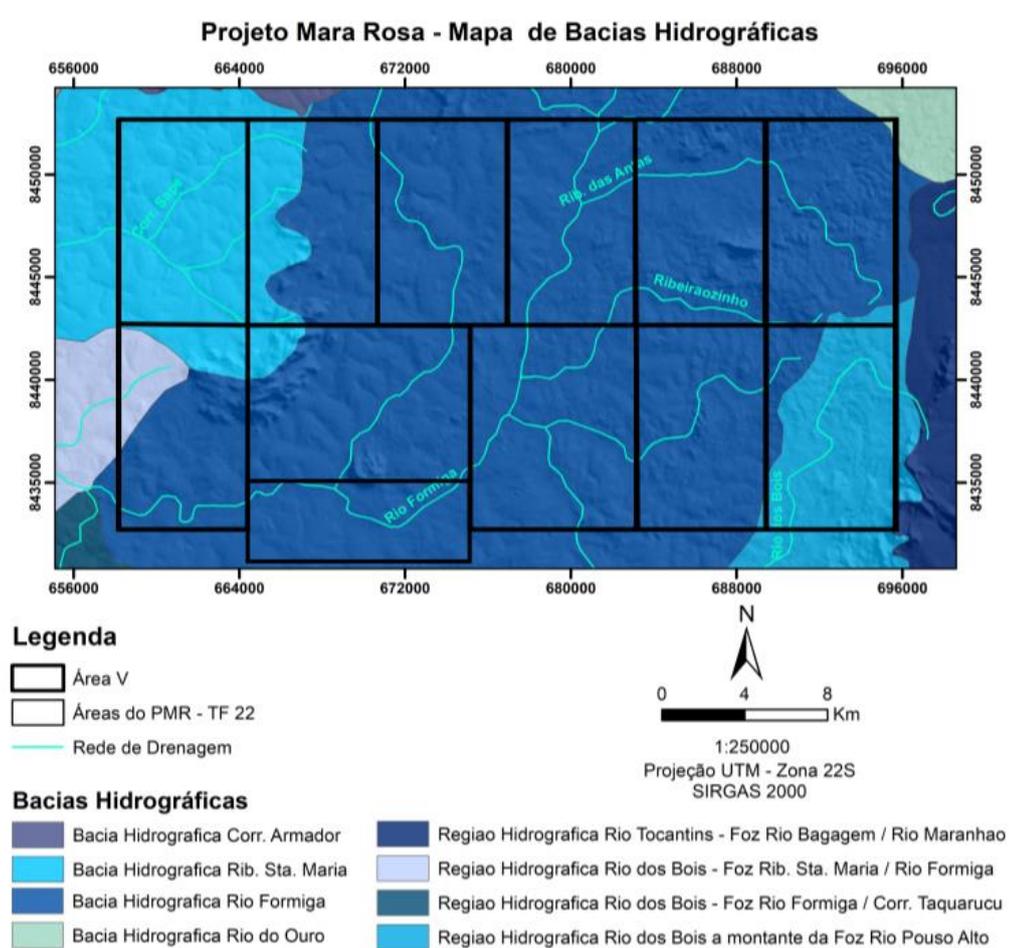


Figura 1.6: Mapa bacias hidrográficas do Projeto TF 2022 - Mara Rosa e arredores. Fonte: SIC- Superintendência de geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás.

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. PROVÍNCIA TOCANTINS

O PMR está localizado na Província Tocantins, definida por Almeida et al. (1981) como uma unidade geotectônica de direção geral N-S na região central do Brasil, possuindo cerca de 2.000 km de extensão e até 800 km de largura. Esta unidade resulta da colisão e convergência dos três blocos continentais (crátons São Francisco, Amazônico e Paranapanema) na porção oeste do supercontinente Gondwana (Brito Neves et al. 2014, Pimentel & Fuck 1992, Fuck et al. 2014).

A Província Tocantins aglutina diferentes blocos tectono-estratigráficos, que se encontram justapostos sob um arcabouço tectônico de ampla complexidade, englobando as faixas dobradas Araguaia e Paraguai, às margens do Cráton Amazônico, e a Faixa Brasília na margem do Cráton São Francisco, onde se situa o Arco Magmático de Goiás (Almeida et al. 1981, Pimentel & Fuck 1992, Brito Neves et al. 2014). Sua delimitação é dada por falhas de cavalgamento regionais, nappes, lineamentos transcorrentes e cinturões de cisalhamento, integrando o orógeno Brasileiro/Pan-Africano, durante a amalgamação do supercontinente no Neoproterozoico (Pimentel & Fuck 1992, Strieder & Suita 1999, Valeriano et al. 2008, Matteini et al. 2010, Brito Neves et al. 2014, Fuck et al. 2014, Pimentel, 2016, Unrug, 1992).

2.2. MACIÇO DE GOIÁS

O Maciço de Goiás (Figura 2.1) agrupa terrenos arqueanos e paleoproterozoicos que compõem o embasamento da região central da Província Tocantins e a região norte da Faixa Brasília. O Maciço de Goiás está subdividido nos Domínios Crixás-Goiás e Campinorte, na porção mais a sudoeste, nos Domínios Cavalcante-Arraias e Almas-Conceição, na sua extremidade a nordeste (Cordeiro & Oliveira, 2017). Sua delimitação é dada, a oeste, pela falha Rio do Bois, que o separa do Arco Magmático de Goiás. A leste o Maciço de Goiás é delimitado por rochas sedimentares pertencentes aos grupos Bambuí e Urucuia, que recobrem o embasamento em direção ao Cráton São Francisco (Cordeiro & Oliveira, 2017). Já nas porções norte e sul, o maciço é delimitado por rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Parnaíba e pelas unidades supracrustais do Segmento Arenópolis, respectivamente (Cordeiro & Oliveira, 2017).

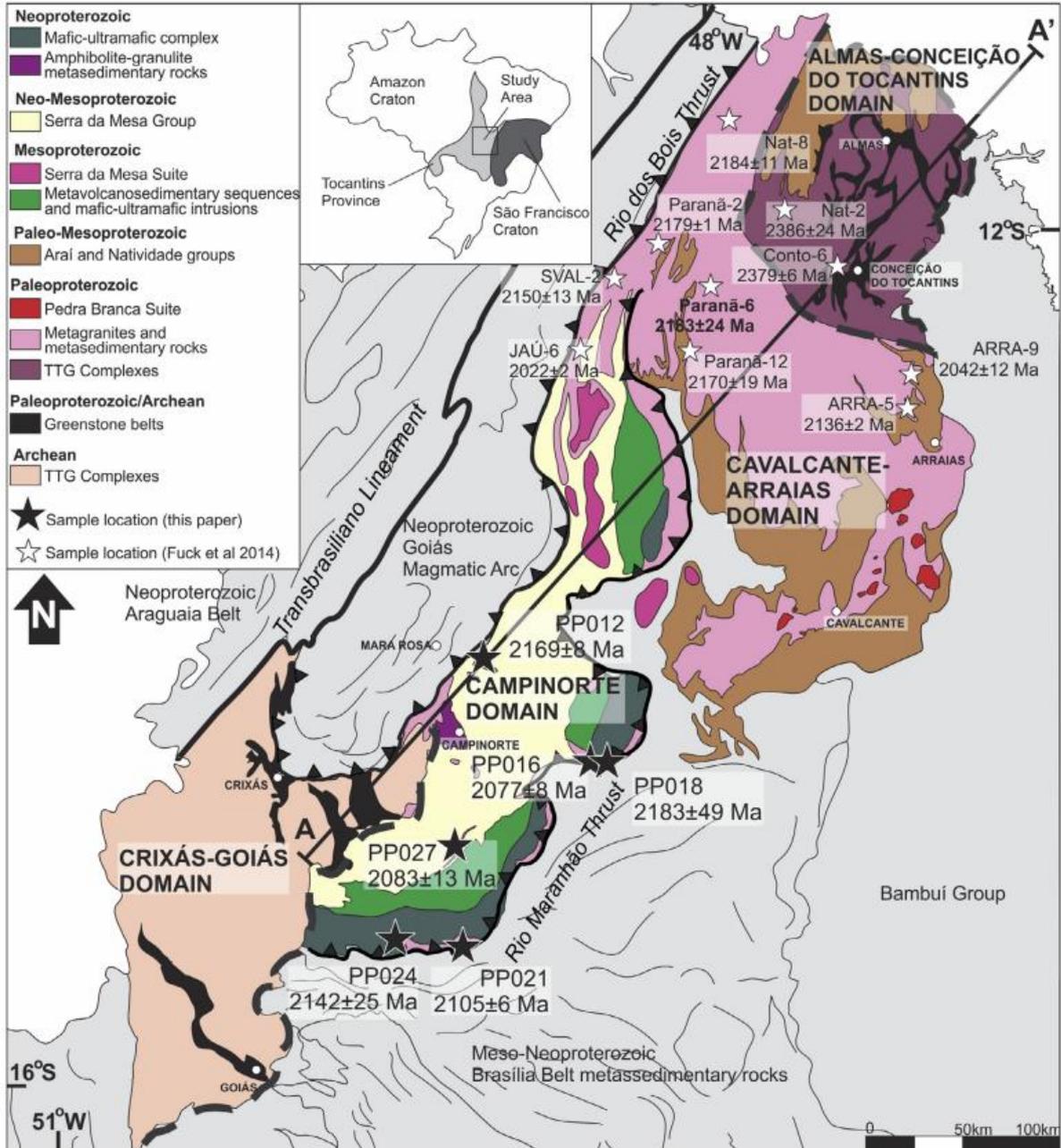


Figura 2. 1: Domínios do Maciço de Goiás separados por linhas tracejadas e falhas de empurrão. A imagem evidencia locais e idades de amostras de Cordeiro e Oliveira (2017) e Fuck et al. (2014). Fonte: (Cordeiro & Oliveira 2017).

Nos Domínios Crixás-Goiás e Campinorte predominam terrenos arqueanos e paleoproterozóicos representados por complexos granito-gnaiss do tipo TTG e sequências vulcano sedimentares do tipo greenstonebelts. Já nos Domínios Cavalcante-Ararias e Almas-Conceição se encontram metatonalitos paleoproterozóicos pertencentes à Suíte Pau de Mel, além de rochas metavolcanossedimentares da Sequência Campinorte. Ainda a nordeste do embasamento, estão presentes a Suíte Aurumina, que possui idades paleoproterozóicas, rochas sedimentares pertencentes à Grupo Araí e, por fim, complexos TTG e greenstonebelts de

idades paleoproterozoicas pertencentes ao Domínio Almas (Almeida et al., 1984; Cordeiro & Oliveira, 2017).

A evolução tectônica do Maciço de Goiás tem sido interpretada como produto de acreção de um microcontinente à plataforma São Francisco, durante o período de eventos do Ciclo Brasileiro no final do Neoproterozoico (Brito Neves & Cordani, 1991; Fuck et al., 1994; Pimentel et al., 2000). Tal interpretação parte da análise de dados geofísicos obtidos na margem leste do Maciço de Goiás, onde se apresenta uma descontinuidade sísmica e gravimétrica interpretada como uma zona de sutura (Assumpção et al., 2004; Berrocal et al., 2004; Perosi, 2006; Ventura et al., 2011), representada em superfície pela falha Rio Maranhão (Figura 2.). Essa zona de sutura estaria relacionada ao fechamento do Oceano Brasilides no final do período Neoproterozóico (Marangoni et al., 1995; Soares et al., 2006).

2.3. ORÓGENO BRASÍLIA

O orógeno Brasília (Figura 2.2) está localizado na porção leste da Província Tocantins (Almeida et al, 1977 e Almeida et al 1981) e na porção oeste do Cráton São Francisco e possui uma extensão de aproximadamente 1100 km, com orientação N-S, desde o oeste de Minas Gerais ao sudoeste de Tocantins (Pimentel et al., 2000).

De acordo com Pimentel et al. (2016), na Faixa Brasília se destacam 4 unidades tectônicas: (1) Sequência supracrustal de dobramentos e cobertura do cráton; (2) Complexos Uruaçu e Anápolis-Itauçu, alto grau metamórfico do Neoproterozoico; (3) Complexos máfico-ultramáfico Neoproterozoicos Barro Alto, Niquelândia e Canabrava, associados a sequências vulcanossedimentares de idade incerta; (4) Arco Magmático de Goiás, situado ao sul da Faixa Brasília e em parte recoberto pela bacia do Paraná (Uhlein et al, 2012).

A tectônica da Faixa Brasília (Figura 2.2) foi dividida em domínio interno e externo (Uhlein et al, 2012). O domínio interno é caracterizado por unidades alóctones, com dobras suaves e médio a alto grau metamórfico. O domínio externo se caracteriza por uma estrutura de dobras e empurrões e médio a baixo grau de metamorfismo.

Legenda

- Coberturas Fanerozoicas

- Faixas Paraguai e Araguaia**
- NPap Grupo Alto Paraguai NPt Grupo Tocantins
- NPc Grupo Cuiabá NPa Grupo Estrondo
- Granulitos/ortognaisses (Embasamento?)

- Faixa Brasília**
- Zona Externa*
- NPb Grupo Bambuí (inclui a cobertura sobre o Cráton São Francisco)
- NPpc Grupos Paranoá e Canastra
- PPar Grupo Araí PPh Grupo Natividade
- Greenstone belts / Ortognaisses
- Zona Interna*
- MPoa Mélange Ofiolítica / Grupo Araxá
- Terrenos Granulíticos + ortognaisses

- Arco Magmático de Goiás**
- Seqüências vulcano-sedimentares
- Ortognaisses

- Maciço de Goiás**
- MPam Coberturas dobradas / Grupo Serra da Mesa
- Complexos máfico-ultramáficos / seqüências vulcano-sedimentares adjacentes:
 PMPbj - Barro Alto / Juscelândia
 PMPnc - Niquelândia / Coitezeiro
 PMPcp - Cana Brava / Palmeirópolis
- Greenstone belts/Ortognaisses

- Convenções**
- Principais elementos estruturais:
 1 - Lineamento Transbrasiliano
 2 - Sintaxe dos Pirineus
- Falhas de empurrão (rampas frontais e oblíquas)
- Limites geológicos
- Limites da Província Tocantins
- Limites estaduais
- Limite da folha Campinorte

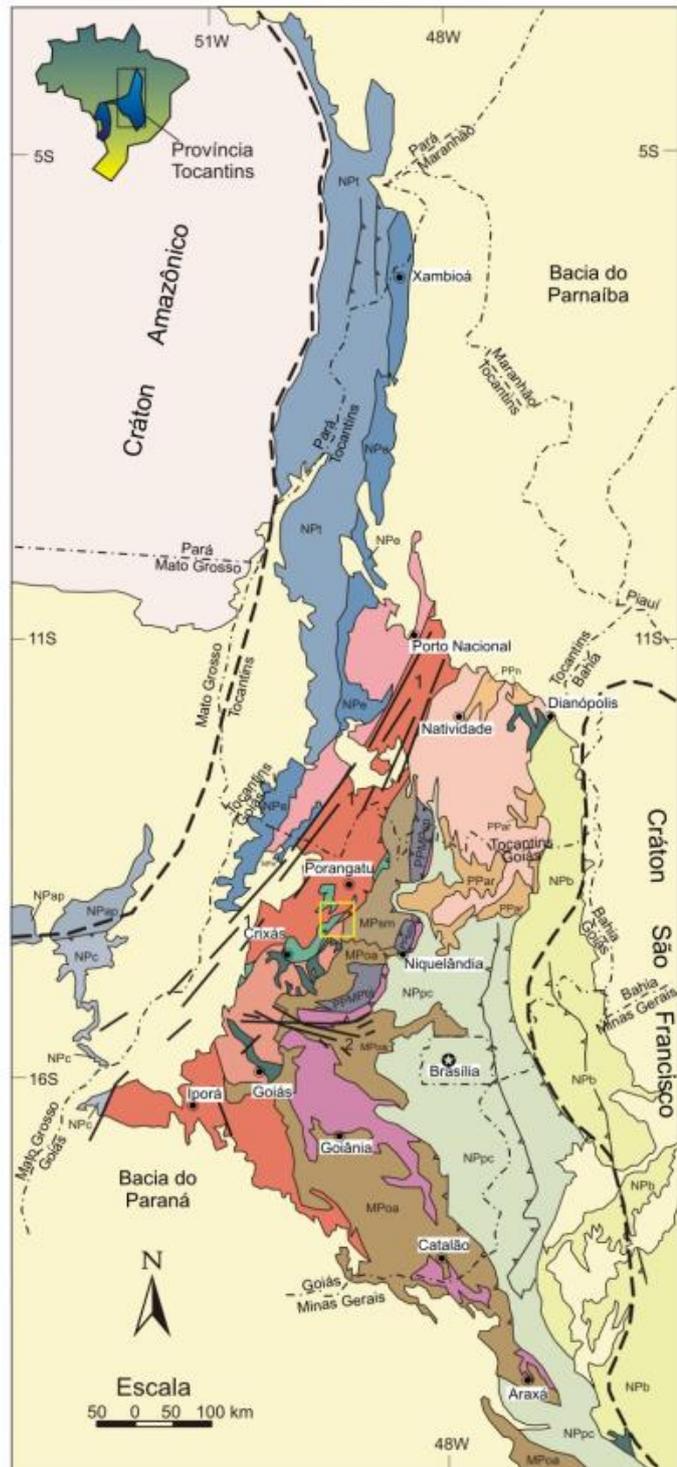


Figura 2.2: Mapa geológico simplificado da porção centro-leste da Província Tocantins. Fonte: (Pimentel et al. 2004 adaptado por Oliveira et al, 2007).

2.4. ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

O Arco Magmático de Goiás é um dos principais componentes neoproterozóicos que constituem a porção noroeste do Faixa Brasília e é um indício importante do processo de

acrecção crustal do Gondwana. Ele é subdividido em duas grandes exposições. A porção norte do arco é denominada Segmento Mara Rosa, caracterizado por uma grande extensão segundo a direção NNE, já as porções sul e sudeste do arco, compõem o Segmento Arenópolis, o qual é constituído por variados litotipos, como ortognaisses cálcicos e cálcio-alcálicos, granitos potássicos tardios a pós-orogênicos e sequências vulcanossedimentares (Pimentel & Fuck, 2000).

A evolução do arco está atrelada a duas principais etapas, iniciando-se a cerca de 900 Ma, em um ambiente intra-océânico orogênico de arcos de ilhas (Pimentel & Fuck 1992), e o segundo tem sua ocorrência relacionada à idade de aproximadamente 630 - 600 Ma, em um grande evento magmático relacionado ao fechamento do Oceano Goiás-Pharusiano (Cordani et al., 2013), em um ambiente de arco continental. Tais eventos são separados por um período de baixa atividade magmática (Pimentel et al. 2004, Marques et al. 2017). Ainda, é considerado a presença de um evento de magmatismo granítico tardi a pós-orogênico com idades em torno de 630 - 590 Ma, associado a corpos máficos e ultramáficos, de ocorrência ampla em escala regional, apresentando caráter bimodal e estaria associado à elevação e extensão pós-orogênica (Pimentel et al. 2000), marcando o encerramento do processo colisional da orogenia Brasileira. Estas duas etapas de acreção crustal são identificadas em ambos os segmentos do Arco Mágmatco de Goiás (Junges et al., 2002, 2003), implicando na interpretação de que o arco tem sua evolução tectônica ocorrendo de maneira semelhante em toda sua extensão.

2.5. ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS: SEGMENTO MARA ROSA

O Segmento Mara Rosa (Figura 2.3) está situado na porção norte do Arco Mágmatco de Goiás (Valeriano et al., 2008) com um trend estrutural NE-SW e compreende a evolução do arco em dois sistemas, intra-océânico e continental, separados pela falha de empurrão Porangatu-Mutunópolis-Amaralina (Chiarini, 2007; Arantes et al, 1991; Pimentel et al., 1997; Oliveira et al. 2016; Cordani et al., 2013; Brito Neves et al., 2014). O sistema de arco intra-océânico engloba rochas mais antigas que 800 Ma, representadas pela Sequência Mara Rosa (900-800 Ma) e os Ortognaisses Mara Rosa (890-840), enquanto o sistema de arco continental é formado por rochas da Sequência Santa Terezinha (670-600 Ma) Oliveira et al., 2004. Ademais, ocorrem complexos graníticos tardios intrusivos nos dois sistemas do Segmento Mara Rosa.

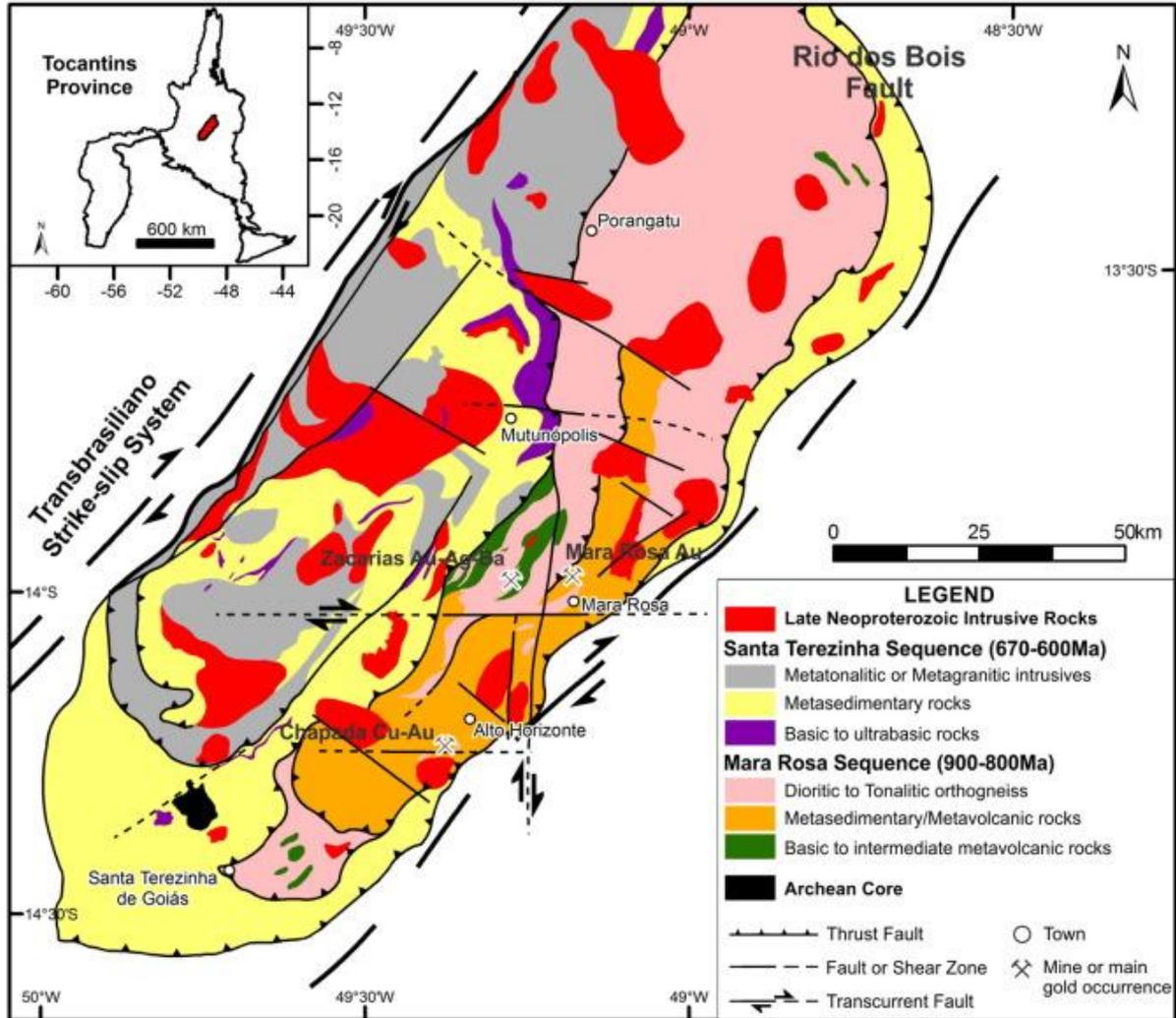


Figura 2.3: Mapa Geológico do Segmento Mara Rosa (900-800 Ma) e Sequência metavulcanossedimentar (670-600 Ma) Santa Terezinha. Fonte: (Oliveira et al, 2016).

A estruturação do Segmento Mara Rosa (Figura 2.3) é caracterizada por deformações regionais de Zonas de Cisalhamento com orientação tipicamente NE-SW, cortadas por falhas menos expressivas de direção NW. Parte destas Zonas são reversas/oblíquas e/ou formam empurrões de alto ângulo (p.e. Falha Rio dos Bois), enquanto as demais são transcorrentes dextrais (Ramos Filho et al. 2003, Oliveira et al 2006).

A área do PMR foi mapeada, em escala 1:100000, por Oliveira et al (2007) e Fuck et al (2007), na realização do Programa Geologia do Brasil Levantamentos Geológicos Básicos, com o mapeamento das folhas Campinorte (SD.22-Z-B-I) e Santa Terezinha de Goiás (SD.22-Z-A-III). As unidades litoestratigráficas mapeadas englobam rochas datadas do Arqueano (Complexo Hidrolina), Paleoproterozoico (Sequência vulcanossedimentar Campinorte, Suíte Pau de Mel e Grupo Serra da Mesa) e Neoproterozoico (Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, Ortognaisses Mara Rosa e Complexo Granulítico Uruçu). Os registros mais

jovens são do Biotita Gnaiss e Cianititos, além das intrusões graníticas tardi- a pós-tectônicas, como o Granito Faina e a Suíte Amarolândia (Oliveira et al., 2006; Fuck et al., 2007).

Oliveira et al. 2006 e Fuck et al. 2007 detalham o registro metamórfico destas Unidades com um pico metamórfico em fácies anfíbolito e posterior retrometamorfismo em fácies xisto verde, à exceção dos registros mais jovens, que somente atingem o metamorfismo em fácies xisto verde.

3. AEROGEOFÍSICA

3.1. INTRODUÇÃO

Os métodos aerogeofísicos tornaram-se uma ferramenta indispensável em diversas áreas de pesquisa das geociências, como hidrogeologia, geotecnia, geotectônica, prospecção mineral e cartografia geológica, por possuírem em sua grande maioria, uma aplicabilidade variada, baixo custo relativo, alta resolução espacial e baixo impacto ambiental. Neste cenário, a aplicação de tais métodos, especialmente magnetométricos e gamaespectrométricos, são considerados como excelentes alternativas para terrenos tropicais, nos quais os espessos perfis de solo e a escassez de afloramentos dificultam o mapeamento geológico pelos métodos tradicionais (Jaques et al., 1997).

A partir dos dados magnéticos é possível definir estruturas do embasamento e suas continuidades sob coberturas, enquanto os dados gamaespectrométrico viabilizam a confecção de mapas pseudo-geoquímicos (K, eTh, eU), os quais provaram ser importantes no mapeamento de unidades geológicas, regiões de alteração hidrotermal bem como de regolitos em áreas arrasadas (Jaques et al., 1997). Assim sendo, a compilação desses dados, ou seja, a integração e interpretação de produtos aerogeofísicos derivados da magnetometria e gamaespectrometria possibilitam caracterização de domínios litoestruturais de uma região, funcionando como ferramenta de auxílio para a realização de mapeamento geológico.

Neste subcapítulo são descritas as técnicas e procedimentos efetuados durante a etapa pré-campo no que diz respeito a utilização da aerogeofísica aplicada no trabalho de mapeamento geológico final. Portanto, propõem-se apresentar os produtos adquiridos através de processamento e integração de dados, bem como evidenciar os resultados obtidos a partir da interpretação deles.

3.1.1. Magnetometria

Entende-se por magnetometria, o método capaz de medir a magnitude e a orientação do campo magnético da Terra, dependente principalmente do campo magnético primário gerado no núcleo do planeta, assim como as magnetizações induzidas e remanescentes das rochas que compõe a crosta terrestre. A grandeza física medida é a intensidade do campo magnético, medida em tesla (T), cujas variações espaciais são função da variação da susceptibilidade magnética das rochas. Portanto, trata-se de um método potencial capaz de medir pequenas variações na intensidade do campo magnético terrestre geradas pelo contraste de susceptibilidade magnética de solos e rochas em subsuperfície.

Os dados adquiridos durante os levantamentos aerogeofísicos magnetométricos consistem no Campo Magnético Total (CMT), que representa o somatório de todos os campos magnéticos atuantes no ponto de captação (Kearey et al., 2009). Objetivando isolar o campo magnético secundário induzido pelas rochas da subsuperfície terrestre (Anomalia Magnética - AM) são realizadas algumas correções na etapa de pré-processamento dos dados. Essas correções têm como objetivo eliminar os efeitos produzidos pela circulação de correntes elétricas no núcleo externo da Terra (IGRF) e, também, eliminar os efeitos do campo magnético concebido por fontes externas do planeta (Kearey et al., 2009).

A susceptibilidade magnética configura-se como parâmetro fundamental para a geração do campo induzido pelas rochas crustais. Essa propriedade permite que as rochas se magnetizem por meio do processo de indução magnética (Kearey et al., 2009). De modo geral, a intensidade de magnetização de uma rocha é dependente da concentração relativa de minerais magnéticos como a magnetita, ilmenita e pirrotita (Kearey et al., 2009). Tais materiais ferromagnéticos, podem causar variações no campo magnético terrestre (anomalias), uma vez que estes tendem a se magnetizar com maior intensidade, podendo gerar uma intensidade da magnetização em relação ao campo positiva e negativa (Kearey et al., 2009).

O estudo dessas anomalias magnéticas pode ser de grande uso e interesse em diversas áreas da geologia, como por exemplo, na prospecção mineral, onde permite o realce de fontes magnéticas anômalas associadas à presença e principalmente à ocorrência de ouro, cobre, diamantes e petróleo (Fornazzari Neto & Ferreira, 2003; La Terra et al., 2010; Moreira et al., 2012). Sendo assim, segundo Gunn et al., 1997, a análise e interpretação de dados aeromagnéticos permitem identificar feições estruturais, já que a concentração de minerais magnéticos está comumente associada a superfícies de descontinuidade ou ruptura.

3.1.2. Gamaespectrometria

O planeta Terra é formado por diversos elementos radioativos, entre eles o potássio, o tório e o urânio são bastante utilizados na gamaespectrometria por sua abundância. A desintegração natural do ^{40}K , dos elementos da série do ^{238}U e da série do ^{232}Th emite radiação gama e sua intensidade irá depender da composição química do material no qual estão inseridos. Considerando que 90% da radiação gama corresponde aos primeiros 30-40 cm da superfície, a aerogamaespetrometria detectará as variações geoquímicas das rochas, solos e coberturas intempéricas (Dickson & Scott, 1997; Wilford et al., 1997). Portanto, esta ferramenta foi utilizada no mapeamento geológico visto que o contraste de radioatividade

natural está vinculado a variação litológica e de suas respectivas coberturas intempéricas (Ferreira et al., 2016).

Os dados são medidos na unidade elétron-volt (eV), que corresponde à energia cinética adquirida por um elétron sob a ação do potencial de um volt. Comumente, utiliza-se variações desta unidade como quiloelétrons-volts (keV) e milhões de elétrons-volts (MeV). Cada elemento é associado a picos de energia específicos que serão contados e convertidos para concentração, sendo em porcentagem para o K e em ppm para o U e Th (Ferreira et al., 2016).

Dentre os três radioelementos considerados, o K é o elemento mais abundante na crosta terrestre (aproximadamente 2,32%) e se concentra especialmente em feldspatos potássicos e minerais micáceos. Por este motivo, sua ocorrência está relacionada a rochas ígneas félsicas, rochas metamórficas micáceas, feldspáticas e quartzo-feldspáticas, e, também, a algumas rochas sedimentares, como folhelhos e argilitos. Uma característica importante do K, refere-se a sua alta mobilidade durante o intemperismo e em ambientes hidrotermais, podendo ser facilmente lixiviado e transportado, sobretudo em regiões de clima tropicais (Ferreira et al. 2016). Por outro lado, as concentrações de Th e U na crosta terrestre são mínimas, (10,5 e 2,7 ppm, respectivamente) e são relacionadas a minerais acessórios como monazita, xenotima, zircão, alanita e apatita (Ferreira et al. 2016). O comportamento do Th e do U perante o intemperismo é distinto daquele do K. Ambos os elementos tendem a ser imóveis, porém o U pode ser lixiviado na sua forma hexavalente (quando em ambiente oxidante), o que não ocorre com o Th, que apresenta a maior estabilidade geoquímica dentre os três elementos (Ferreira et al. 2016).

Dessa forma, a interpretação de dados gamaespectrométricos permite caracterizar regiões com unidades litológicas indivisas, detectar a presença de intrusões ígneas aflorantes, elementos hidrográficos, alteração hidrotermal e/ou intensos processos erosivos, contribuindo significativamente para o entendimento de uma região.

3.1.3. Aquisição e Processamento

3.1.3.1 Características do Aerolevantamento

Os dados aerogeofísicos magnetométricos e gamaespectrométricos utilizados no trabalho, são provenientes do Projeto: Levantamento Aerogeofísico do Estado de Goiás 1ª Etapa: Arco Magmático de Mara Rosa, que abrangeu a porção norte do estado de Goiás (Figura 3.1). O referente projeto foi fomentado pelo convênio entre a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral (SGMTM), o Ministério de Minas e Energia (MME), o

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

Serviço Geológico do Brasil (CPRM), a Secretaria de Indústria e Comércio da Superintendência de Geologia e Mineração do Estado de Goiás (SIC/SGM) e o Fundo de Fomento à Mineração (FUNMINERAL) e executado pela empresa LASA Engenharia e Prospecções S/A.

O levantamento aerogeofísico, realizado no ano de 2004, recobriu uma área de 15.890 km² com 36.559,73 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução (LASA, 2004). As linhas de voo e controle do aerolevanteamento foram orientadas nas direções N-S e E-W e espaçadas a cada 0,5 km e 5,0 km, respectivamente. A altura do vôo foi definida em 100 m sobre o terreno e o intervalo entre leituras geofísicas equivalentes a 0,1 s para o magnetômetro e 1,0 s para o gamaespectrômetro (LASA, 2004). Foram utilizadas duas aeronaves para a aquisição dos dados: um Cessna C208B Caravan – PT-FAS que vôou com velocidades de aproximadamente 260 km/h e um Cessna Titan 404 – PT-WQT) com velocidade de voo de aproximadamente 302 km/h (LASA, 2004). Estas informações são sumarizadas na Tabela 3.1.

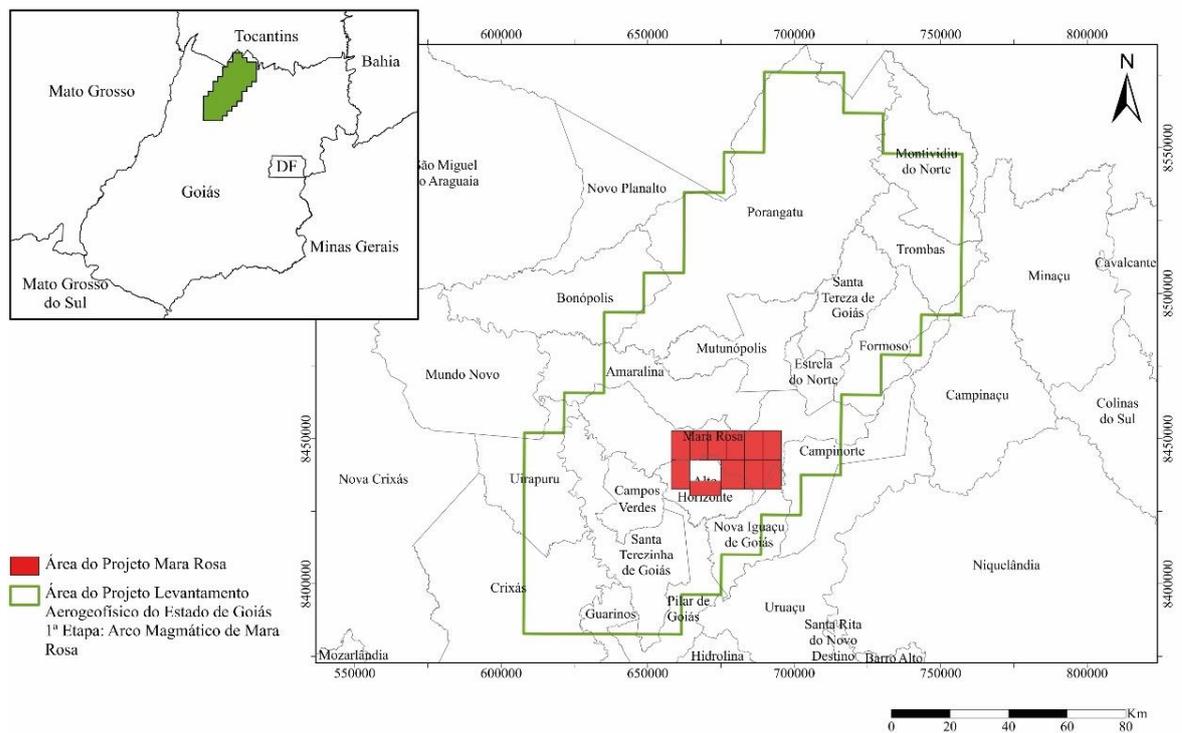


Figura 3.1: Localização do Projeto Aerogeofísico do Estado de Goiás 1ª Etapa: Arco Magmático de Mara Rosa e Projeto Mara Rosa (Extraído de LASA, 2004).

Tabela 3. 1: Características do Levantamento aerogeofísico.

PROJETO 3008 – Arco Magmático de Mara Rosa	
Direção das linhas de voo	N-S
Espaçamento das linhas de voo	0,5 km
Direção das linhas de controle	E-W
Espaçamento das linhas de controle	5,0 km
Intervalo entre medições consecutivas	0,1 s (magnetômetro), 1,0 s (espectrômetro)

3.1.4. Processamento dos Dados

Os dados utilizados durante o processamento foram fornecidos pela Secretaria de Indústria e Comércio da Superintendência de Geologia e Mineração do Estado de Goiás (SIC/SGM), onde todos os procedimentos necessários para o tratamento desses dados foram realizados no software Oasis Montaj versão 2021.2.1 (Educational software edition), disponível nos laboratórios de informática do Instituto de Geociências sob orientação da Prof^a Dr^a. Roberta Mary Vidotti.

Para ambos os métodos, a confecção dos mapas de interpolação foi gerada a partir de células unitárias de tamanho correspondente a $\frac{1}{4}$ do espaçamento das linhas de voo, ou seja, 125 metros. Desta forma, mapas interpolados em malha quadrada de 125 X 125 m foram gerados.

3.1.4.1. Método Magnetométrico

A interpolação em malha regular dos dados de magnetometria (Anomalia Magnética - AM) foi realizada pelo método de interpolação spline bidirecional, denominado de bigrid. A Anomalia Magnética foi o primeiro produto gerado, onde, em sequência foram feitos os produtos Derivada Vertical (Dz), Sinal Analítico em três dimensões (SA3D) e Gradiente Horizontal Total (GHT). A Figura 3.2 apresenta o fluxograma de processamento dos dados.

Por meio da interpretação dos produtos derivados da anomalia magnética (Figura 3.3A), foi possível traçar as principais feições lineares, como contatos, descontinuidades, falhas e fraturas, assim como domínios morfomagnéticos, com o objetivo de retirar elementos litoestruturais para auxiliar na etapa de mapeamento da área de estudo.

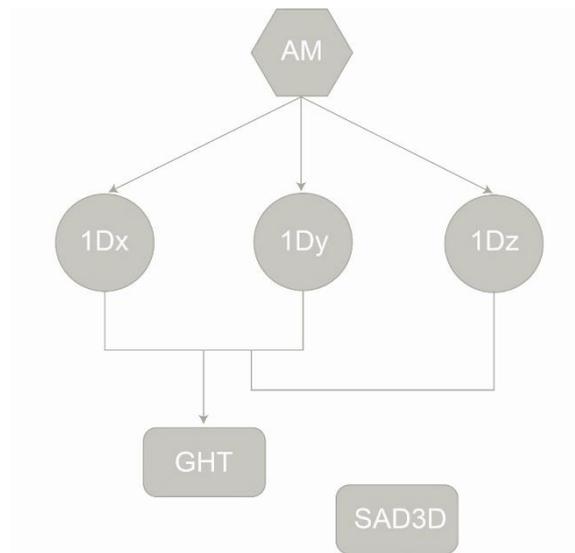


Figura 3.2: Fluxograma relativo às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos, sendo: AM = Anomalia Magnética; Dx = Primeira Derivada Horizontal da AM no eixo X; Dy = Primeira Derivada Horizontal da AM no eixo Y; Dz = Primeira Derivada Vertical da AM; SA3D = Amplitude do Sinal Analítico da Anomalia Magnética e GHT = Gradiente Horizontal Total.

Derivadas de primeira 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, referindo-se ao gradiente de funções contínuas com valores infinitamente próximos. Para um dado parâmetro adquirido ao longo de grids é possível computar gradientes horizontais e verticais. A Figura 3.3B exhibe o gradiente vertical (Dz) que indica como o parâmetro medido (anomalia), varia de acordo com a distância vertical em relação à fonte causadora, sem depender da orientação das linhas de voo (Isles et al., 2013).

Sendo assim, a primeira derivada vertical (Dz) tende a realçar as altas frequências permitindo a obtenção de informações sobre as feições mais rasas, pois equivale a taxa de variação da AM em relação à distância vertical da fonte causadora (Blakely, 1996) e representa campos magnéticos nos quais os efeitos regionais e a interferência entre anomalias adjacentes são eliminados (Gunn et al., 1997). Logo, é um produto essencial para a delimitação de parâmetros de contrastes entre propriedades físicas, como descontinuidades e lineamentos magnéticos, contatos geológicos e feições rasas em geral, podendo contribuir para a caracterização do arcabouço estrutural de uma dada região.

Por outro lado, como os campos potenciais variam com o inverso do quadrado da distância (Telford et al., 1990), as derivadas horizontais (Dx e Dy) retratam a taxa de variação do campo magnético anômalo na direção X ou Y da fonte causadora (Blakely, 1996) e

mostram-se relevantes uma vez que valores altos na variação do campo magnético ao longo das direções X e Y trazem indícios dos contrastes laterais nas propriedades físicas do meio nessas direções, contribuindo para a delimitação de características mais rasas, contornos geológicos e bordas de estruturas. Além disso, as derivadas de primeira ordem da AM nas três direções são utilizadas na obtenção de outros produtos, como o GHT (por meio da Dx e Dy), e SA3D (por meio da Dx, Dy e Dz), como ilustrado no fluxograma (Figura 3.2).

Gradiente Horizontal Total (GHT)

O Gradiente Horizontal Total (GHT) relaciona o módulo dos gradientes horizontais (Dx e Dy) em direções preferenciais perpendiculares (Faria, 2015). Exemplificado na Figura 3.3C, o produto gerado para o GHT representa as taxas de variação lateral nos dados realçando limites das fontes magnéticas (Cordell & Grauch 1982, 1985), tendo como resultado vantajoso a produção de mapas com pouco ruído (Phillips 2000). Segundo Cordell (1979), os picos expressos no GHT podem ser utilizados para mapear corpos semi-horizontais com contrastes de propriedades físicas, assim como falhas e contatos geológicos, tendo como desvantagem a delimitação de limites de alto ângulo.

Sinal Analítico 3D (SA3D)

Por meio dos dados de derivadas direcionais da AM calcula-se o SA3D (Figura 3.3D), onde matematicamente, o gradiente total representa a magnitude do vetor soma das derivadas das três componentes direcionais Dx, Dy e Dz. É dependente da inclinação e declinação magnética, onde a unidade de tal gradiente é nT/m. Esse produto simboliza lateralmente e em profundidade corpos anômalos magnéticos, particularmente os corpos rasos, marcando as bordas dos mesmos e/ou regionais. De acordo com Li (2006) o sinal analítico em três dimensões é dependente das características das fontes geradoras do campo medido, todavia pode ser utilizado para delimitação de domínios quando relacionado com informações geológicas a priori.

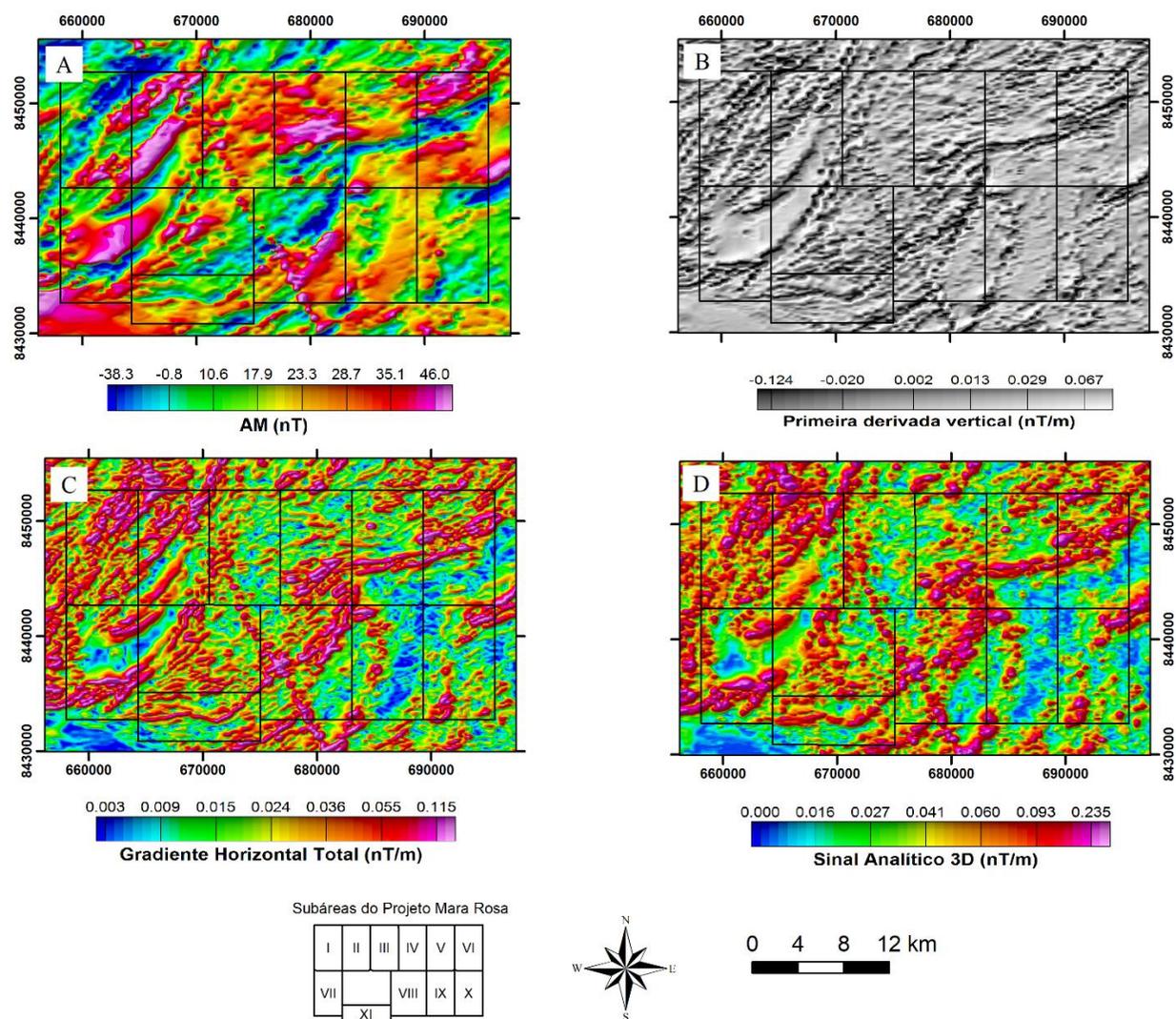


Figura 3.3: Anomalia Magnética e seus derivados. **A)** Anomalia Magnética. **B)** Primeira Derivada Vertical. **C)** Gradiente Horizontal Total. **D)** Sinal Analítico 3D.

3.4.1.2. Método Gamaespectrométrico

O método de interpolação usado para o processamento dos dados gamaespectrométricos foi o da mínima curvatura. Os principais produtos utilizados nesse trabalho foram gerados a partir dos canais radiométricos individuais e da contagem total dos elementos radioativos que forneceram as imagens de Percentual de Potássio (K), Equivalente de Tório (eTh), Equivalente de Urânio (eU) e Contagem Total (CT). A Figura 3.4 apresenta uma síntese do processamento dos dados gamaespectrométricos.

Com base nos dados dos canais individuais, foram obtidas composições ternárias RGB (K, eTh, eU) e CMY (K, eTh, eU) (Figura 3.5).

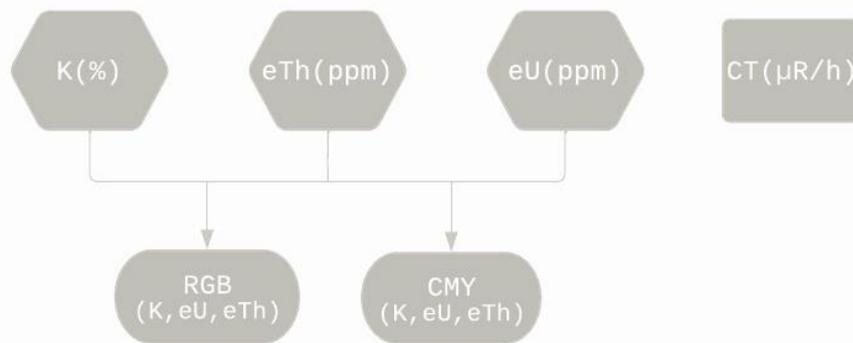


Figura 3.4: Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aerogamaespectrométricos. Porcentagem de Potássio (K%); Equivalente em Tório (eTh - ppm); Equivalente em Urânio (eU - ppm); Composição ternária RGB (K, eTh, eU); Composição ternária CMY (K, eTh, eU) e Contagem Total ($\mu\text{R/h}$).

Canais Individuais

Os mapas gamaespectrométricos nos canais individuais do potássio (%), tório equivalente (ppm) e urânio equivalente (ppm), mostram as variações nas concentrações dos radioelementos individualmente (Figura 3.6B-D). As cores no mapa representam as concentrações, nas quais variam de azul (mais baixas) a vermelho (mais altas).

Contagem Total

A contagem total dos radioelementos (Figura 3,6D) representa a medida da quantidade de radiação recebida por todos os radioelementos em um determinado tempo (Ferreira et. al, 2016). Nesse caso, o dado é expresso em microRoentgen por hora ($\mu\text{R/h}$). As cores no mapa representam as contagens, nas quais variam de azul (mais baixas) a vermelho (mais altas).

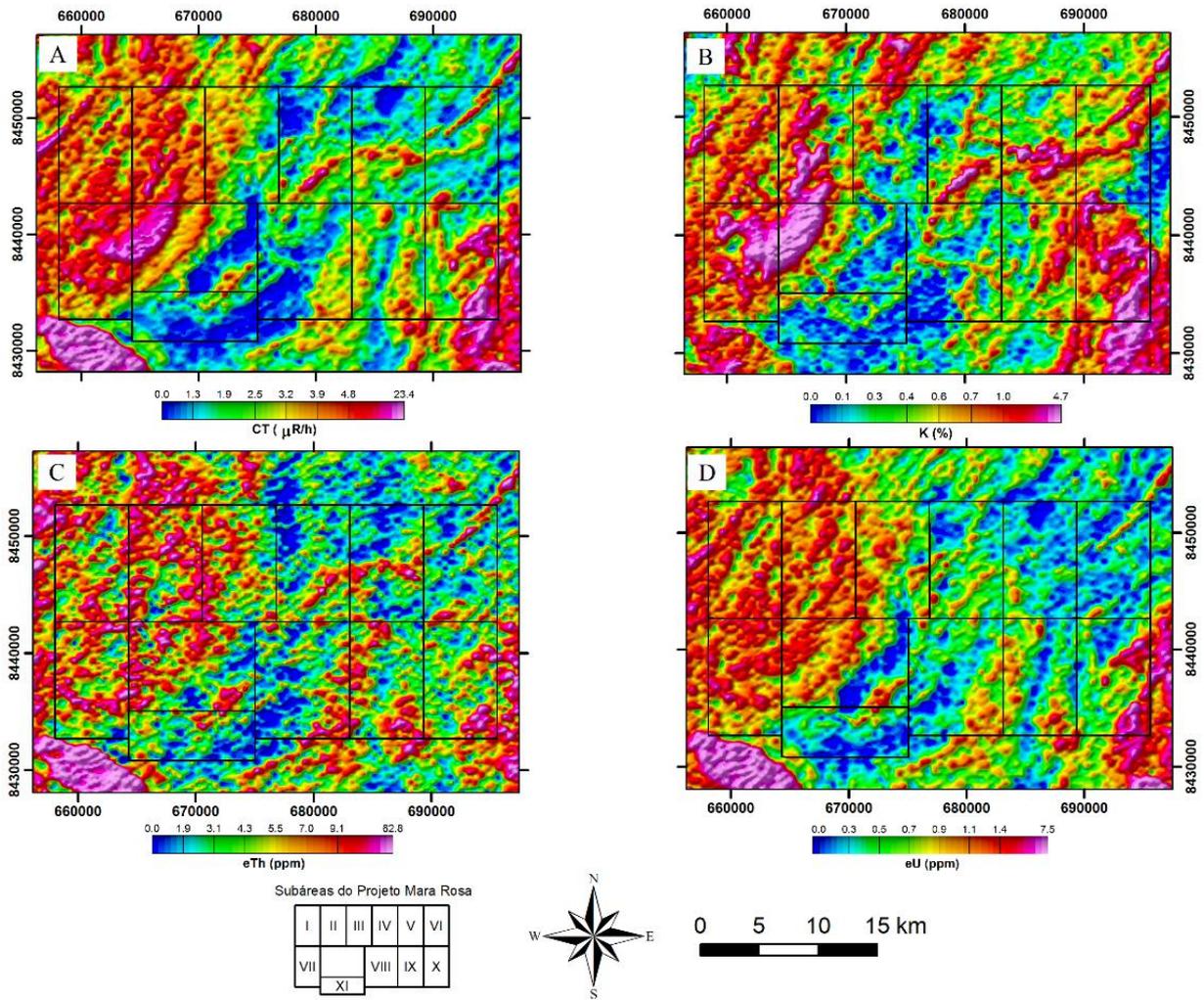


Figura 3.5: Mapas gamaespectrométricos. **A)** Contagem Total. **B)** Porcentagem de K. **C)** Equivalente em Tório. **D)** Equivalente em Urânio.

Mapas de Composição Ternária

Os mapas de composição ternária representam a proporção dos valores de concentração dos radioelementos K, eTh e eU. Cada radioelemento representa um vértice de um triângulo equilátero e a eles são atribuídas cores específicas. Utiliza-se como padrão as cores RGB (red, green, blue) e CMY (cyan, magenta, yellow), sendo o potássio (%) representado pelas cores vermelho e ciano (R e C), o tório equivalente pelas cores verde e magenta (G e M) e o urânio equivalente pelas cores azul e amarelo (B e Y). Dessa maneira, branco representa altas concentrações dos três radioelementos e cor preta está associada às baixas concentrações dos mesmos (Ferreira et al. 2016).

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

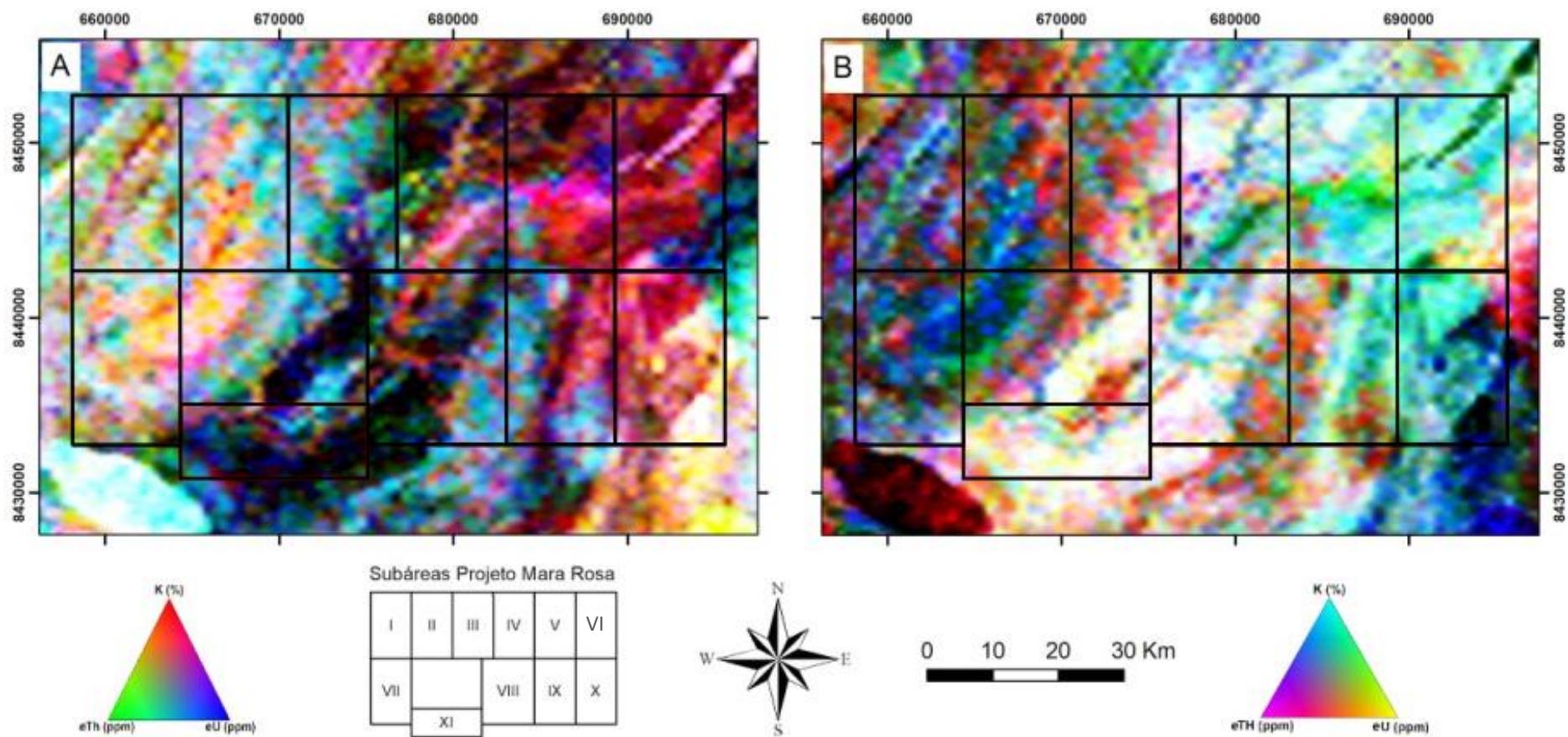


Figura 3.6: Mapas de composição ternária. A) RGB. B) CMY.

3.2. ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS

Os produtos gerados foram utilizados para interpretação geológica da região, permitindo reconhecer domínios litológicos, estruturais e intempéricos a partir da integração de dados magnéticos e radiométricos.

3.2.1. Dados magnéticos

Foram gerados mapas de lineamentos e domínios magnéticos no intuito de discriminar a geometria, direção e tamanho dos corpos presentes na área. Os lineamentos foram retirados a partir da 1ª derivada vertical, que foi observada em escala de cinza. Eles foram traçados levando em consideração as regiões de menor intensidade de gradiente (vales magnéticos), nas quais na escala de cor foi representada com tons mais escuros até preto.

3.2.1.1 Interpretação dos dados magnéticos do TF Projeto Mara Rosa

Os produtos magnéticos ressaltam feições geológicas tais como: falhas, zonas de cisalhamento, zona de sutura e zonas de alteração hidrotermal. Nessas feições há acúmulo de minerais magnéticos que resultam em altos gradientes magnéticos, enquanto os baixos gradientes magnéticos são representados pela prevalência de minerais paramagnéticos e diamagnéticos.

A primeira derivada vertical (Dz) foi utilizada para traçar os lineamentos regionais (Figura 3.7A) A partir da observação e análise das direções e da organização espacial dos lineamentos magnéticos no mapa confeccionado, com auxílio de um diagrama de rosetas construído pelo software Win-Tensor (Figura 3.7B) observa-se que: (i) Regionalmente, há evidência da compartimentação entre a Sequência Santa Teresinha e o Segmento Mara Rosa, onde predominam lineamentos de direção NE-SW e NE-SW com inflexão para E-W, respectivamente; (ii) A forte estruturação NE-SW é condizente com o Lineamento Transbrasiliano; (iii) Lineamentos de direção N-S ocorrem em porções com baixa densidade de lineamentos nas áreas IX e X; (iv) Há um lineamento marcante de direção NW-SE que trunca a área do projeto ao meio com inflexão marcante para E-W na área XI também evidenciado pelo diagrama de rosetas (Figura 3.7B) e; (v) A maior expressão de lineamentos E-W nas áreas IV, V, VI e XI correlaciona-se com a importante Zona de Cisalhamento Serra de Bom Jesus, principal manifestação do sistema cisalhante que representa a compartimentação de blocos geotectônicos com história evolutiva distinta e/ou somente definem domínios com trama estrutural e/ou orientação específica.

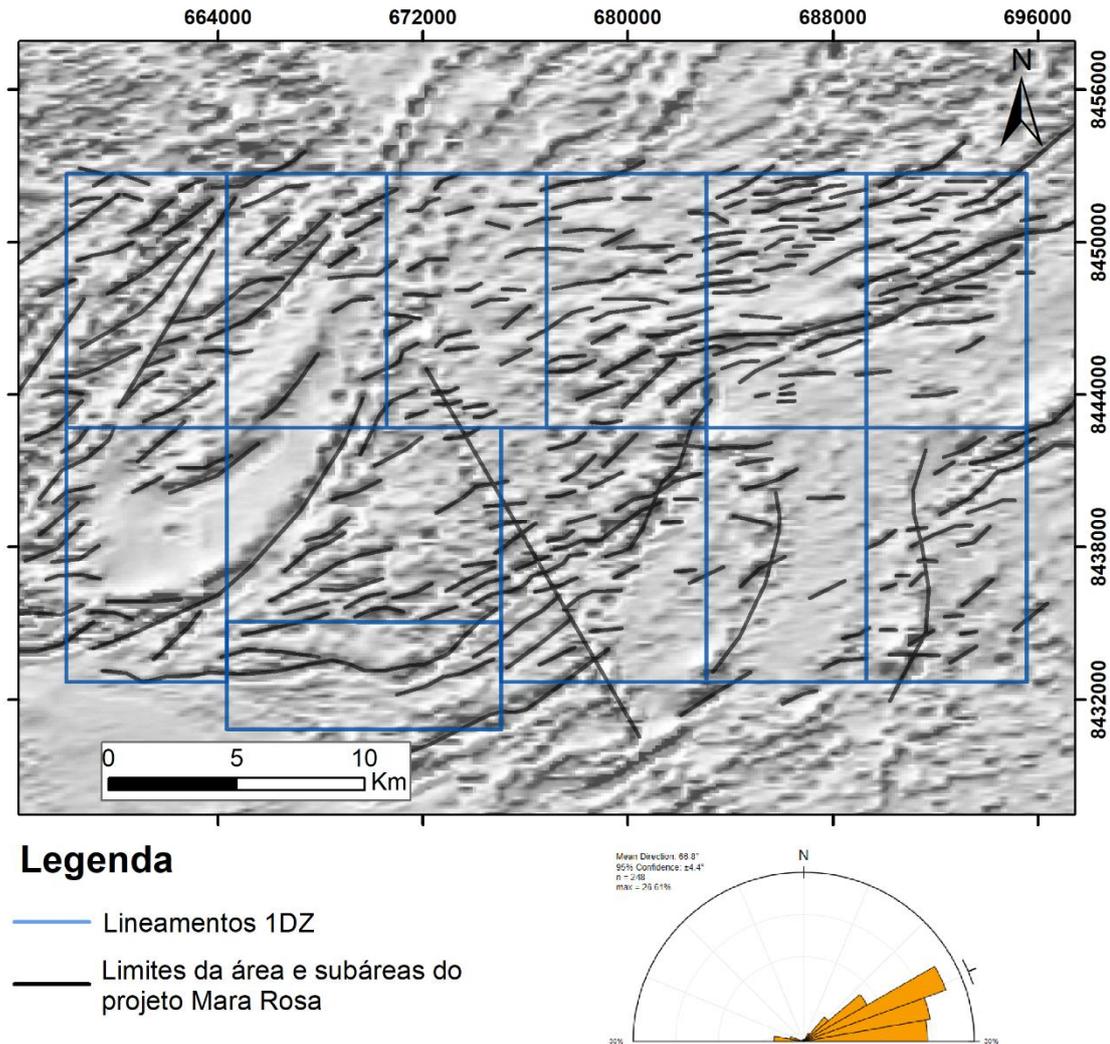


Figura 3.7: A) Lineamentos extraídos da 1ª Dz com roseta de frequência de direção. B) Roseta de frequência.

3.2.1.2. Interpretação dos dados magnéticos da subárea V

A Figura 3.8 representa os lineamentos retirados pela 1ª derivada vertical (DZ). Percebe-se uma predominância de direções NE-EW. Em termos quantitativos, as direções de lineamentos vão de 60° a 90°, sendo a média de 75.4°. Os comprimentos variam de 222 m a 6.37 km. O mapa de lineamentos DZ foi dividido em 4 domínios. O domínio 1 é marcado pela maior quantidade de lineamentos (n=26) e caracterizado por uma serra com presença de xistos, anfíbolitos e gnaisses, descritos previamente na Folha Campinorte (Oliveira & Oliveira, 2007). Os domínios 2 e 4 são marcados pela ausência ou pequena quantidade de lineamentos, representado por uma alta intensidade magnética na DZ. O domínio 3 representa o maior comprimento e corresponde a uma zona de falha, localizada no centro-sul, atravessando a área na direção E-W. Nessa região foram descritos por Oliveira et al. (2016) cataclasitos, que são rochas oriundas de zonas de falhas, e a Serra do Bom Jesus, feição de relevo que coincide com esse lineamento.

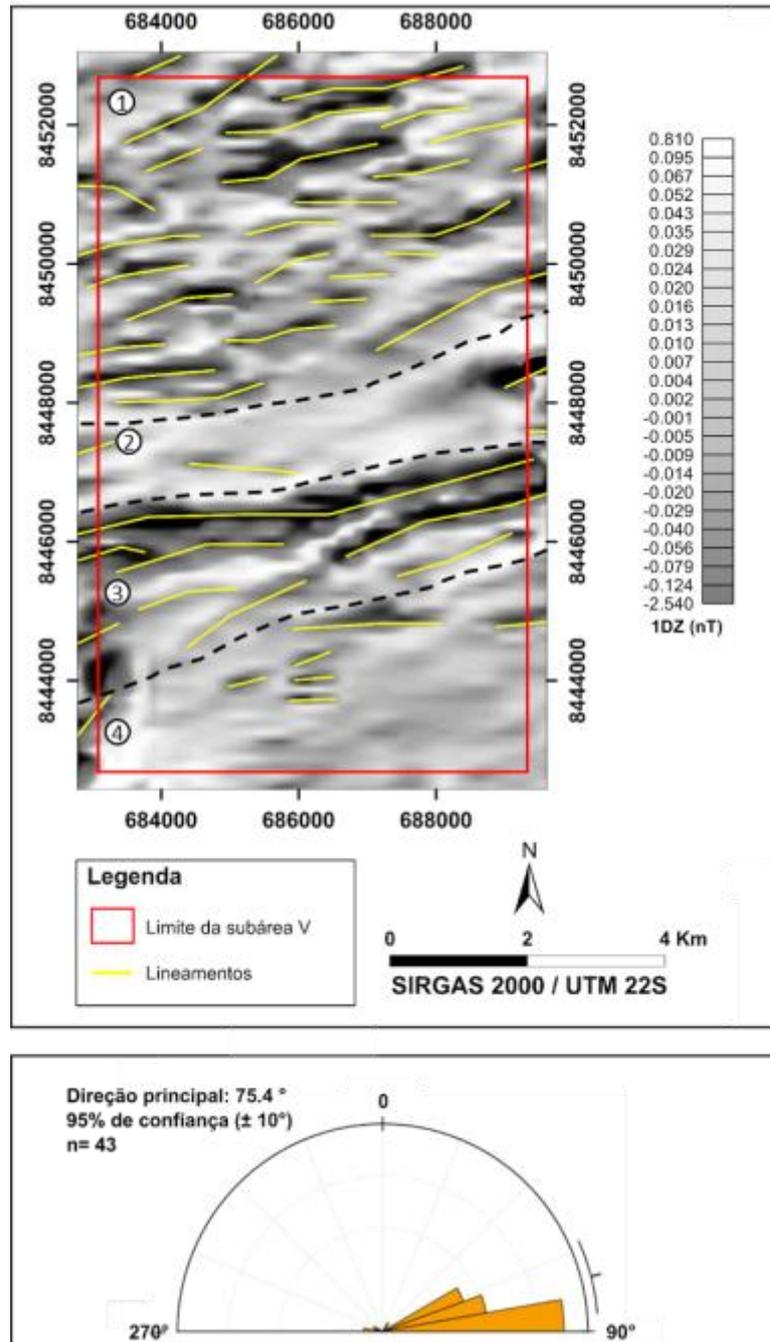


Figura 3.8: Lineamentos da 1ª derivada vertical (DZ) com domínios e diagrama de rosetas para a subárea V.

3.2.2. Dados gamaespectrométricos

A divisão de domínios gamaespectrométricos foi realizada principalmente a partir da imagem ternária RGB, com auxílio dos canais individuais. Considerando a concentração dos radioelementos (K, eTh e eU) e sua mobilidade em função do intemperismo, a imagem ternária associado a um modelo digital de elevação (MDE) possibilita interpretar e associar os domínios ao substrato rochoso e/ou às superfícies intempéricas. Na presença mais elevada e próxima

entre os três elementos, a resposta na imagem se apresenta na cor branca. Do contrário, a resposta se apresenta na cor preta e representa a ausência dos radioelementos.

3.2.2.1. Interpretação dos dados magnéticos do TF Projeto Mara Rosa

Para o Projeto Mara Rosa, foram individualizados 24 domínios com assinaturas gamaespectrométricas distintas (Figura 3.9). A caracterização qualitativa desses domínios encontra-se sintetizada na Tabela 3. Os domínios 1 a 9 apresentam altos teores dos radioelementos e foram correlacionados às rochas de arco continental neoproterozoicas da Sequência Metavulcanossedimentar Santa Terezinha e às rochas intrusivas da unidade Granito Faina. Já os domínios de 10 a 13 possuem valores relativamente menores e foram associados às rochas de arco insular neoproterozoicas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa. As concentrações de K são relativamente maiores nos domínios 14 a 17 e, portanto, foram associados a rochas de alteração hidrotermal possivelmente do halo argílico metamorfizado do sistema pórfiro (Oliveira et. al, 2016). Por fim, os domínios 18 a 24 englobam rochas intrusivas neoproterozoicas e metavulcanossedimentares neoproterozoicas da Sequência Mara Rosa e paleoproterozoicas da Sequência Campinorte.

As descrições destes domínios são detalhadas na Tabela 3.2.

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

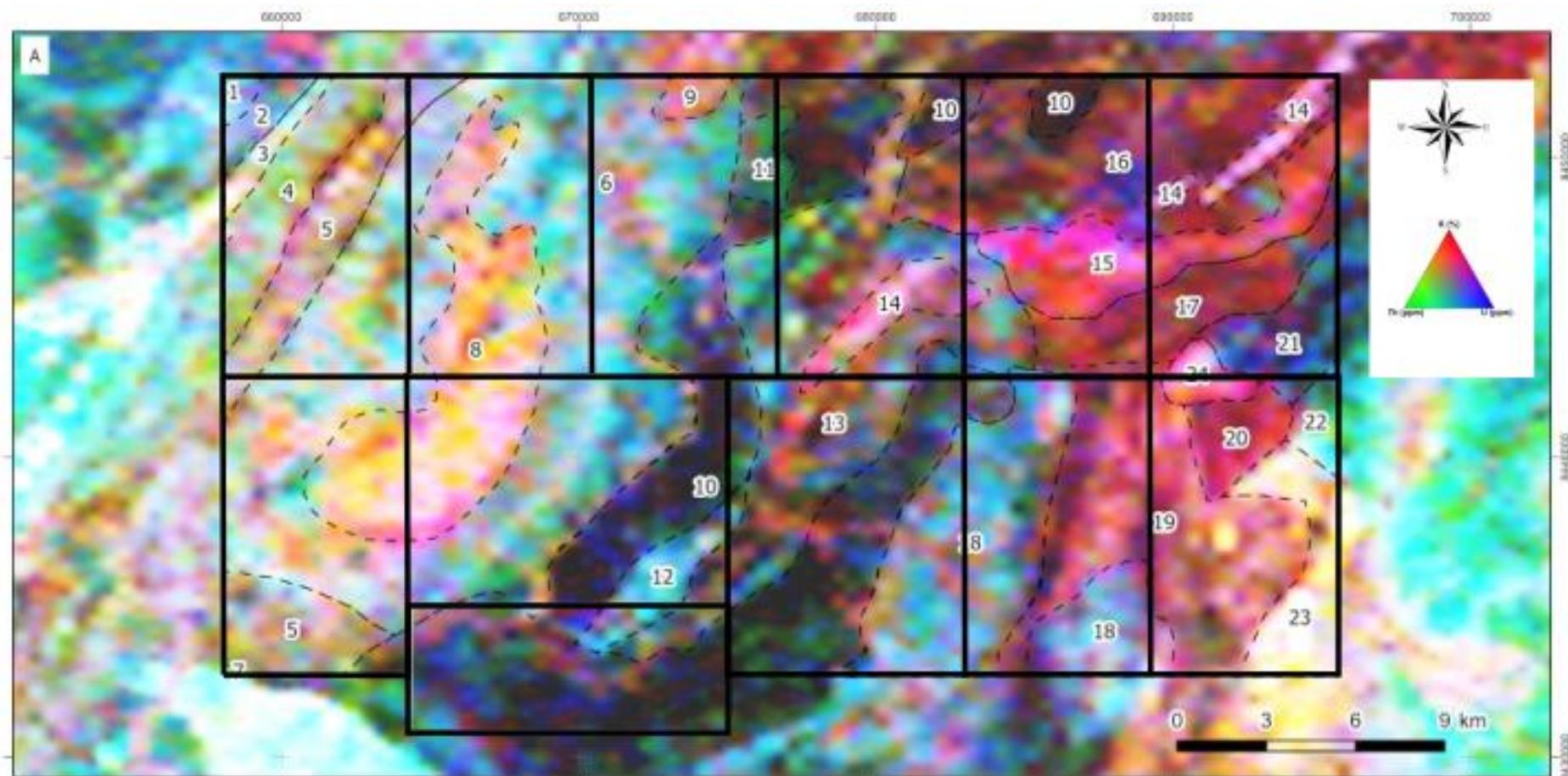


Figura 3.9: Domínios gamaespectrométricos individualizados para o Projeto Mara Rosa.

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

Tabela 3.2: Caracterização dos domínios gamaespectrométricos do Projeto Mara Rosa.

Domínio	K	eTh	eU	Descrição: cor e tonalidade (RGB), geometria, homogeneidade	Interpretação regional
1	Médio	Médio-Alto	Alto	Azul tom ciano, mancha irregular, homogêneo	Rochas de arco continental neoproterozoicas
2	Alto	Alto	Alto	Branco, segmento alongado NE-SW, heterogêneo	
3	Médio-Alto	Alto	Médio-Alto	Verde claro azulado, segmento alongado NE-SW, heterogêneo	
4	Alto	Médio-Alto	Médio-Alto	Rosa claro amarelado, alongado NE-SW, homogêneo	
5	Médio-Alto	Alto	Alto-Médio	Difuso, extensa faixa NE-SW, heterogênea	
6	Alto	Médio	Médio	Rosa claro, semi-arredondo com direção NE-SW, heterogêneo	
7	Alto	Médio-Alto	Baixo-Alto	Vermelho amarelado, alongado NE-SW irregular, heterogêneo	
8	Alto	Alto	Baixo-Alto	Rosa claro amarelado, arredondado alongado NE, heterogêneo	
9	Alto	Médio	Baixo-Alto	Rosa alaranjado, pequena porção de corpo NE-SW, homogêneo	
10	Baixo	Baixo	Baixo	Azul escuro, extensa faixa anastomosada NE-SW, homogêneo	Rochas de arco insular neoproterozoicas
11	Baixo-Médio	Médio-Alto	Médio-Alto	Ciano, alongada NE-SW, homogêneo	

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

12	Baixo- Alto	Médio- Alto	Baixo- Alto	Difuso, faixa irregular, heterogêneo	
13	Alto	Médio- Alto	Alto	Rosa claro, faixas lineares NE- SW, homogêneo	Rochas de alteração hidrotermal
14	Médio	Baixo	Baixo	Magenta escuro, mancha irregular, homogêneo	
15	Alto	Médio	Médio- Alto	Vermelho rosado, faixa alongada E-W, heterogêneo	
16	Médio	Baixo	Baixo	Vermelho escuro, faixa NE-SW inflectida E-W, homogêneo	
17	Médio- Alto	Médio	Médio	Rosa amarelado, faixa irregular NE-SW, heterogêneo	
18	Médio	Médio- Alto	Alto	Ciano claro, corpos alongados NE-SW, homogêneo	
19	Alto	Médio	Alto	Rosa claro, mancha irregular, homogêneo	
20	Baixo	Baixo- Médio	Médio Alto	Azul escuro, segmento de faixa irregular NE-SW, heterogêneo	Metavulcanossedimentares Neoproterozoicas e Paleoproterozoicas
21	Baixo- Médio	Médio- Alto	Médio	Ciano claro esverdeado; segmento de faixa NE-SW truncada; heterogênea	
22	Alto	Alto	Alto Médio	Branco amarelada, segmento de faixa irregular NE-SW, heterogêneo	

3.2.2.2. Interpretação dos dados gamaespectrométricos da subárea V

A interpretação da subárea V resultou na divisão de 12 domínios (Figura 3.10) a partir da reinterpolação com a utilização de um grid específico para a escala 1:25000. Os domínios caracterizados por alto K e eU são relacionados às rochas resultantes de processos hidrotermais, granitos e rochas de metamorfismo mecânico (cataclasitos e milonitos, por exemplo), com baixa concentração de eTh devido ao seu caráter menos móvel. Enquanto os

domínios com concentração considerável dos três elementos são atribuídos a anfibolitos. A caracterização destes domínios é sumarizada na Tabela 3.3.

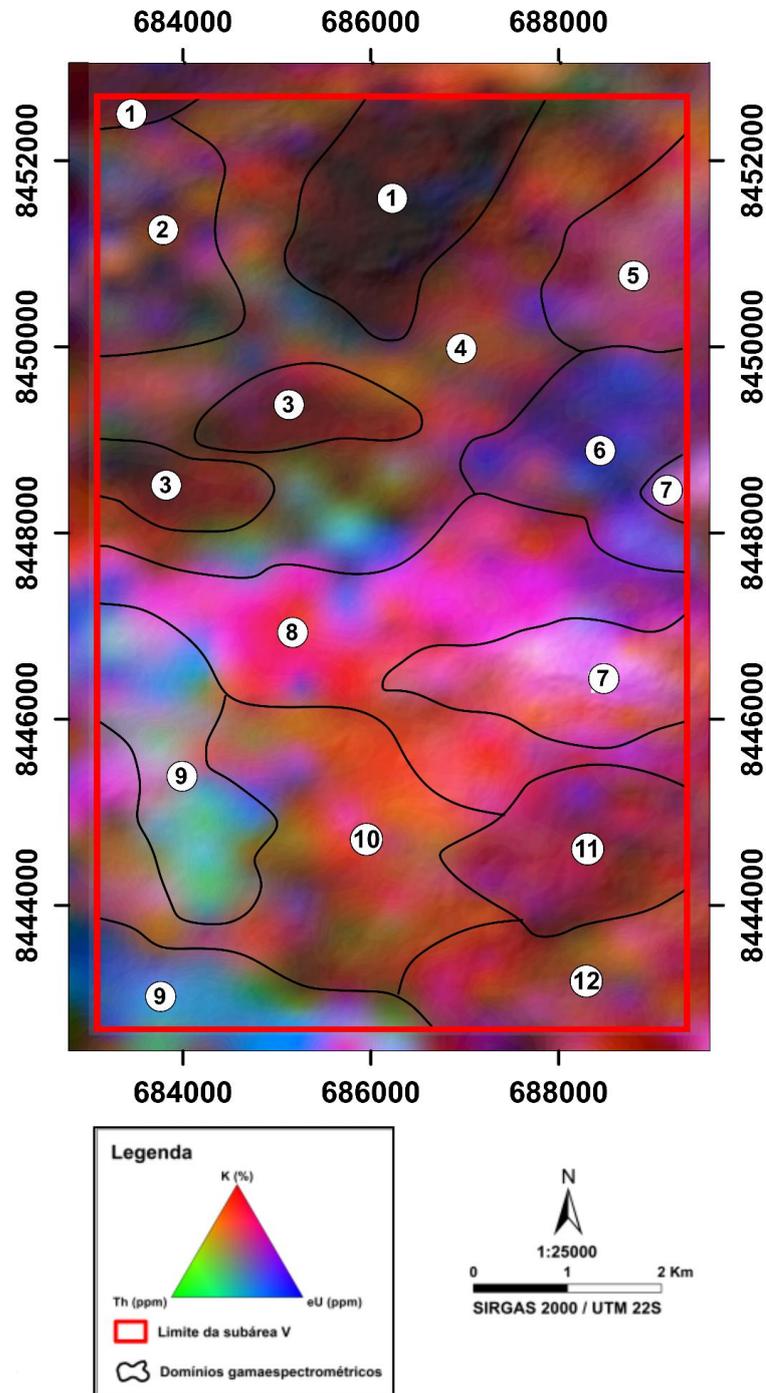


Figura 3.10: Domínios gamaespectrométricos da subárea V.

Projeto Mara Rosa 2022

Subárea V

Tabela 3.3. Caracterização dos domínios gamaespectrométricos da subárea V.

DOMÍNIO	K	eTh	eU	DESCRIÇÃO
1	Baixo	Baixo	Baixo	Domínio homogêneo com coloração escura devido à baixa concentração dos três radioelementos. Está localizado em uma porção de alto topográfico com baixa declividade.
2	Médio	Médio	Médio	Domínio heterogêneo com coloração rosada e valores médios de concentração. Presente em baixos topográficos.
3	Médio	Baixo	Baixo	Domínio homogêneo de coloração escura. Está associado a porções restritas de baixo topográfico.
4	Médio	Médio	Baixo-Médio	Domínio heterogêneo devido à alta remobilização dos elementos a 1ª Dzindos de porções de alto topográfico para o baixo topográfico.
5	Médio- -Alto	Médio	Médio	Domínio homogêneo com coloração rosa escuro pela leve predominância de potássio em comparação aos demais elementos. Presente em baixos topográficos.
6	Médio	Médio	Médio- Alto	Domínio homogêneo de coloração azul escuro em função da predominância de urânio em porções de baixo topográfico. Este domínio está adjacente a domínios com predomínio de K.
7	Alto	Médio	Médio- Alto	Domínio homogêneo de coloração rosa esbranquiçado associado à prevalência de K e U em regiões de alto topográfico.
8	Alto	Baixo - Médio	Médio- Alto	Domínio homogêneo de coloração rosa escuro associado à prevalência de K em regiões de alto topográfico e alta declividade. Em regiões de baixo topográfico ocorre a prevalência de U.
9	Baixo - Médio *	Médio	Médio- Alto	Domínio homogêneo de coloração ciano devido à predominância de Th e U. Está presente em regiões de baixo topográfico.
10	Médio -Alto	Médio	Baixo- Médio	Domínio heterogêneo de coloração rosada com diferentes concentrações de K, eTh remobilizados em porções de maior densidade de drenagem.
11	Médio	Baixo	Baixo- Médio	Domínio homogêneo de coloração magenta associado à prevalência de K e U. Presente em local de alto topográfico.

12	Médio	Baixo - Médio	Baixo- Médio	Domínio homogêneo de coloração magenta associado à prevalência de K. Presente em local de baixo topográfico.
*Algumas porções com variação considerável na concentração				

3.2.3. Interpretação litogeofísica da subárea V

As técnicas de processamento da magnetometria e gamaespectrometria foram fundamentais para a construção de um raciocínio voltado para a delimitação de compartimentos geológicos, no intuito de correlacionar os mapas geofísicos com a geologia já mapeada. Assim, busca-se compreender a continuidade dos corpos tanto em subsuperfície (utilizando a magnetometria) com o comportamento em superfície (gamaespectrometria), o contato entre esses corpos, e o entendimento da mobilidade dos elementos K, eTh e eU posteriormente será compreendido em termos de sustentação do relevo, dissecação da paisagem e formação de compartimentos morfológicos (capítulo de sensoriamento remoto). Foi utilizado como base os lineamentos retirados pela 1ª Dz, os produtos de SA3D e GHT e os domínios retirados pela composição ternária da gamaespectrometria e pela cartografia das Folhas Campinorte (Oliveira et al. 2007), Santa Terezinha (Fuck et al, 2007) e o TF Mutunópolis (2006).

Desta forma, foi interpretado o mapa litogeofísico preliminar da subárea V apresentado na Figura 3.11.

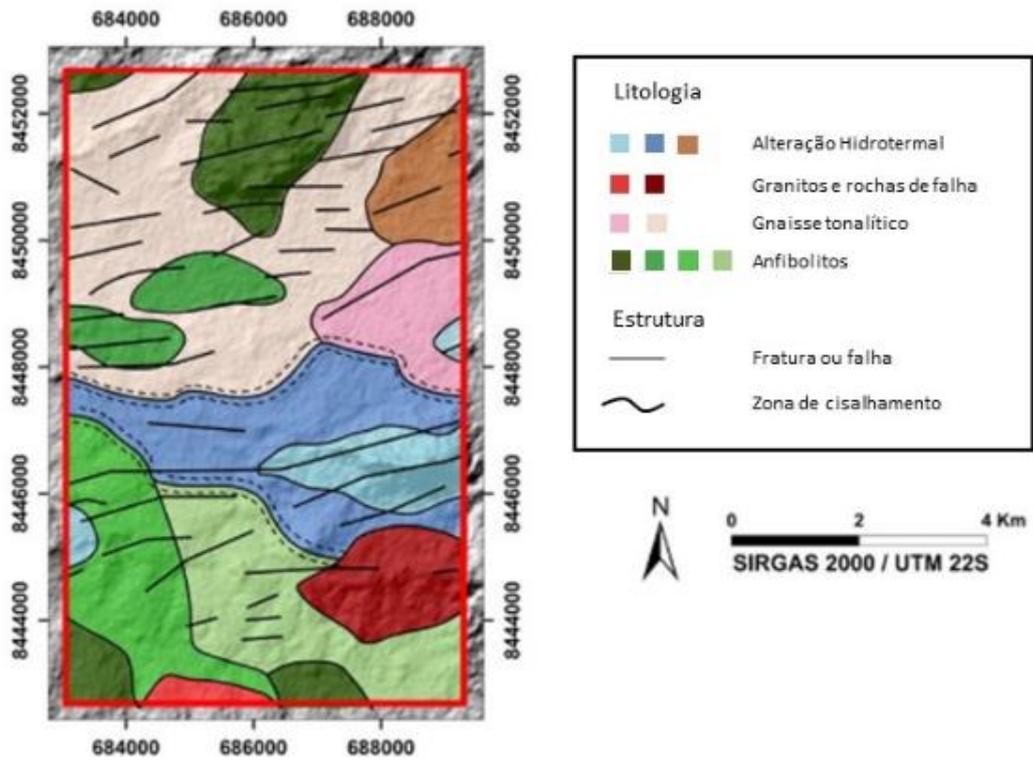


Figura 3.11: Mapa litogeofísico interpretado para a subárea V.

4. SENSORIAMENTO REMOTO

A partir do uso de técnicas de sensoriamento remoto é possível obter informações acerca de um objeto ou área a ser estudado na superfície terrestre, no formato de imagens, as quais são geradas a partir da detecção e medição quantitativa das respostas das interações da radiação eletromagnética com os materiais terrestres (Meneses e Almeida 2012). Tais informações permitem que seja realizada uma interpretação detalhada de padrões correspondentes a estruturas geológicas e geomorfológicas, características de relevo e de drenagem, localizadas na área de interesse. Como auxílio dos dados oriundos de técnicas de sensoriamento remoto e a interpretação realizada a partir do reconhecimento das feições presentes, foram gerados produtos visando diferenciar e agrupar padrões entre os elementos presentes, como estruturas do relevo, padrões de drenagem, correspondentes a estruturas, geomorfologia, composição e litologias, presentes na área V e pertencentes ao projeto Mara Rosa.

As informações contidas em tais produtos, resultam do processamento e análise de imagens multiespectrais, providas do sensor CBERS 04A (China-Brazil Earth Resources Satellite), disponibilizado pelo INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), assim como do sensor ALOS PALSAR (A1ª Danced Land Observing Satellite-1 - Japan Aerospace Exploration Agency), disponibilizado pela ASF (Allaska Satellite Facility). A confecção de produtos resultantes da combinação de composições coloridas, foi realizada a partir de imagens do sensor CBERS 04A, as quais são pertencentes a cena CBERS_4A_WPM_20220612_209_131_L4. Para a confecção dos produtos do modelo digital de elevação, foi feito um recorte da cena AP_18875_FBD_F6900_RT1 providas do sensor ALOS PALSAR.

4.1. ALOS PALSAR

Lançado em 2006, o satélite ALOS (Advanced Land Observing Satellite), também conhecido como Daichi, é um satélite de fabricação japonesa, pertencente a uma missão da Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) e teve suas atividades finalizadas no ano de 2011. Foi desenvolvido para contribuir nas áreas de mapeamento, observação precisa da cobertura regional da terra, monitoramento de desastres e levantamento de recursos. Um dos instrumentos presente no satélite ALOS é o sistema de radar PALSAR (band synthetic aperture radar), o qual gera dados de múltiplos modos de observação com variações, de polarização, resolução, largura de faixa e de ângulos off-nadir (ASF DAAC, 2022).

O sensor PALSAR (Tabela 4.1) 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 (FBS) e o de polarização dupla (FBD), os quais possuem resolução espacial de 10 e 20 metros, respectivamente, e apresentando larguras de faixa de cerca de 70 km. Há também um modo de feixe de polarização quádrupla (PLR), com resolução espacial de 30 metros e largura de feixe de 70 km (ASF DAAC, 2022).

Tabela 4.1: Características técnicas do satélite ALOS PALSAR (Resolução, modos de feixe, largura da faixa imageada, frequência central, Resolução espacial (m)).

Sensor	Resolução	Modos de Feixe	Largura da Faixa Imageada (km)	Frequência Central	Resolução Espacial (m)
Alos PALSAR	Alta	FBS, DSN	70	L-Band (1.27 GHz)	10
	Resolução	FBD			20
	ScanSAR	WB1, WB2	250 -350		100
	Polarimétrico	PLR	30		30

4.2. CBERS 4A

O CBERS 04A (China-Brazil Earth Resources Satellite), é um satélite resultante de um acordo entre Brasil e China, lançado em 2014, o qual tem como objetivo a geração de imagens da superfície da Terra. Esse sistema é equipado com sensores para observações ópticas da superfície terrestre, além de outras funções como coleta de dados e monitoramento ambiental. Dentre os sensores presentes no CBERS 04A estão uma câmera multiespectral e pancromática de ampla varredura (WPM), uma câmera multiespectral (MUX) e uma câmera imageadora de campo largo (WFI). Neste trabalho foram usadas as imagens geradas a partir da câmera WPM, que se caracterizam como a principal carga útil do satélite. Este sensor possui 5 bandas espectrais, uma com resolução panorâmica de 2 metros e outras quatro com resolução multiespectral de 8 metros simultaneamente (Tabela 4.2) na órbita do satélite (INPE/ CBERS, 2019).

Tabela 4.2: Características básicas do CBERS 4A, sensor WPM (Bandas espectrais, largura da faixa imageada, comprimento de onda (μm), resolução espacial (m)).

Sensor	Bandas Espectrais	Largura da Faixa Imageada (km)	Comprimento de Onda (μm)	Resolução Espacial (m)
WPM	Banda 0 - Pancromática	92	0.45 - 0.90	2
	Banda 1 - Azul (B)		0.45-0.52	8

Banda 2 - Verde (G)	0.52-0.59	8
Banda 3 - Vermelho (R)	0.63-0.69	8
Banda 4 - Infravermelho próximo (NIR)	0.77-0.89	8

4.3. PROCESSAMENTO DOS DADOS

A partir da obtenção dos dados primários, se fez necessária a aplicação de procedimentos de geoprocessamento, visando extrair informações e gerar produtos de interpretação da área de estudo, visando a identificação de padrões nas características dos objetos observados. O processamento das imagens obtidas a partir do satélite CBERS 04A e da resposta de radar do satélite ALOS PALSAR, ocorreu de forma independente, visando um nível de detalhamento maior durante a interpretação. Por fim, com a integralização dos processamentos realizados em cada um dos dados, permitiu a confecção de imagens na escala 1:25000.

A interpretação dos dados foi realizada em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas) seguindo o fluxograma da Figura 4.1, mais precisamente com o uso do software ArcMap (versão 10.5), o qual é disponibilizado a partir de licença obtida com viés de uso institucional, fornecido pelo IG/ UnB.

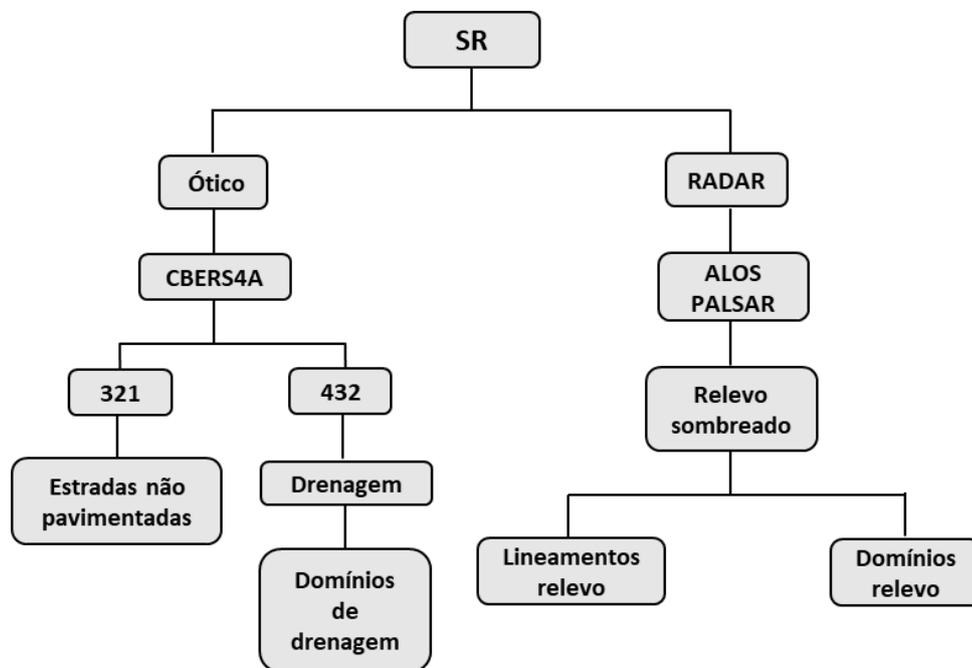


Figura 4.1: Fluxograma das etapas de processamento e pós processamento do Sensoriamento Remoto.

4.3.1. ALOS PALSAR

Para o modelo digital de elevação (MDE) ALOS PALSAR, foram gerados dados matriciais e dados vetoriais referentes à simulação do relevo e elevação do terreno, respectivamente. Para simulação do relevo, foi utilizada a ferramenta hillshade, que consiste no uso de algoritmos de sombreado de relevo. Já para a elevação do terreno, se fez uso da ferramenta contour, a qual é responsável pela extração das curvas de nível. As direções de iluminação utilizadas no relevo sombreado foram 45° e 315° (Figura 4.2).

4.3.2. CBERS4A

As imagens oriundas do sistema CBERS 04A, foram unidas em formato de arquivo matricial, por meio do empilhamento de bandas (algoritmo layer stacking) das bandas 1 a 4, para permitir uma imagem em composição colorida. Posteriormente foi efetuado o processo de fusão de bandas (algoritmo pansharpening) entre as bandas 1 a 4 (visível + infra-vermelho) com a banda 0 (pancromática), no intuito de aumentar a resolução espacial. Desta forma é possível realizar a reamostragem da resolução espacial das bandas 1 a 4, que originalmente é de 8 metros, para a resolução espacial da banda 0, sendo de 2 metros, para gerar uma imagem multiespectral com 4 bandas (B, G, R e NIR), com píxeis de 2x2 metros. Com o uso da imagem resultante deste processamento, foram geradas composições coloridas 321 e 432. A composição 321 (Figura 4.3A), foi utilizada principalmente para a vetorização de estradas, e a composição 432 (Figura 4.3B) teve sua aplicação na identificação de drenagens.

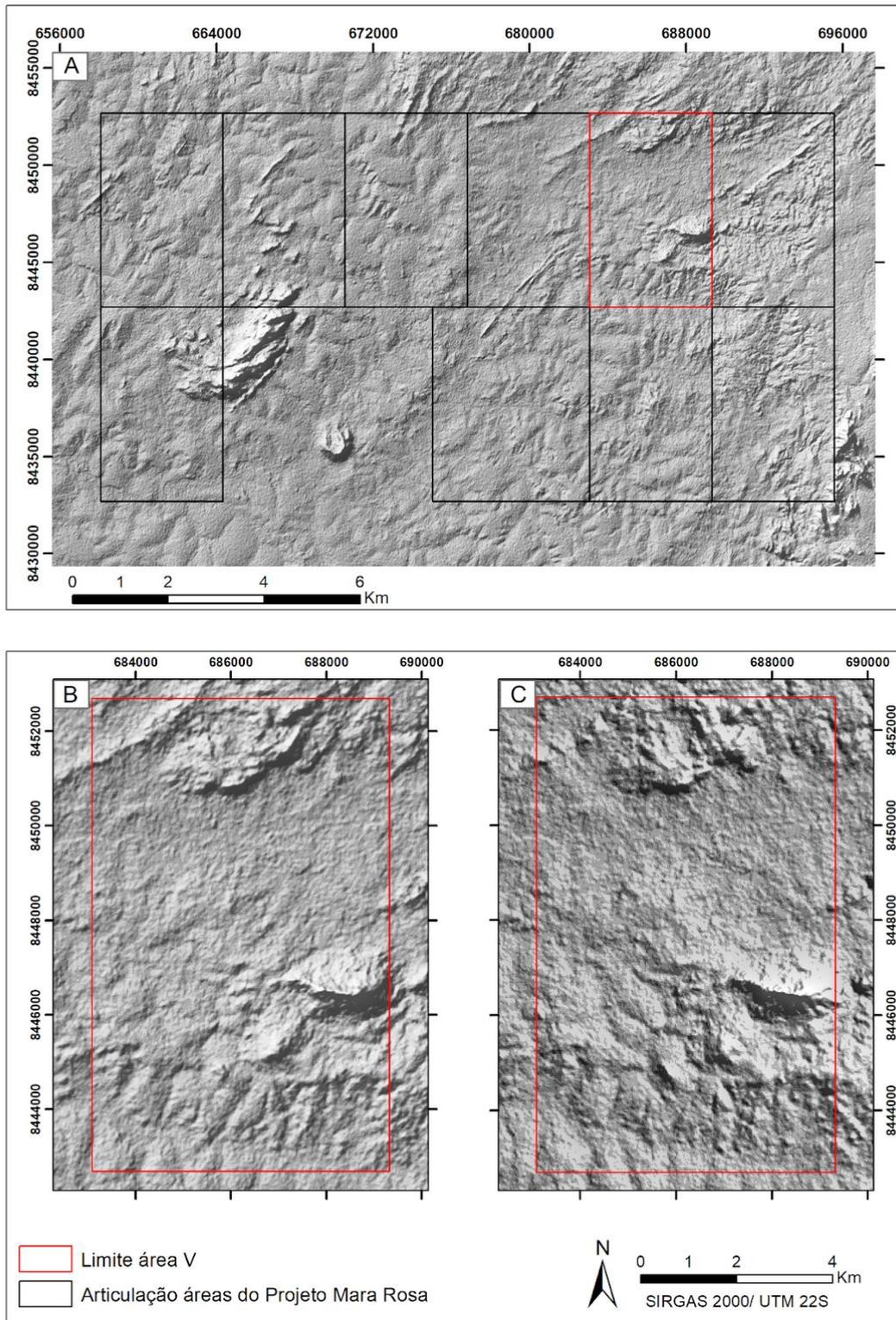


Figura 4.2: Modelo Digital de Elevação (MDE). **A)** MDE da articulação de áreas do projeto Mara Rosa com direção de iluminação de azimute 315° e inclinação 45°. **B)** MDE da área V, direção de iluminação de azimute 315° e inclinação 45°. **C)** MDE da área V, direção de iluminação de azimute 45° e inclinação 45°.

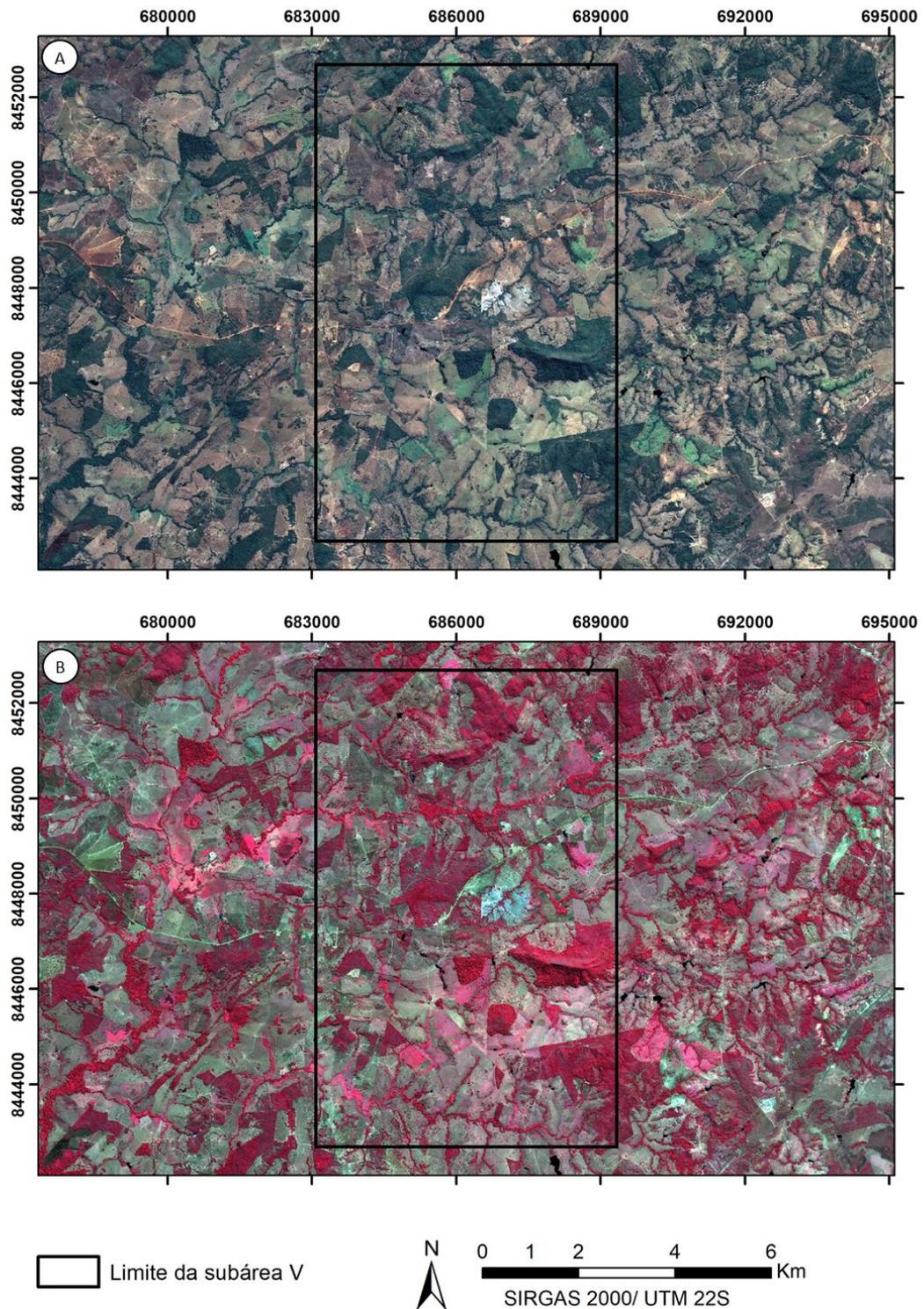


Figura 4.3: Composições coloridas de duas cenas do Satélite CBERS4A. **A)** Composição 321, cores reais. **B)** Composição 432, falsa cor com destaque para vegetação e drenagens.

4.4 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

As maiores cotas da área do projeto compreendem as Serras do Faina, Bom Jesus, Morro Redondo e serras no extremo leste da área. Essas regiões são classificadas como relevo de morros e colinas, e superfície de aplainamento com cotas podendo ir até 800m. Os solos característicos das regiões mais altas são Neossolos e Latossolos na região do Faina e Cambissolos e Latossolos vermelho-amarelo no extremo leste. Em termos de área de cobertura, o solo mais abrangente é o plintossolo pétrico, este se concentra nas regiões de cota média a baixa (entre 281-500m). No extremo oeste se concentram os latossolos vermelhos, estes que se correlacionam com uma paisagem de aplainamento com cota até 400m, na região hidrográfica do rio dos Bois.

A partir da análise dos modelos digitais de elevação e a demarcação de feições de drenagem (Figura 4.4) e relevo, foi feito um mapa de lineamentos (Figura 4.5) com as principais direções, mostradas nos diagramas de roseta. A partir do mapa de lineamentos da subárea V, também foi possível individualizar domínios de relevo, mostrados na Figura 4.6.

No âmbito das direções preferenciais em escala regional do projeto, ocorre o contraste entre as direções de relevo, que seguem a direção NE, com as direções de drenagem que possuem um trend NW. Isso se dá devido a orientação das cristas estarem orientada NE, uma vez que com o desenvolvimento da paisagem, os corpos de drenagem irão se comportar perpendicularmente a essa direção. Na subárea V, o padrão de relevo reflete o trend NE geral da área, porém com uma tendência mais próxima da direção E-W. Isso se dá devido a uma inflexão, mudança de direção abrupta na subárea V, marcada pelas serras a norte da área e a Serra de Bom Jesus, localizada no centro leste da área.

A descrição dos domínios de relevo (Figura 4.6) se deu da seguinte forma: o domínio 1 é caracterizado pela presença de morrarias, com ocorrência de lineamentos em feixe com direção preferencial NE-SW. Apresenta densidade de drenagem baixa, que se divide em duas zonas principais. Na porção oeste do domínio, ocorre um padrão de drenagem de sinuosidade curva, com angularidade baixa, tropia unidirecional e forte assimetria. Já na porção central e leste do domínio, o padrão de drenagem é de sinuosidade mista, com angularidade média a alta, tropia multidirecional e forte assimetria. As drenagens principais deste domínio têm direção NE.

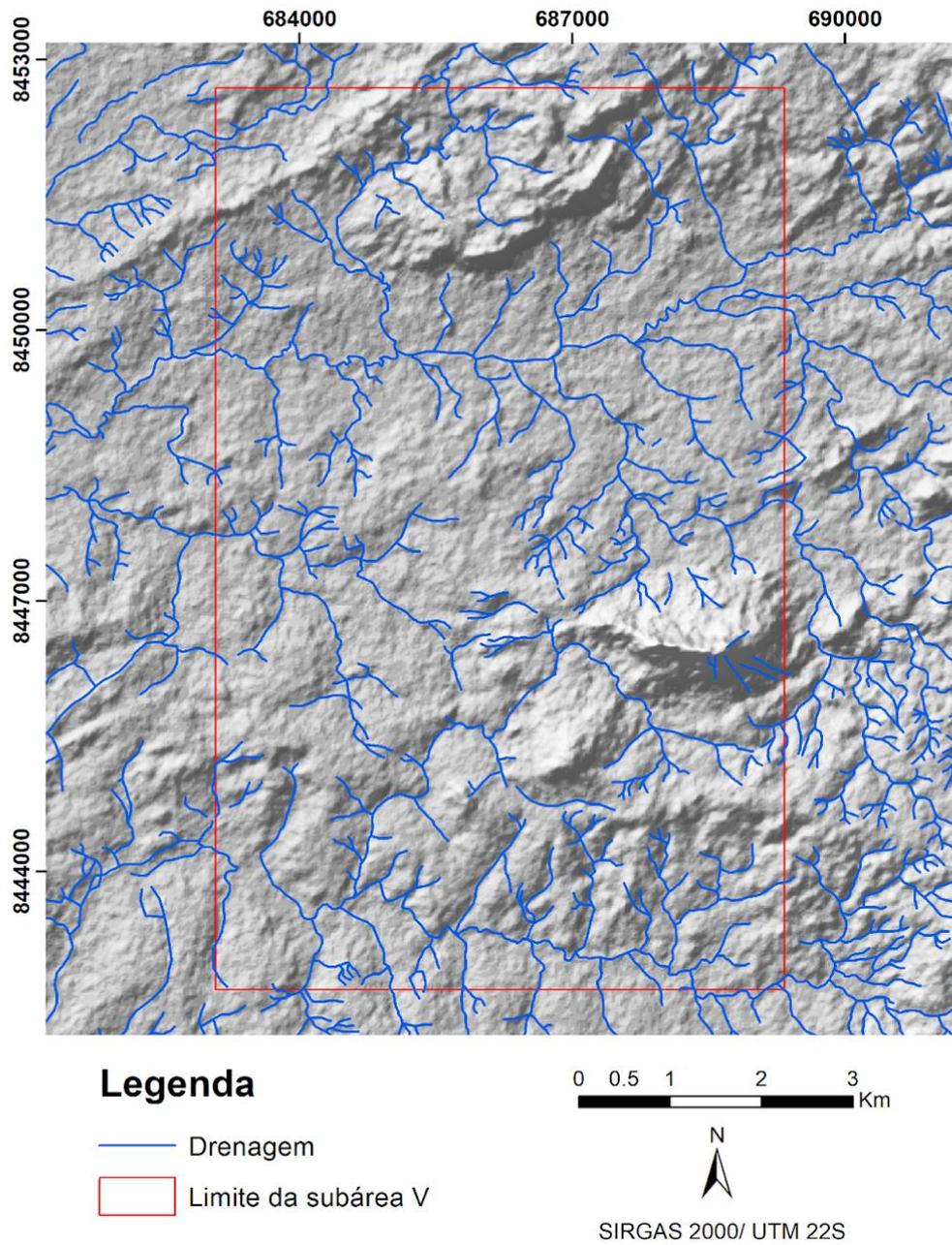


Figura 4.4: Drenagens extraídas a partir dos produtos de sensoriamento remoto.

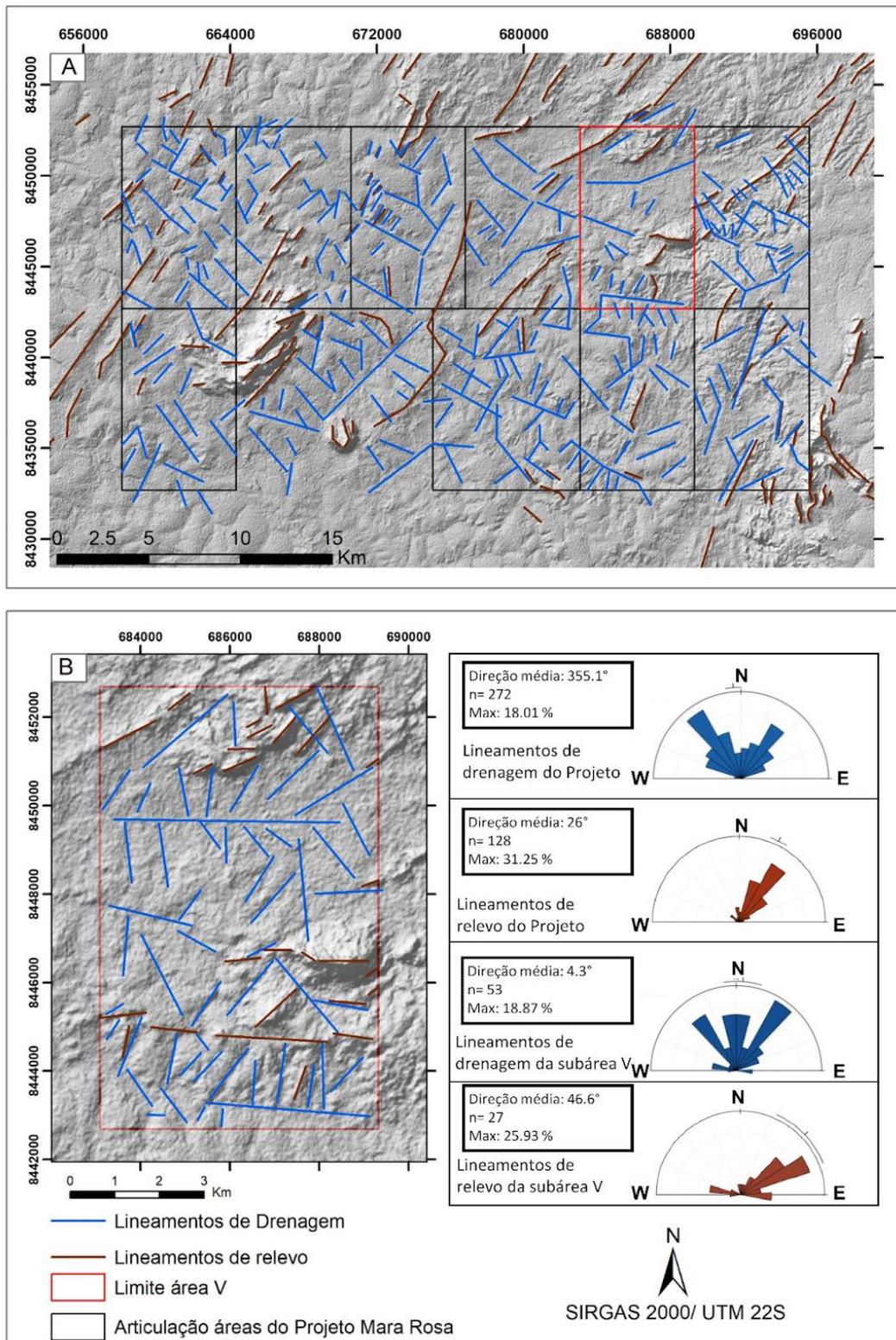


Figura 4.5: Mapa do modelo digital de elevação contendo os lineamentos retirados pelo relevo e pela drenagem e seus respectivos diagramas de roseta. **A)** MDE da área do projeto. **B)** MDE da subárea 5.

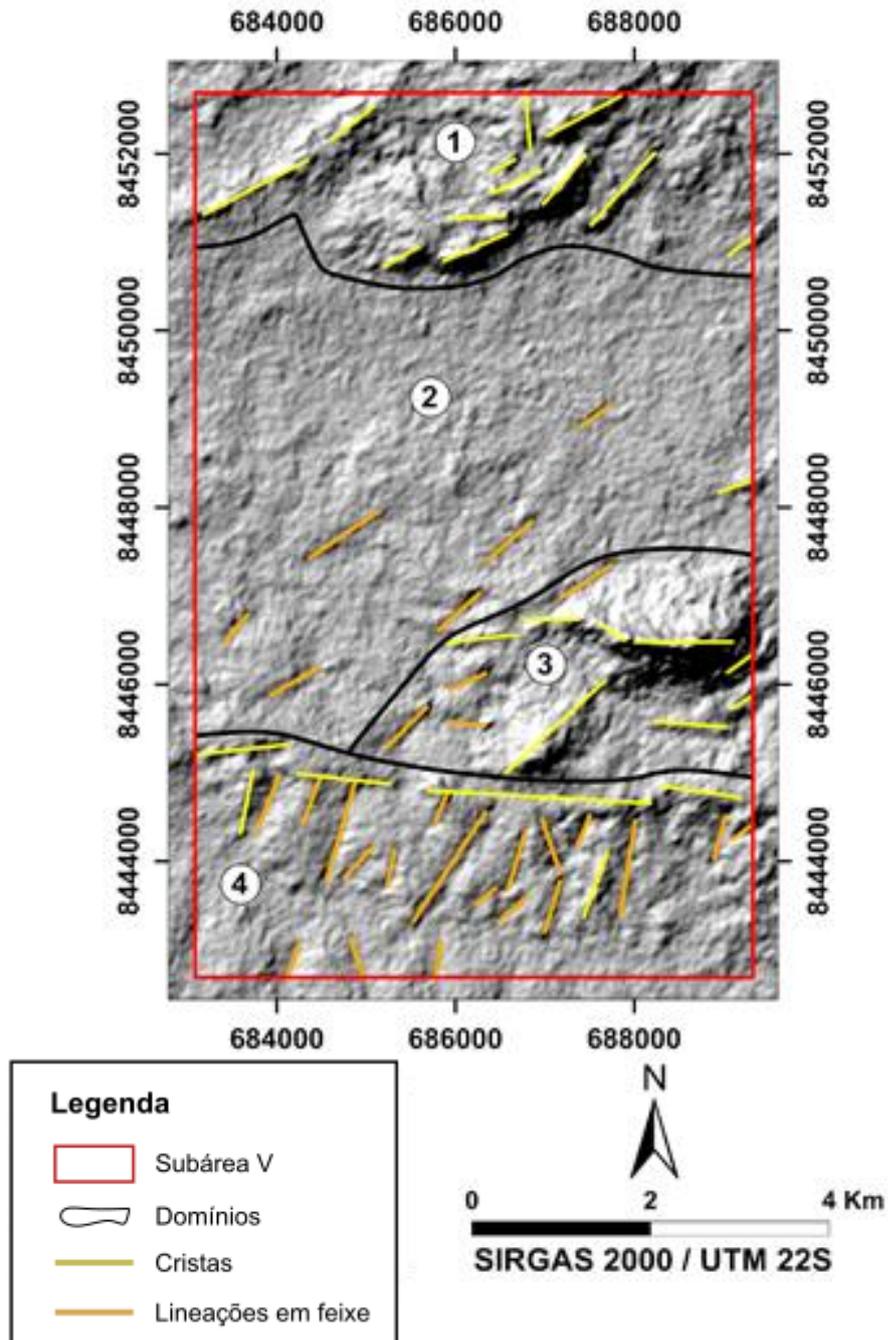


Figura 4.6: Mapa de domínios de relevo a partir do modelo digital de elevação (MDE). os traços no mapa representam as cristas e as lineações em feixe.

O domínio 2, corresponde a zona mais centralizada da subárea V, onde se encontra uma região de baixo topográfico, com baixa densidade de lineamentos em feixe, os quais apresentam direção preferencial NE-SW. Este domínio apresenta uma densidade de drenagem variando de média a alta, que se divide em três zonas principais. Na porção principal do domínio, que abrange a porção norte do mesmo, ocorre um padrão de drenagem com direção principal E-W, possuindo sinuosidade mista, com angularidade média, tropia tridirecional e

fraca assimetria. Na porção sudoeste do domínio, outro padrão de drenagem é descrito, apresentando direções principais E-W e NW-SE, com sinuosidade mista, angularidade alta, tropia tridirecional e fortemente assimétrica. Por fim, na porção sudeste do domínio, ocorre um padrão de drenagem com direções principais E-W e NE-SW, apresentando sinuosidade mista, com angularidade média, tropia tridirecional e fortemente assimétrica.

O domínio 3 encontra-se caracterizado por forte presença de morrarias, com densidade moderada de lineamentos em feixe com direções preferenciais para E-W e NE-SW. Apresenta densidade de drenagem baixa, onde a direção preferencial é NW-SE, onde o padrão de drenagem apresenta sinuosidade mista, com angularidade alta, tropia bidirecional e fortemente assimétrica.

O domínio 4 corresponde a zona mais ao sul da subárea V, caracterizada por uma região de baixo topográfico, com alta densidade de lineamentos, onde se encontram lineamentos em feixe com direções preferenciais para NE-SW e lineamentos em série com direção preferencial E-W. Apresenta densidade de drenagem média a alta, com direção preferencial E-W, com padrão que apresenta sinuosidade mista, com angularidade alta, tropia tridirecional, e fracamente assimétrica.

A partir da combinação das feições geradas, com o auxílio dos produtos obtidos por sensoriamento remoto, foi confeccionado o mapa base da subárea V (Figura 4.7). Tal mapa é de suma importância para a etapa de campo, sendo utilizado para localização e elaboração do mapa geológico, facilitando o traçado de contatos geológicos.

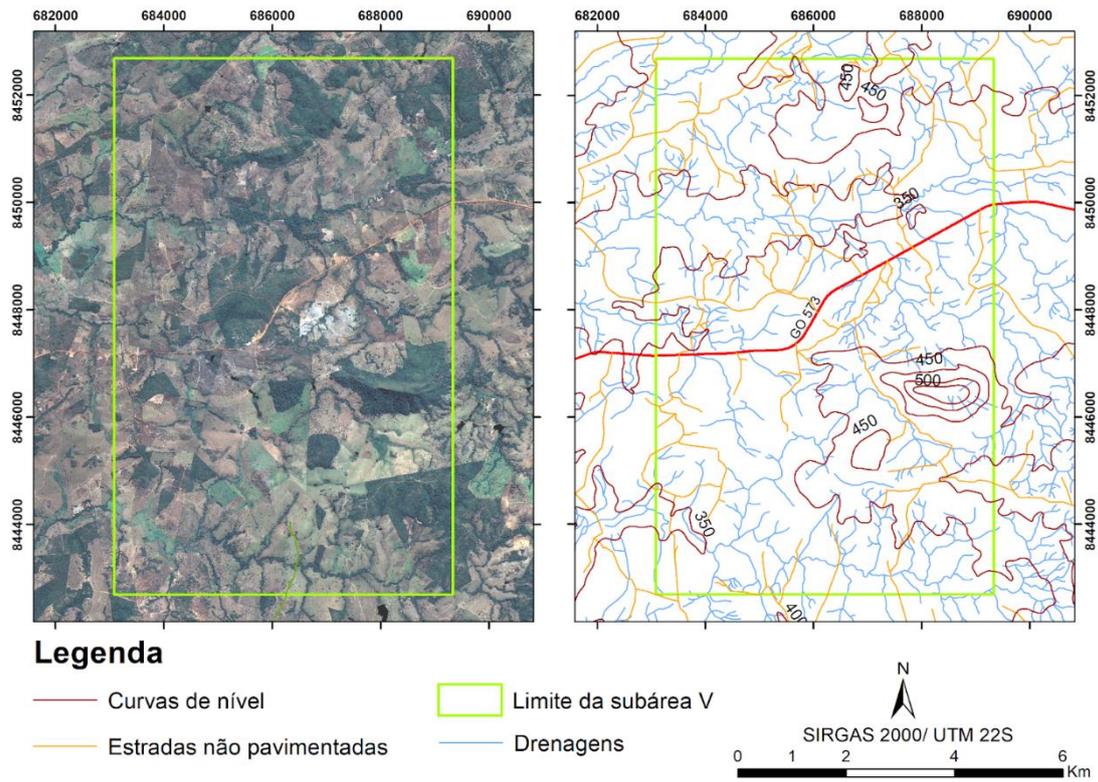


Figura 4.7: Mapa base confeccionado para subárea V.

5. GEOLOGIA DO PROJETO MARA ROSA

O mapeamento geológico realizado no âmbito do Projeto Mara Rosa, em escala 1:25.000, permitiu reconhecer diferentes unidades geológicas, definidas com base em critérios petrográficos, deformacionais, metamórficos e geocronológicos (Figura 5.1). A área mapeada, composta por 11 subáreas, afloram unidades litoestratigráficas pertencentes ao Arco Magmático Campinorte, representativo do embasamento paleoproterozoico, (Della Giustina et al., 2009), ao Arco Magmático Goiás, de idade neoproterozoica (Pimentel & Fuck, 1992; Pimentel et al. 1997, 2000), e ao Grupo Serra da Mesa, também de idade neoproterozoica (Cordeiro et al., 2014). O contato entre o Arco Magmático Campinorte e o Arco Magmático Goiás é marcado pela zona de falhas de empurrão Rio dos Bois, enquanto o Grupo Serra da Mesa ocorre sobreposto ao Arco Magmático Campinorte.

5.1. 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 falha de empurrão Rio dos Bois, com direção variando de N-S a NE-SW e corresponde a 4% do total mapeado pelo projeto. Apresenta relevo associado à superfície regional de aplainamento, com ocorrência de um platô laterítico em seu extremo leste, além de relevo de morros e colinas, caracterizando uma porção mais acidentada nas proximidades da porção recoberta pelo Grupo Serra da Mesa. 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.

Esta unidade é composta por rochas metavulcânicas félsicas e metassedimentares psamopelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte (PP2c1 e PP2c2), de idade riaciana (Della Giustina et al., 2009), com metamorfismo geral em fácies xisto verde. Em meio à Sequência Metavulcanossedimentar Campinorte, encontram-se granito e tonalitos miloníticos a ultramiloníticos da Suíte Pau de Mel (PP2γ1pm), também de idade riaciana (Della Giustina et al., 2009), e ocorrência de granulitos do Complexo Uruaçu (PP2gu) (Cordeiro, 2014), exumados na forma de um complexo de núcleo metamórfico.

5.2. Arco Magmático Mara Rosa

O Arco Magmático Goiás (Segmento Mara Rosa) 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 ortogneisse diorítico Amarolândia (NP3 γ 2am) (Melo, 2006). Neste contexto, são descritos também 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.

5.2.1. 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, 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.

Apresenta morfologia de relevo representada por regiões planas, tipicamente de superfície regional de aplainamento, com ocorrência local de relevo de morros e colinas. 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 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.

5.2.2. 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 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 VI, 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 formato relativamente regular, correspondendo a 20% da área mapeada.

Esta unidade apresenta relevo associado a superfície regional de aplainamento, com ocorrência de coberturas lateríticas em suas porções nordeste e sul, além de relevos de morros e colinas, mais acidentados, em meio à região onde ocorre o Plúton Faina. A gamaespectrometria deste domínio apresenta 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 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.

5.2.3. Rochas Intrusivas Pré a Sin-tectônicas

No contexto do Projeto Mara Rosa, afloram rochas metaplutônicas de caráter pré a sin-tectônico, intituladas como Ortogneisses Mara Rosa, quando associadas à Unidade

Metavulcanossedimentar, e Ortognaisses Santa Terezinha, quando associadas à Unidade Metassedimentar.

Os Ortognaisses 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, 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.

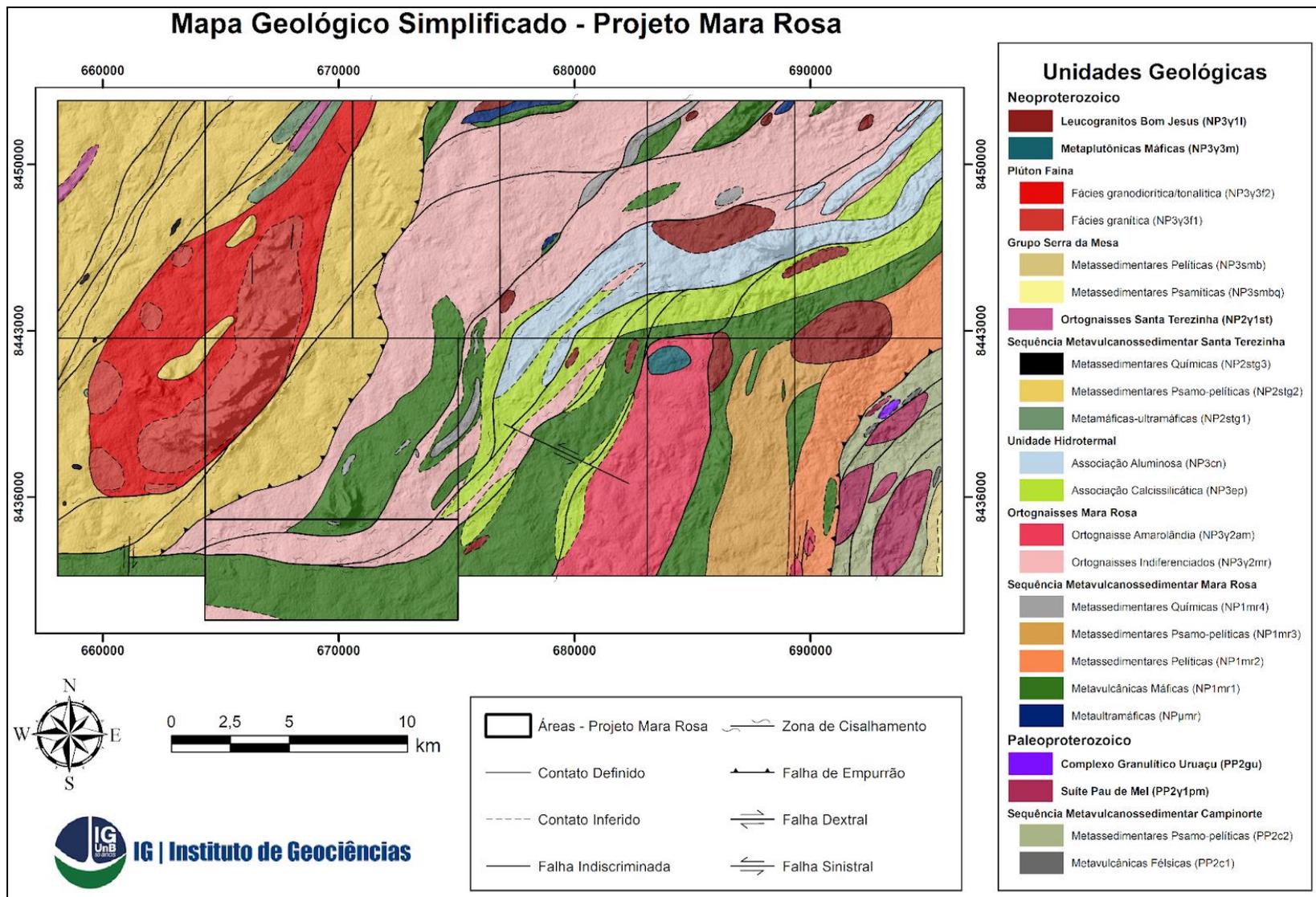


Figura 5.1: Mapa Geológico Integrado do Projeto Mara Rosa (versão simplificada).

5.2.4. 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 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.

As rochas hidrotermais aluminosas, quando ricas em cianita, se destacam em meio ao relevo aplainado, associadas a altos topográficos, tipicamente em relevo de morros e colinas, com ênfase para Serra de Bom Jesus, localizada entre as Áreas V e VI. Já as demais associações não possuem feições diferenciadas em meio ao relevo geral da região. 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.

A nomenclatura da associação calcissilicática foi definida no PMR, devido a sua complexidade e a dificuldade de definição de um protólito. As rochas que caracterizam esta associação, apresentam extrema alteração hidrotermal e uma composição quase que restrita a minerais silicáticos ricos em Ca e até 5% de minerais carbonáticos. Dessa forma adotou-se a nomenclatura sugerida por Rosen et al. (2007).

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).

5.3. 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). O Grupo Serra da Mesa possui intensa expressão na topografia, estabelecendo relevo de morros e colinas, com destaque para a Serra Amaro Leite. Estes altos topográficos associam-se especialmente aos

quartzitos, contrastantes com a superfície de aplainamento adjacente. 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 discordância, e conferindo-lhe geometria irregular. Representa menos de 1% da área total do projeto.

5.4. Rochas Intrusivas Tardi a Pós-tectônicas

As unidades descritas acima são cortadas por 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 VI, 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, tendo, em sua porção central, um enclave de mesma natureza de suas rochas encaixantes, interpretado como roof pendant. Possui geometria sigmoidal, alongada em NE-SW. Seu relevo está associado principalmente a morros e colinas, em meio a superfície regional de aplainamento, enquanto 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 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 direção E-W. Possuem pouca expressão no relevo, formando pequenos morros em meio à superfície regional de aplainamento, sendo, por vezes, englobados nesta classificação. 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 assembleia

exclusivamente granítica, enquanto as rochas Metaplutônicas Máficas são constituídas por metagabros e metahornblenditos, pouco deformados.

6. GEOLOGIA LOCAL DA SUBÁREA V

A área V registra ocorrências de rochas das unidades Leucogranito Bom Jesus, Unidade Hidrotermal, Ortognaisse Mara Rosa e Sequência Mara Rosa (Figura 6.1). Neste capítulo, são apresentadas informações litológicas e petrográficas destas unidades, as quais foram delimitadas com base na análise e interpretação dos dados geológicos coletados em campo, na petrografia, nos produtos gerados a partir das geotecnologias e na relação da geologia com os aspectos fisiográficos (Ver Capítulos 1, 3 e 4).

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

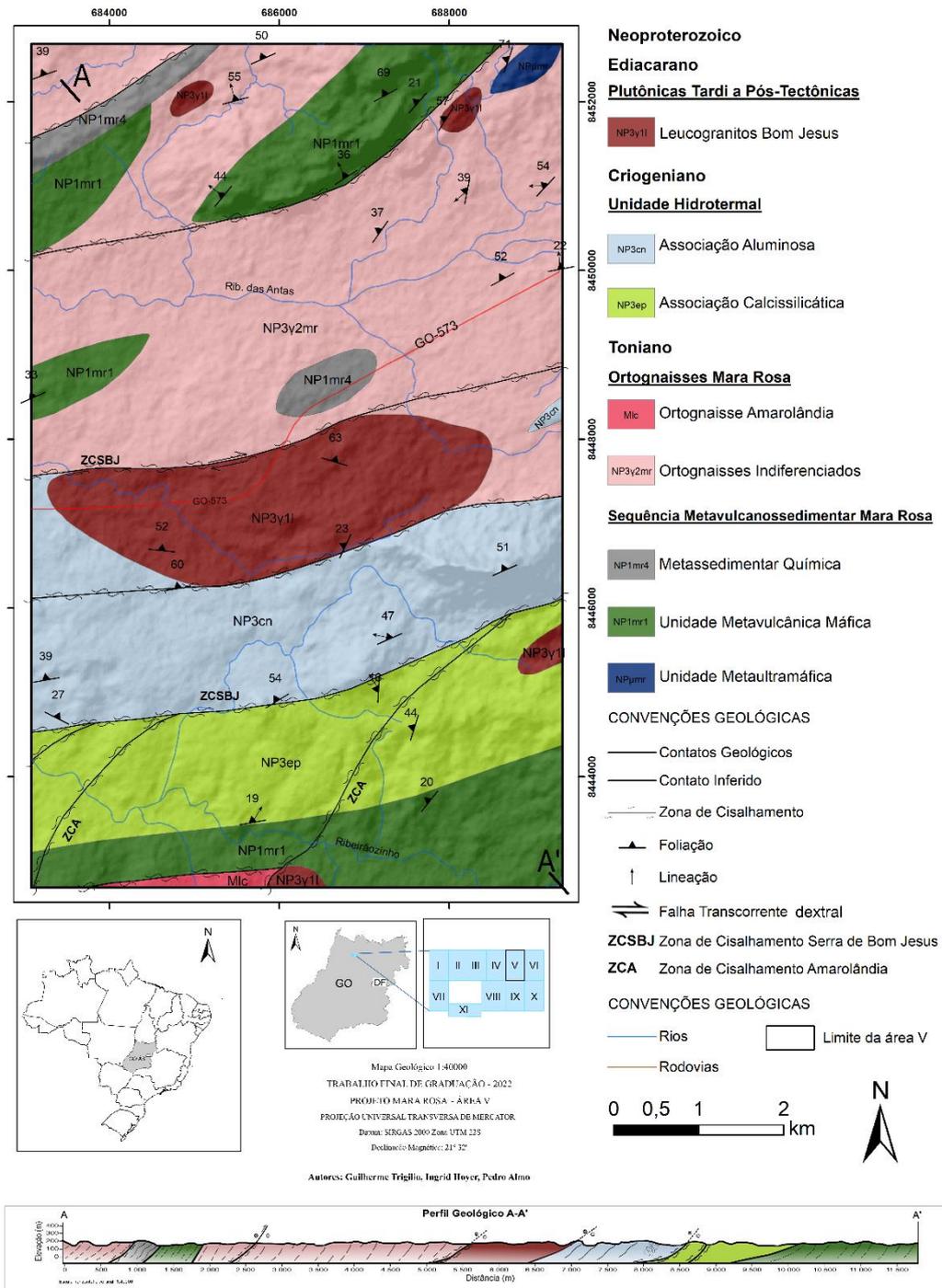


Figura 6.1: Mapa Geológico simplificado da subárea V.

6.1. Leucogranito Bom Jesus

O Leucogranito Bom Jesus corresponde a intrusões tardi a pós-tectônicas nas rochas da Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa e do Ortognaisse Mara Rosa, ocorrendo principalmente como um extenso corpo, de aproximadamente 4 x 2 Km de dimensão, alojado com direção preferencial E-W na porção central da área, em contato com ortognaisses tonalíticos e rochas de produto de alteração hidrotermal. São registradas, ainda, intrusões de menor expressão no extremo norte da área.

Nos produtos derivados da aerogeofísica, esta unidade é fortemente demarcada pelo alto potássio na imagem ternária RGB (Figura 6.2).

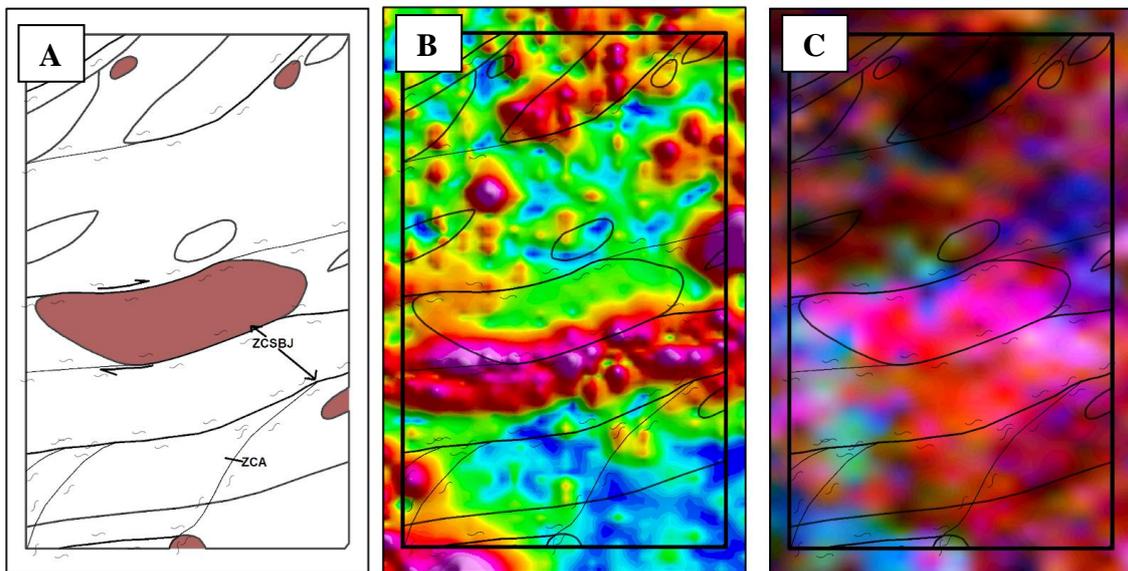


Figura 6. 2: Destaque na unidade Leucogranitos Bom Jesus na subárea V e os principais produtos geofísicos que destacam essa unidade no mapa. **A)** Unidade destacada no mapa geológico da subárea V. **B)** Sinal Analítico 3D. **C)** Composição colorida RGB (K, eTh, eU).

A ocorrência do Leucogranito Bom Jesus é relacionada às porções de relevo levemente ondulado em baixos topográficos, parcialmente cobertos pela vegetação arbórea nativa (Figura 6. A). No entanto, destaca-se que boa parte da área de sua ocorrência registra alterações antrópicas para plantio, construção de estradas e pastagem.

Os afloramentos, em geral, ocorrem na forma de lajedos de dimensões métricas a decamétricas (Figura 6.3C), porém as principais formas de exposição são sob as formas de blocos e matacões métricos (Figura 6.3B). Nestas porções de ocorrência, o solo é consideravelmente bem desenvolvido, de coloração branca e textura arenosa. Na porção central da área, a intrusão está associada à Zona de Cisalhamento Bom Jesus (ZCBI), que lhe confere uma milonitização e foliação penetrativa nas bordas do corpo (Figura 6.3F). No entanto, as porções centrais encontram-se com pouca ou ausente deformação (Figura 6.3E), com uma

trama dúctil pouco desenvolvida e evidenciada por foliação incipiente ou ausente, enquanto a trama rúptil se desenvolve em grandes pares conjugados de fraturas (Figura 6.3D).

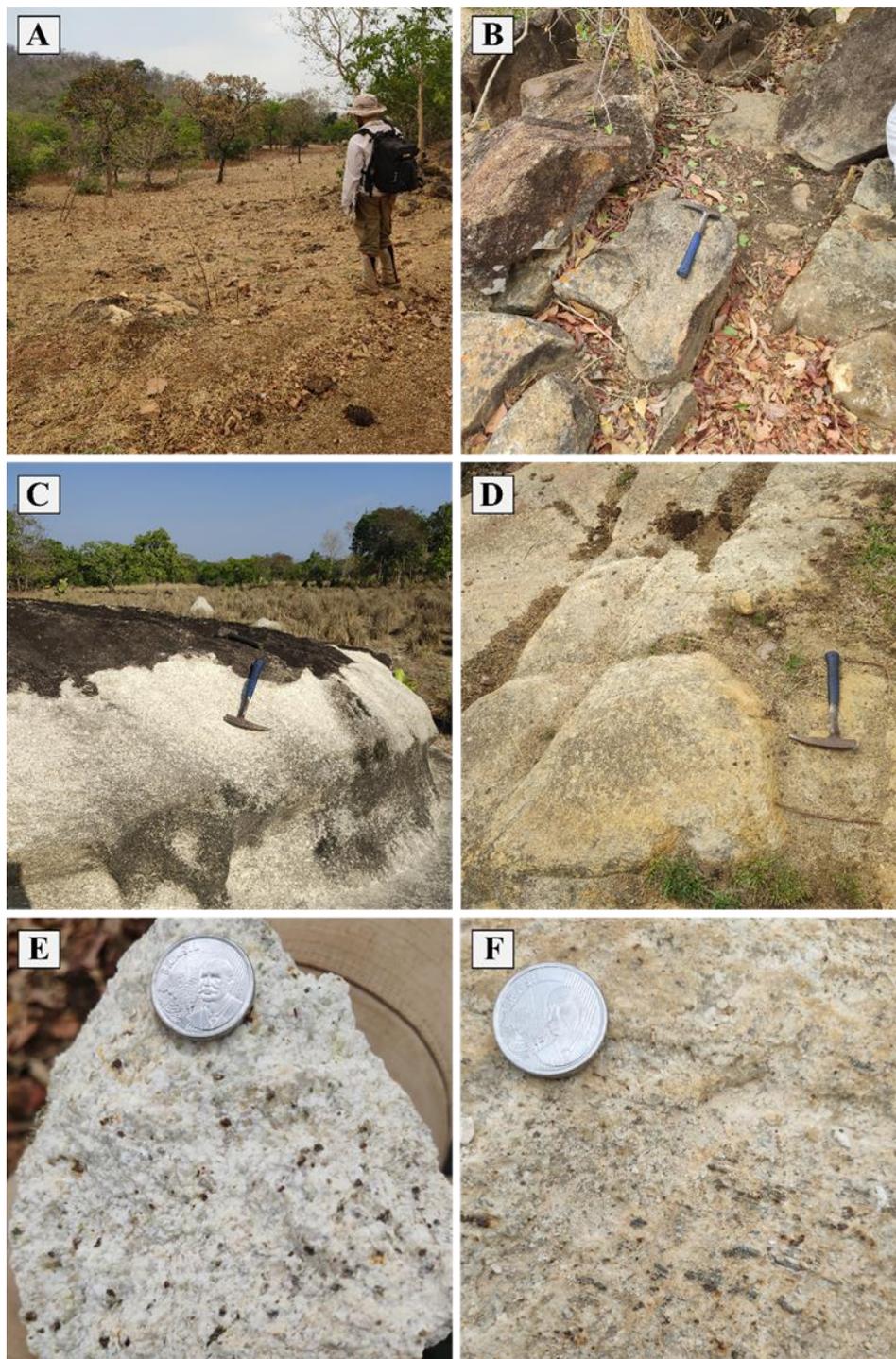


Figura 6. 3: Aspectos macro e mesoscópicos da unidade Leucogranito Bom Jesus na área V. **A)** Relevo e paisagem associada à ocorrência desta unidade. **B)** Afloramento em blocos espaçados. **C)** Afloramento em forma de lajedo. **D)** Pares conjugados de fraturas. **E)** Leucogranito maciço no centro do corpo. **F)** Leucogranito com foliação na borda do corpo.

O Leucogranito Bom Jesus, como o próprio nome indica, tem índice de cor leucocrático, marcado por coloração branca a branca amarelada, mas, por vezes, com tons rosados devido às alterações intempéricas. Possui granulação média a grossa com textura fanerítica e cristais aproximadamente equigranulares nas partes mais centrais, enquanto as bordas do corpo exibem o arranjo textural granoblástico a granolepidoblástico em resposta ao cisalhamento.

O Leucogranito Bom Jesus é descrito a partir da lâmina correspondente ao ponto TF-22-V-97 (Figura 6.4). Ele é constituído essencialmente por quartzo (35 a 40%), plagioclásio/oligoclásio a andesina (25-30%, com An₂₀₋₂₅ e, em alguns cristais, An₃₀₋₃₅), microclínio (40-45%) e muscovita (~5%) e, como minerais acessórios, ocorrem rutilo, magnetita e titanita. Como minerais de substituição/alteração ocorrem epidoto e sericita.

O quartzo é a fase mineral dominante, que ocorre como cristais subédricos a anédricos de tamanho variando de 20 a 600 µm. Os cristais apresentam extinção ondulante e, por vezes, formam agregados recristalizados nas porções mais cisalhadas da rocha, onde são observados os menores grãos. Os plagioclásios (oligoclásio-andesina) são euédricos a subédricos com tamanho de até 700 µm, fraturados e exibem geminação polissintética do tipo albita cujos planos de geminação, por vezes, são descontínuos. O microclínio ocorre como minerais euédricos a subédricos com tamanho de até 800 µm, apresentam geminação do tipo tartan e, por vezes são observadas pertita. A muscovita ocorre como cristais de até 500 µm e, em geral, apresenta feição de mica fish. As características petrográficas e feições microestruturais evidenciam a milonitização na borda deste corpo.

Os minerais acessórios são euédricos a subédricos e ocorrem distribuídos preferencialmente junto às fases minerais micáceas. Por outro lado, os minerais de substituição estão associados aos plagioclásios e feldspatos, além da muscovita.

A assembleia mineral essencial permite classificar a rocha como monzogranito, sendo que os diferentes corpos leucograníticos aflorantes na área, não evidenciam diferenças texturais e/ou mineralógicas passíveis para uma possível subdivisão em fácies. No caso específico da amostra descrita, é notória a deformação cisalhante, em função do contexto de ocorrência, uma vez que representa a borda do Leucogranito Bom Jesus, onde registra-se a Zona de Cisalhamento Bom Jesus. Nestes estágios deformados, o nome Leucogranito Bom Jesus milonitizado pode ser aplicado e, destaca-se que, em porções mais próximas à Serra de Bom Jesus, o monzogranito é cortado por veios pegmatóides de espessura decimétrica com direções NE-SW e N-S, composto por quartzo e grandes cristais placóides de muscovita.

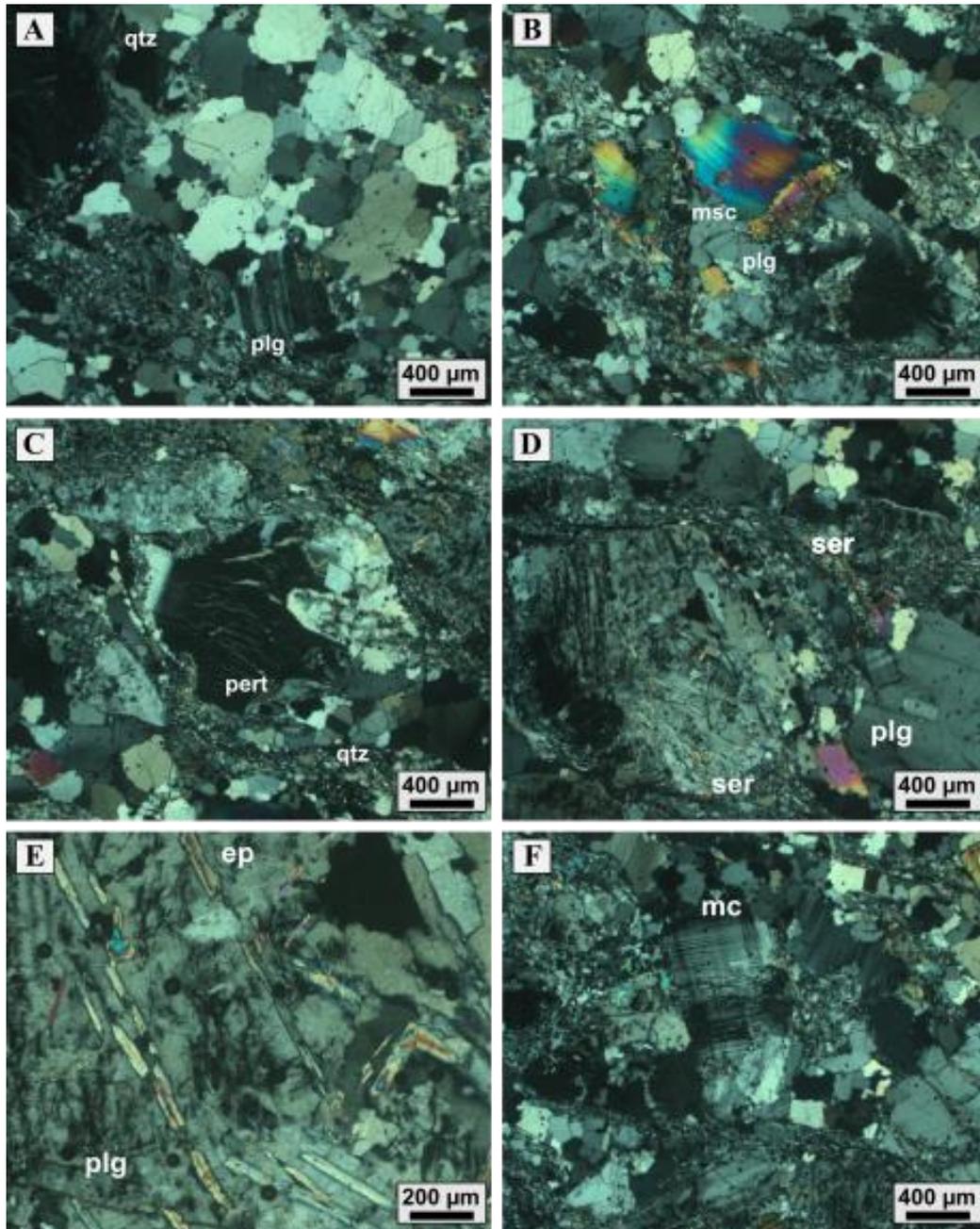


Figura 6.4: Aspectos petrográficos do leucogranito/monzogranito. **A)** Domínio granoblástico de cristais de quartzo e plagioclásio, com porções de recristalização. **B)** Cristal de muscovita deformado em meio a subgrãos de quartzo e feldspatos. **C)** Ortoclásio deformado com pertitas inclusas. **D)** Domínios de alteração de plagioclásio. **E)** Detalhe para formação de cristais prismáticos de epidotos em meio às clivagens do plagioclásio. **F)** Destaque para a composição da rocha, com quartzo, plagioclásio, feldspatos e minerais de alteração.

6.2. Ortognaisses Mara Rosa

6.2.1 Ortognaisse Amarolândia

O Ortognaisse Amarolândia está inserido na unidade Ortognaisses Mara Rosa e não é aflorante na subárea V, porém sua extensão está atrelada até o extremo sudoeste da área em

uma pequena faixa. Essa porção da área se caracteriza por apresentar uma larga extensão de cobertura laterítica, com escassez de afloramentos que representem essa unidade. O ortognaisse amarolândia é representado no RGB por uma cor ciano, e no produto GHT por um contraste entre um alto e um médio magnético.

A caracterização dessa subunidade foi obtida a partir da descrição realizada pelas subáreas VIII e IX, uma vez que a suíte amarolândia é muito representativa nessas áreas. Essas rochas são descritas macroscopicamente, como rochas ígneas plutônicas metamorfizadas de coloração cinza escuro e holocristalinas, faneríticas e granulação fina a média. É composta por minerais máficos, como hornblenda (preta e prismática) e biotina (preto e lamelar) e minerais félsicos, como quartzo e plagioclásio, ambos de coloração esbranquiçada, sendo o plagioclásio a fase dominante. Esses cristais se mostram equigranulares e subédricos, em sua maioria. Por fim, é caracterizada uma foliação penetrativa pela orientação preferencial dos minerais máficos.

Petrograficamente, a rocha apresenta um domínio máfico, composto por hornblenda (15 a 20%) e biotita (25 a 30%) e um domínio félsico, composto por quartzo (10 a 15%), plagioclásio (30 a 35%) e epidoto (5 a 8%). Além de KF, titanita, zircão, apatita, allanita, magnetita e ilmenita, como acessórios. O arranjo textural da rocha é granolepidonematoblástico, onde os cristais possuem hábito anédrico a subédrico.

6.2.1 Ortognaisses Indiferenciados.

A unidade de Ortognaisses Mara Rosa ocupa a maior parte da área V, aflorando em relevo plano e por vezes em relevo ondulado com elevações de até 30m de altura, estes que estão alinhados na direção NE-SW (Figura 6.C), frequentemente em regiões de vegetação nativa e densa. Nos produtos aerogeofísicos, esta unidade se destaca pelos domínios de baixa a média intensidade magnética e respostas difusas no mapa ternário (Figura 6.5B-D).

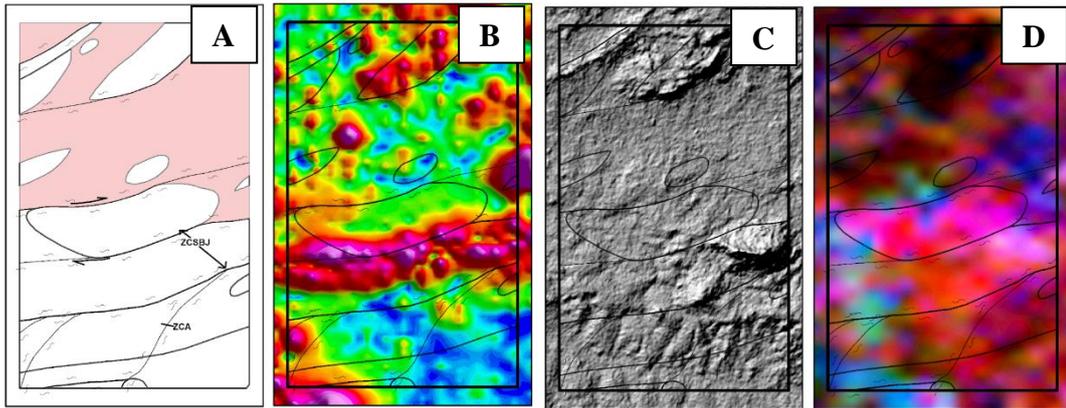


Figura 6.5: Destaque na unidade Ortognaisses Mara Rosa na subárea V e os principais produtos que destacam essa unidade. **A)** Unidade destacada no mapa geológico da subárea V; **B)** Sinal Analítico 3D; **C)** MDE; **D)** Composição colorida RGB (K, eTh, eU).

Em geral, os afloramentos são encontrados sob a forma de lajedos e grandes blocos de 5 a 10 m largura, principalmente nas regiões de vegetação nativa e relevo plano, e blocos rolados no sopé de morrotes, os quais se mostram frequentemente fraturados (Figura 6.6). As rochas pertencentes a esse domínio e inseridas na área V apresentam, em geral, arranjo textural com bandamento regular a levemente anastomosado, ressaltado por padrões dos tipos granolepidoblástico a granonematoblástico, os quais marcam intercalações milimétricas a centimétricas de frações félsicas quartzo-feldspáticas e frações máficas biotita-anfibólio. Os litotipos identificados na área são classificados como: biotita-hornblenda tonalito gnaiss, hornblenda tonalito gnaiss, hornblenda-biotita-epidoto diorito gnaiss.



Figura 6.6: Afloramento de hornblenda tonalito gnaiss em região de mata típica do cerrado, afloramento pertencente ao domínio dos Ortognaisses Mara Rosa, referente ao ponto V_012. Cabo do martelo representando o norte geográfico, blocos orientados na direção NE.

Em escala de afloramento, observa-se de uma variação composicional marcada por diferentes proporções entre os constituintes minerais principais: hornblenda (10 a 50%), biotita (5 a 15%), plagioclásio (10 a 40%), epidoto (5 a 25%) e quartzo (10 a 30%). A granulação observada de maneira macroscópica, varia de muito fina a grossa (Figura 6.7). Esse domínio apresenta textura granoblástica ou nematoblástica, essa última próxima a zonas de cisalhamento. Nas regiões próximas a ZCJB (zona de cisalhamento Bom Jesus) e no extremo norte da área, em contato com os anfíbolitos, ocorrem faixas de percolação sílica ao longo da direção do bandamento e na direção E-W. Em termos de estrutura, o domínio apresenta foliação, em forma de bandamento, bastante penetrativa, e na porção norte da área apresenta dobras suaves.



Figura 6.7: Amostra de hornblenda biotita tonalito gnaissé (ponto V_14) bandado e com variação de proporção mineral e granulometria.

Esta Unidade registra intercalações, não mapeáveis na escala proposta, com anfibólitos, metassedimentares químicas e anfibólio xistos (Figura 6.8).



Figura 6. 8: Perfil esquemático demonstrando as intercalações vistas em campo.

Petrograficamente, o arranjo granoblástico é constituído por agregados de quartzo-feldspato estirados e recristalizados com proporção de quartzo de 5 a 10% e de plagioclásio de 30 a 40% (Figura 6.9). O plagioclásio ($An = 60$ a 68, conferindo o intervalo mineral Andesina-Labradorita), apresenta por vezes geminação polissintética incompleta, do tipo chama ou ponta de lança (Howie et al., 1992) e em alguns cristais ocorre saussuritização. As frações nematoblásticas são compostas em sua maioria por hornblenda (30-40%), que ocorre sob a forma de cristais subédricos e possui pleocroísmo de amarelo castanho a verde, podendo ter inclusões de hematita e em suas bordas há alteração para biotita. O epidoto (5 a 10%) ocorre como alteração da biotita e apresenta uma textura simplectítica (Figura 6.9), este que na maior parte das vezes se encontra em contato com cristais de biotita (2-5%)

Tanto a geminação albíta do tipo ponta de lança (incompleta) quanto as bordas de alteração da hornblenda para biotita são interpretadas como deformação e metamorfismo até a fácies anfibólito, de tal forma que a alteração da biotita para epidoto com marcas de dissolução, marcam uma fase de retrometamorfismo para a fácies xisto verde (Figura 6.9).

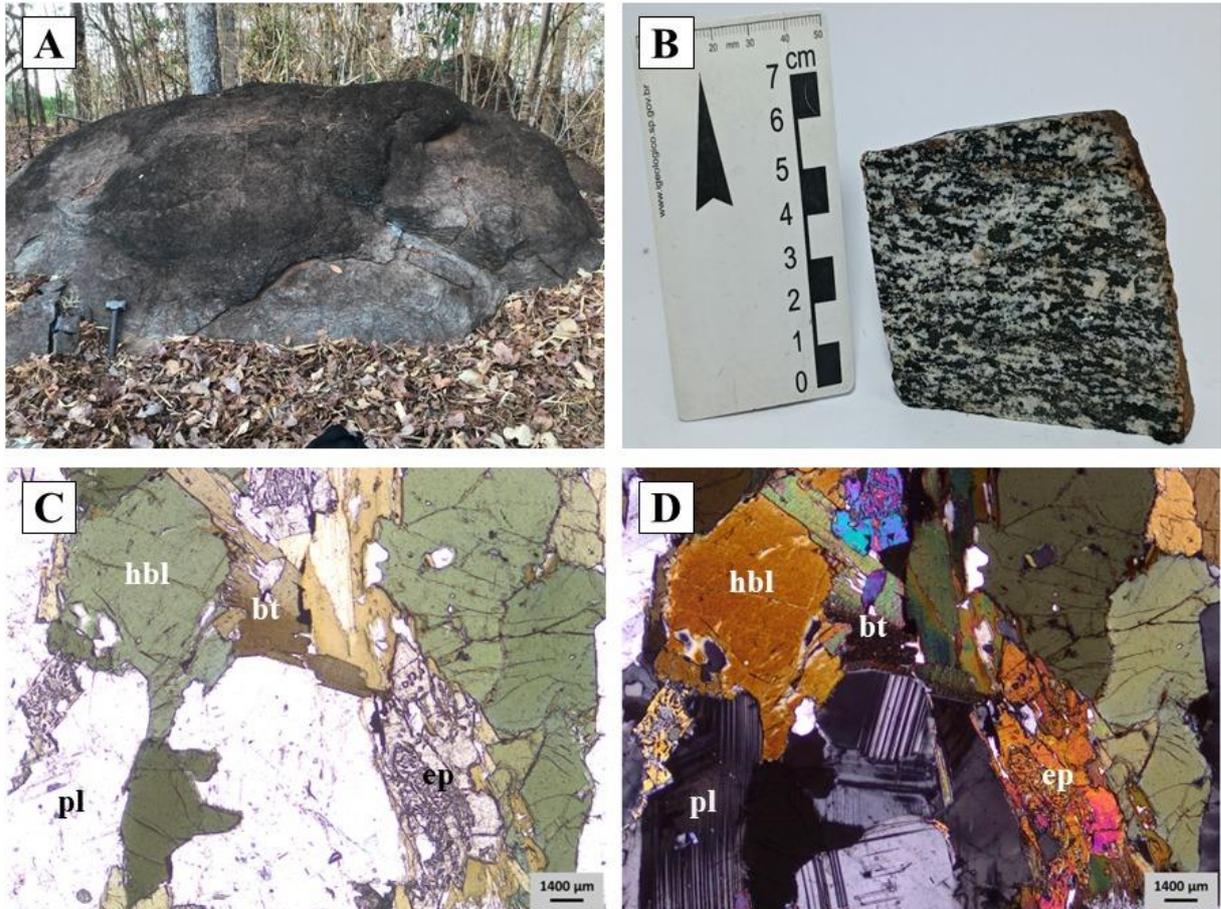


Figura 6.9: Aspectos gerais da rocha biotita hornblenda diorito gnaiss associado aos Ortognaisses Mara Rosa observado na porção centro-nordeste da área V (ponto V_45). **A)** Afloramento sob a forma de bounders ou blocos de dimensões métricas. **B)** Amostra de mão mostrando cristais de hornblenda e plagioclásio estirados na direção do bandamento. **C e D)** Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, com aumento de 4x, mostrando cristais de plagioclásio, algumas vezes com geminação incompleta, em contato com aglomerados de hornblenda, biotita e o produto de alteração epidoto.

6.3 Rochas Hidrotermalmente Alteradas

As zonas de alteração hidrotermal correspondem a um extenso corredor com direção preferencial NE-SW nas áreas vizinhas, que inflete para a direção E-W na área V. Estes halos hidrotermais constituem uma grande variedade de rochas com associações de paragêneses aluminosas e calcissilicáticas. A ocorrência destas rochas é destacada em grande parte da subárea V, associada principalmente no domínio da Serra de Bom Jesus.

6.3.1.1. Associação Aluminosa

Nos produtos aerogeofísicos, há um destaque claro sobre os cianititos. A 1ª Dz e o sinal analítico 3D mostram uma expressão linear cruzando a área na direção E-W (Figura 6.10),

sendo essa região considerada um alto magnético. O produto ternário mostra um pico no canal de potássio, que também coincide com a direção E-W da Serra.

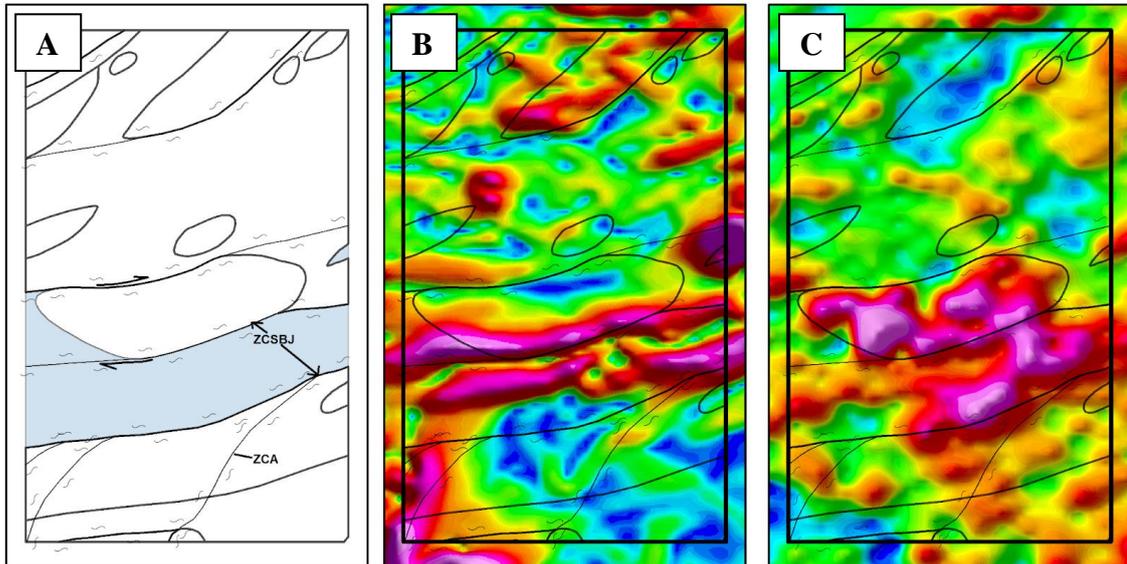


Figura 6.10: Destaque na unidade Hidrotermal (Associação Aluminosa) na subárea V e os principais produtos geofísicos que destacam essa unidade no mapa. **A)** Unidade destacada no mapa geológico da subárea V. **B)** Gradiente Horizontal Total. **C)** Canal do Potássio (K).

As rochas da Associação Aluminosa ocorrem ao longo de um corredor de direção aproximadamente E-W na porção centro-sul da área. Estas são caracterizadas por uma ampla variedade de xistos, cianita quartzitos e cianititos. Tais rochas ocorrem na Serra de Bom Jesus e em seus arredores, em contato tectônico com o Leucotonalito Bom Jesus e com as rochas da unidade de Associação Calcissilicática. A variedade de xistos observada ocorre em domínios de relevo ondulado, em baixos topográficos, enquanto os cianita quartzitos e cianititos ocorrem em altos topográficos, responsáveis por sustentar o relevo e a paisagem, principalmente na Serra de Bom Jesus.

São raros os afloramentos preservados, pois o forte intemperismo na região transforma total ou parcialmente as rochas dessa unidade. Os litotipos mais preservados são aqueles enriquecidos em quartzo e/ou associados às zonas de silicificação, ocorrendo como afloramentos de blocos decimétricos a métricos, dispostos de forma espaçada, mas também são observados em lajedos, principalmente nos pontos de maior altitude topográfica.

As litologias englobadas na variedade de xistos são cianita-muscovita-quartzo xisto, cianita-quartzo-muscovita xisto, muscovita-cianita-quartzo xisto, cianita-muscovita xisto, quartzo-muscovita-biotita xisto, quartzo-muscovita xisto, quartzo-biotita xisto, quartzo xisto, quartzo-sericita xisto e muscovita xisto. O aspecto em escala de afloramento (Figura 6.11)

destas rochas destaca-se pela cor variada a depender da litologia, em geral, apresentam cor marrom, cinza ou branco e possuem tipicamente uma coloração avermelhada quando alterados. Ressalta-se uma foliação penetrativa do tipo xistosidade e, por vezes, clivagem de crenulação, além de serem entrecortados por pares de fraturas conjugadas e veios de quartzo.

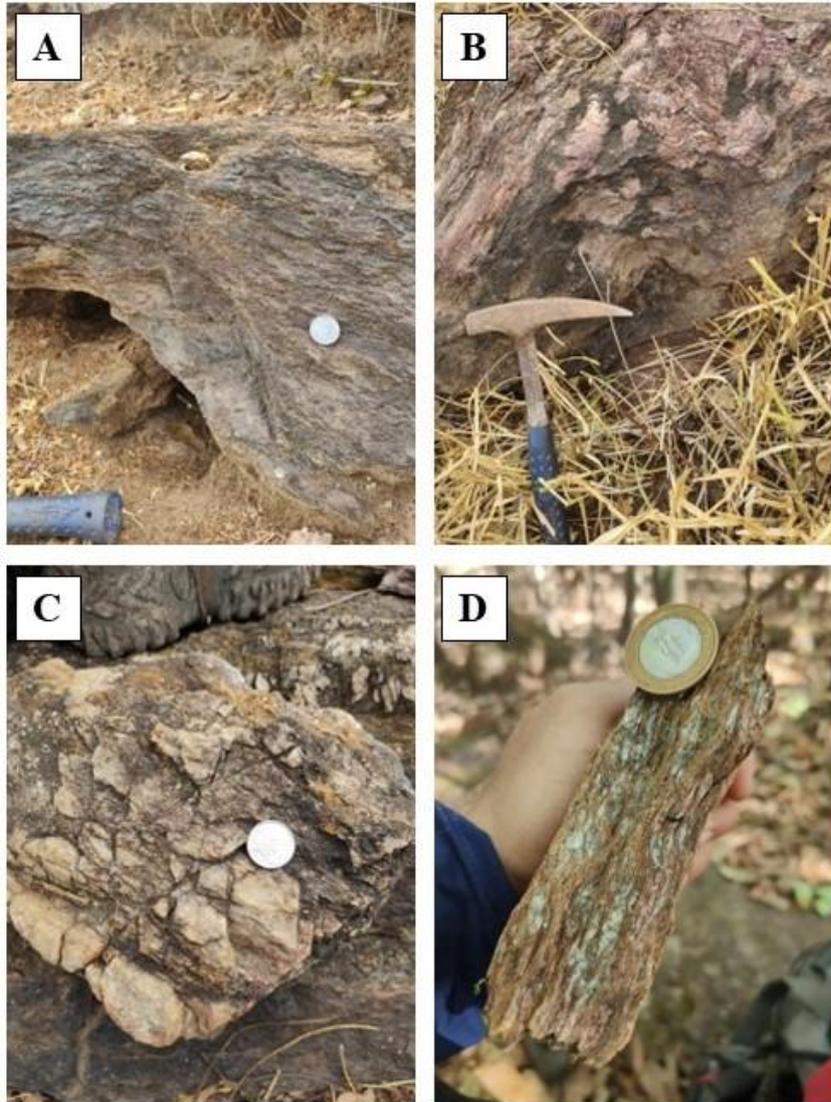


Figura 6.11: Amostras e afloramentos de xistos não sulfetados encontrados na subárea V. **A, B e C)** quartzo-muscovita-xistos referentes ao ponto V_88, mostrando a foliação bem penetrativa, dobras suaves e associação com veios de quartzo, respectivamente. **D)** Quartzo muscovita xisto referente ao ponto V_ 142 mostrando uma leve crenulação e acúmulos de quartzo.

Para fins descritivos, durante a etapa de petrografia os xistos foram divididos em função da presença ou não de cianita (Ky). Os xistos sem Ky (TF-22-V-92 e TF-22-V-64) apresentam um arranjo textural definido por textura lepidoblástica, em função da orientação de minerais micáceos, definindo uma xistosidade penetrativa.

A amostra TF-22-V-64 é a mais representativa dos xistos sem Ky, variando somente a composição modal e a presença de alguns minerais para os demais litotipos. Nesta rocha, a assembleia mineralógica é constituída por quartzo, muscovita, biotita, plágioclásio (An15-20), epidoto e sericita, além da contribuição de minerais acessórios como apatita e magnetita, quase inteiramente alterada para hematita. Estes minerais acessórios ocorrem associados principalmente aos minerais micáceos, orientados segundo a textura lepidoblástica que define a xistosidade da rocha (Figura 6.12). A xistosidade é ressaltada pela alternância de faixas ou domínios mais enriquecidos em quartzo e muscovita, desenhando arranjo textural do tipo granolepidoblástico, contendo ainda grãos de hematita e magnetita disseminados em algumas dessas faixas. As frações granoblásticas são constituídas principalmente por quartzo, que se apresenta recristalizado, com extinção ondulante e, por vezes, com migração de borda, além de ser observada a rotação de subgrãos em algumas porções. Os domínios lepidoblásticos são constituídos predominantemente por cristais euédricos a subédricos de muscovita orientados em uma direção preferencial, desenhando formas pisciformes e cavalgando uns sobre os outros, além de serem observados estiramentos da muscovita e a formação de boudins e ribbons de quartzo em meio a este domínio. Nestes domínios, a muscovita é parcial a totalmente substituída por sericita, associado a uma massa de epidoto.

As descrições mineralógicas atestam a presença de duas paragêneses, constituídas por (1) quartzo + muscovita + biotita e (2) quartzo + epidoto + sericita, representativas paragêneses de baixo grau, com a segunda paragênese hidrotermal superimposta. Devido à sua paragênese e aos aspectos texturais, a rocha é classificada como quartzo-sericita xisto, de fácies xisto verde. Dentro do contexto do corredor hidrotermal registrado na área do PMR, estes xistos podem representar o halo de alteração sericítica, tal como descrito por Gouveia et al. (2016) para o depósito Cu-Au de Chapada.

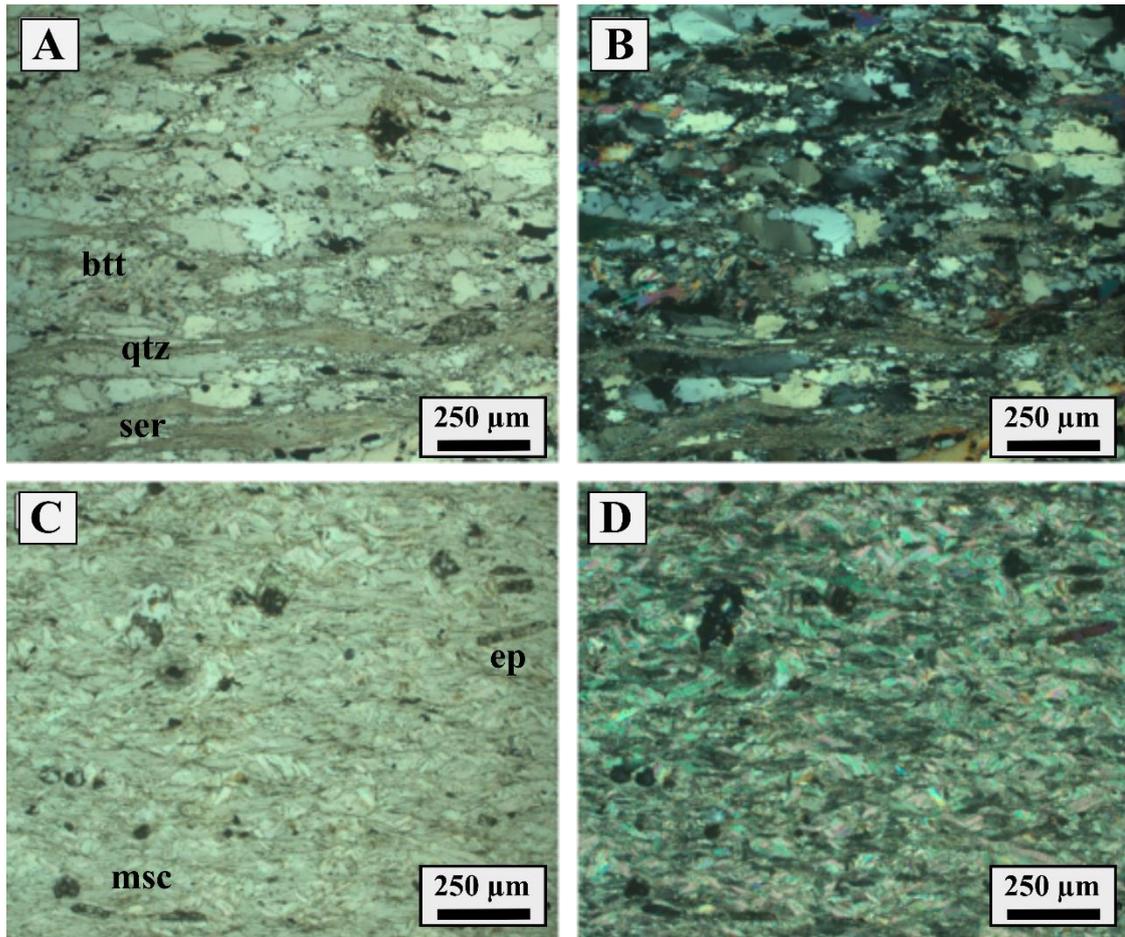


Figura 6.12: Características petrográficas dos xistos aluminosos. **A-B)** Quartzo-muscovita-sericita xisto evidenciando textura lepidoblástica e ribbons de quartzo na amostra TF-22-V-64. **C-D)** Muscovita xisto com textura lepidoblástica e cristais posteriores de epidoto na amostras TF-22-V-92.

A amostra TF-22-V-92 é uma rocha com textura lepidoblástica, formada pela orientação preferencial de cristais euédricos a subédricos de muscovita. A mineralogia é composta essencialmente por muscovita, com ocorrência ocasional de epidoto e quartzo (Figura 6.12). A muscovita é o mineral mais abundante, possui granulação fina a média, com tamanho entre 10 e 200 µm e apresenta, por vezes, estrutura tipo micafish e sigmóides dextrais. São observadas raras ocorrências de porfiroblasto sin-cinemático de quartzo, sobrecrecido em relação à matriz, com hábito arredondado e extinção ondulante. Também ocorre epidoto acicular/tabular de granulação média-grossa (50-300 µm), como porfiroblastos sin- a pós-cinemáticos, dispostos de forma rotacionada em relação à matriz. Ainda, são registrados raros pseudomorfos/relictos de um mineral prismático, com zonação e geminação e outro mineral com hábito fibroso radial no centro deste mineral. No entanto, ambos os minerais se encontram completamente substituídos por muscovita.

A paragênese mineral e o aspecto textural da rocha permitem classificá-la como muscovita xisto, metamorfizada em fácies xisto verde inferior. A amostra descrita ocorre na base da Serra de Bom Jesus, em contato imediato com a intrusão do Leucogranito Bom Jesus e em associação à Zona de Cisalhamento homônima (Figura 6.13). Sendo assim, o contexto de ocorrência desta rocha e sua assembleia mineral, possibilitam interpretar sua gênese a partir de um processo de metamorfismo de contato (Bucher & Frey, 1994) constituindo uma rocha quase que exclusivamente monominerálica, que demarca um "cozimento" dos metassedimentos encaixantes da intrusão.

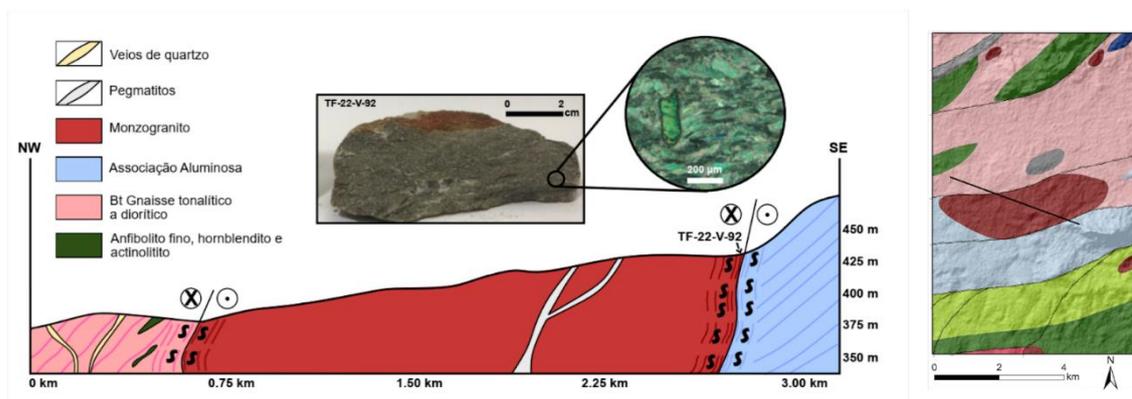


Figura 6. 13: Perfil de detalhe NW-SE destacando o ponto TF22_V_092, tanto na foto macroscópica quanto no microscópico. Ao lado direito, um mapa esquemático mostrando a seção na qual foi feita o perfil.

A associação de rochas com cianita é representada por xistos à cianita, cianita quartzitos e cianititos. Em domínios de baixos topográficos e de vegetação rasteira ocorrem os xistos à cianita, enquanto os cianita quartzitos e cianititos são encontrados no topo da Serra de Bom Jesus. A serra possui diferença de altitude de 290 metros entre o topo e sua base e está situada no centro leste da área. Nessa região, a vegetação nativa e densa é característica, dessa forma, tanto o relevo quanto a vegetação são feições úteis na distinção entre os domínios de xistos, cianita xistos e cianita quartzitos e o domínio de cianititos.

Os xistos à cianita diferem entre si tanto pelas porcentagens de cianita presentes na assembleia mineralógica quanto pelo arranjo textural e estrutural. Em geral, possuem níveis de maior concentração de cianita em pequenas bandas, com cristais centimétricos dispostos em concordância aos planos de xistosidade das rochas, definindo uma textura diablástica neste domínio, em contraste com os domínios lepidoblásticos definidos pela muscovita e domínios granoblásticos raros definidos por cristais de quartzo estirados. Em geral, os xistos à cianita são observados em contato com os demais xistos da Associação Aluminosa.

Os cianita quartzitos ocorrem associados ao cianititos e são levemente foliados, de coloração branca, com porções azuladas, definida pelos cristais de cianita, com granulação média a grossa. Essas rochas são geralmente compostas por quartzo (50-55%), cianita (40-45%), clorita (5-10%) e muscovita (5-10%), além de opacos como rutilo (<1%), magnetita (<1%) e zircão (<1%). Os cristais de quartzo são dispostos em textura granoblástica, com formatos anedrais. Entre os domínios granoblásticos quartzosos, ocorrem cristais subédricos de cianita, orientados paralelamente à foliação (Figura 6.14). Concordantes à foliação também ocorrem, subordinadamente, lamelas de muscovita e clorita.

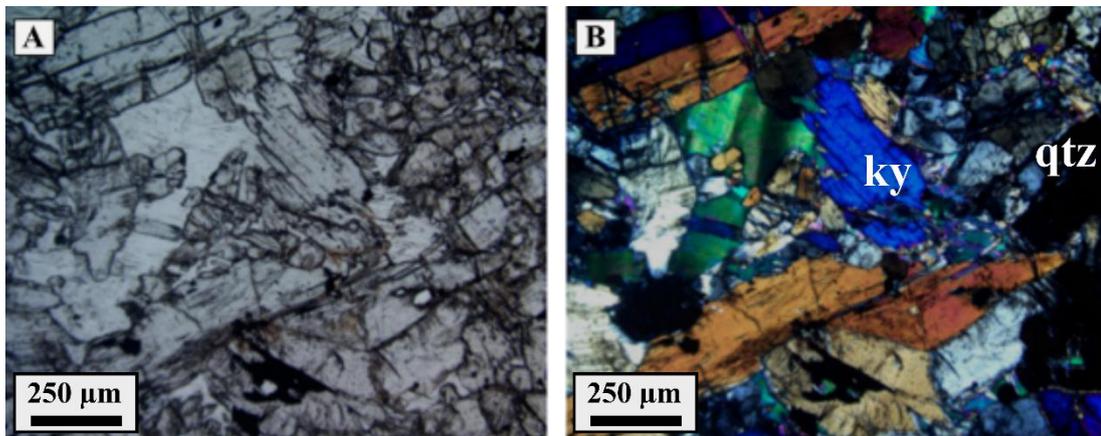


Figura 6.14: Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, demonstrando cristais de cianita descrevendo uma textura granoblástica predominante na rocha, além da presença de extinção ondulante em cristais de muscovita e cianita.

Os cianititos ocorrem como pequenos blocos e possuem coloração azul claro, aspecto maciço e textura granoblástica de granulação média a grossa (Figura 6.15). São compostos essencialmente por cianita (>95 %) e quartzo (<5%), com possíveis ocorrências de minerais acessórios não identificados devido à ausência de lâminas petrográficas dessa litologia no âmbito do PMR.

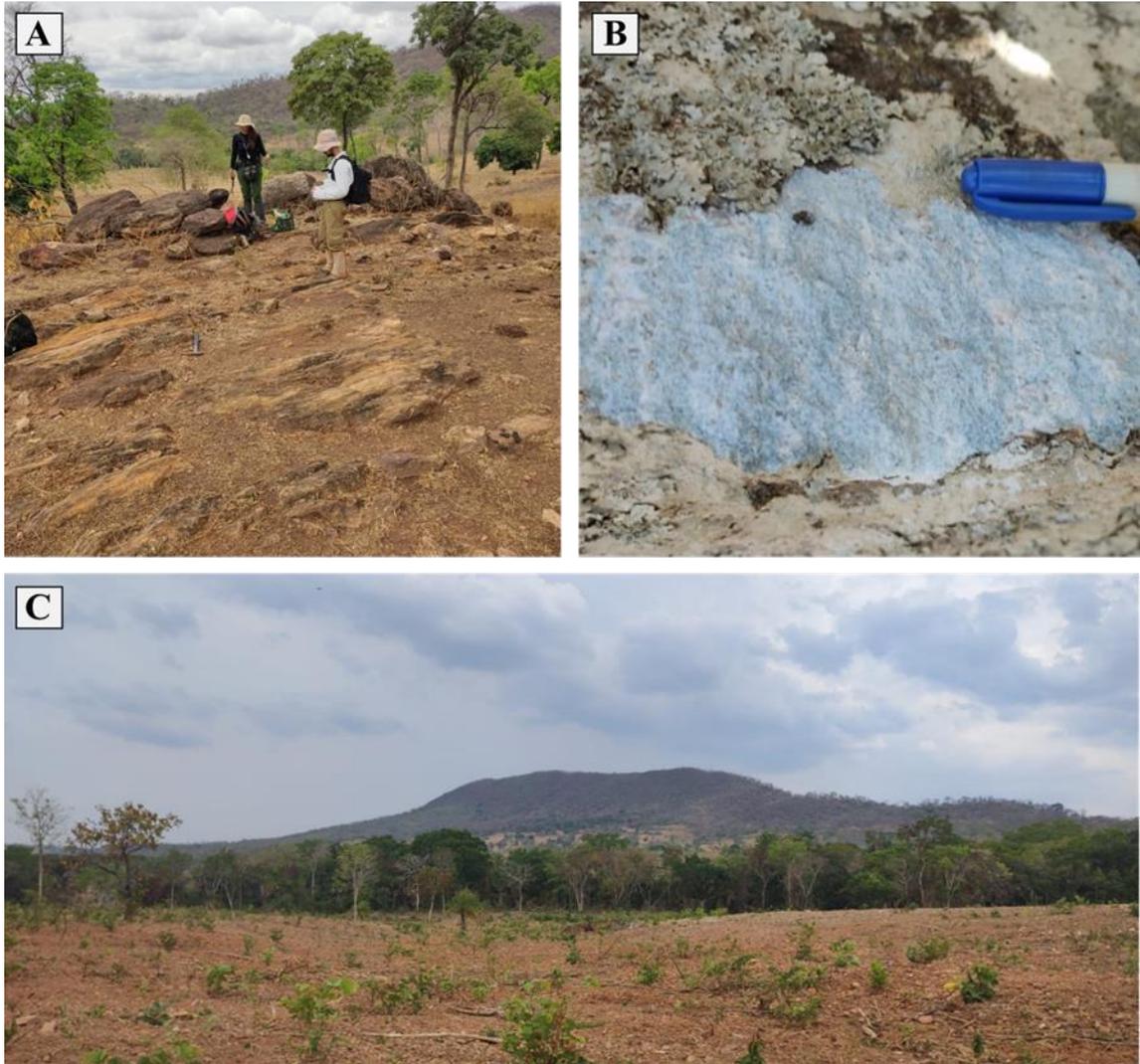


Figura 6.15: Aspectos gerais da ocorrência de cianititos observados na porção centro-leste da subárea V. **A)** Afloramento de quartzo-muscovita xisto. **B)** Fração exposta de cianita quartzito de coloração azul clara, presente na crista da Serra de Bom Jesus. **C)** Serra de Bom Jesus de orientação E-W, apresentando as maiores cotas da subárea V.

6.3.1.2. Associação Calcissilicática

As rochas da Associação Calcissilicática ocorrem ao longo de uma faixa localizada na porção sul da área, com disposição aproximadamente E-W. A ocorrência dessa unidade é marcada por baixos topográficos, causados pela presença de drenagens com direções preferenciais NE-SW e N-S. A delimitação a partir dos dados aerogeofísicos é dificultada, sendo apenas destacada por uma estruturação na 1ª Dz (Figura 6.16).

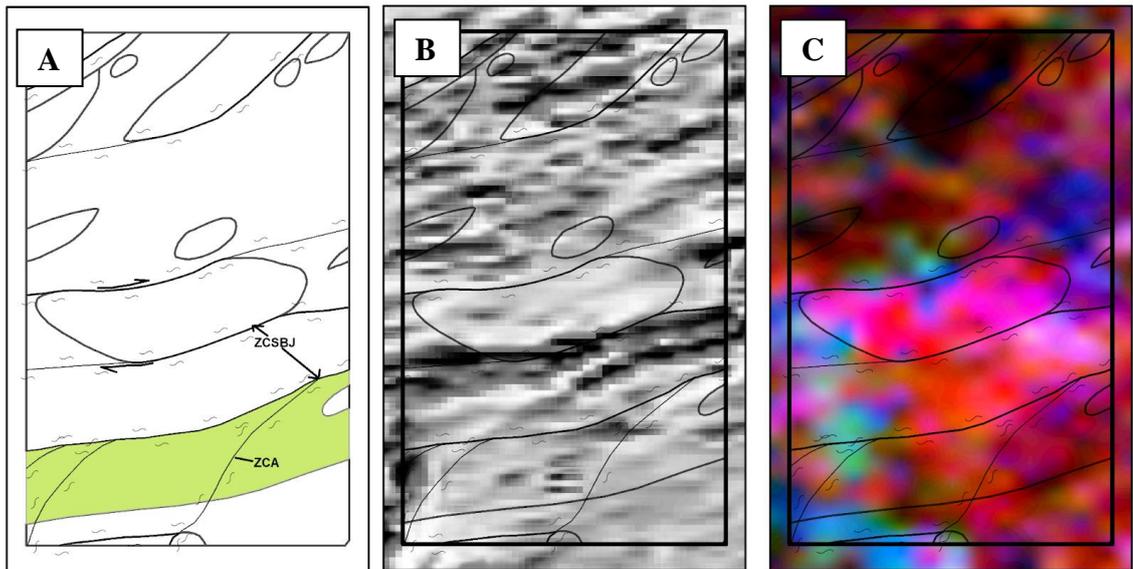


Figura 6.16: Destaque na unidade Hidrotermal (Associação Calcissilicática) na subárea V e os principais produtos geofísicos que destacam essa unidade no mapa. **A)** Unidade destacada no mapa geológico da subárea V. **B)** 1ª Derivada Vertical (1ª Dz). **C)** Composição colorida RGB (K, eTh, eU).

Em geral, os afloramentos observados são em forma de pequenos blocos (decimétricos a métricos) e, raramente, são dispostos em planta, principalmente quando estão localizados próximos às drenagens. Esta unidade é representada principalmente por quartzo-epidoto calcissilicática média, com quartzo epidositos, epidositos e veios de quartzo e epidoto subordinados.

Os quartzo epidositos e epidositos são rochas de coloração ocre clara ou esverdeada, com granulação muito fina, constituídas essencialmente por epidoto e pequenas contribuições modais de quartzo. É caracterizada por uma matriz fina composta por epidoto (Figura 6.17).

Petrograficamente (Figura 6.), se observa que a assembleia mineralógica é composta majoritariamente por epidoto (80 a 85%), quartzo (2 a 5%) e minerais acessórios, como titanita (8 a 10%). A textura principal da rocha é granoblástica, marcada por cristais de epidoto e quartzo, anédricos que estabelecem contatos poligonais entre si. Os cristais de epidoto demonstram feições de estiramento segundo uma direção principal e por vezes são presentes cristais de dimensões maiores que não mostram indícios de estiramento, comportando-se como porfiroclasto. A titanita é anédrica a subédrica, encontra-se estirada em um direção preferencial como os cristais de epidoto.

A rocha apresenta como minerais índices $Ep + Qtz$, sendo uma rocha praticamente monomineralica, com características que se adequam a classificação de rochas resultantes de alteração hidrotermal, com associação mineralógica formada em fácies xisto verde de metamorfismo (p.e. Oliveira et al. 2016; Damian, 2003).

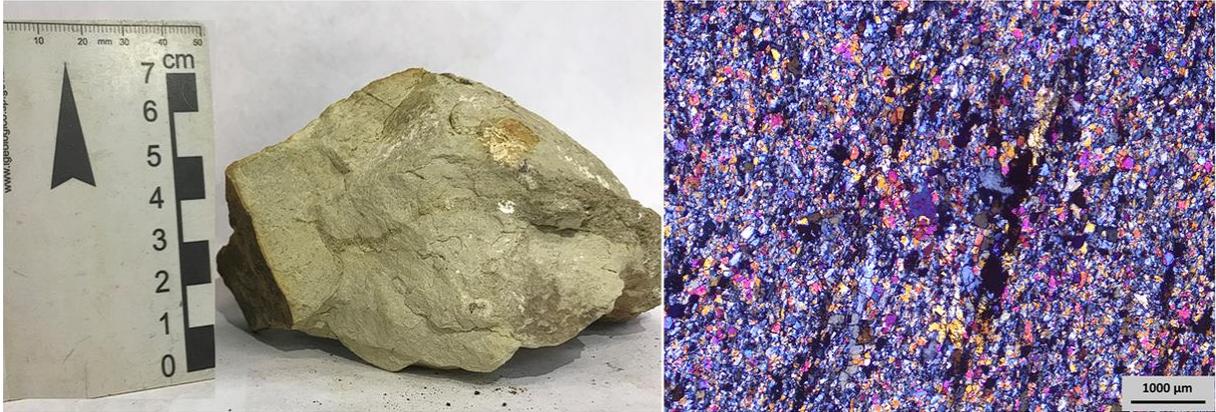


Figura 6.17: Aspectos macro e microscópicos de quartzito epidotizado presentes na subárea V (TF-V-22-75). **A)** Amostra de mão de quartzito epidotizado, produto de alteração hidrotermal. **B)** Fotomicrografia com polarizador, demonstrando trama granoblástica predominante.

Macroscopicamente, os anfibolitos epidotizados exibem coloração preta a cinza esverdeado com granulação média a grossa (Figura 6.18). Eles possuem arranjo textural do tipo granoblástico heterogranular exibindo uma foliação incipiente e são compostas basicamente por epidoto (35-40%), quartzo (10-15%), plagioclásio (10-15%) e hornblenda (40-45%). Entretanto, nota-se a presença de sulfetos disseminados e óxi-hidróxidos de ferro (<5%) manchando a rocha com tonalidades avermelhadas, além de pequenos veios de quartzo posteriores.

Microscopicamente, a rocha é descrita com granulação média, cujos cristais possuem tamanho entre 50-150 μm e definem uma textura nematoblástica variando localmente para arranjo textural granoblástico (Figura 6.19). Os domínios granoblásticos são definidos por algumas faixas de ocorrência de quartzo e plagioclásio/andesina com granulação média. Os domínios nematoblásticos são definidos pela orientação da hornblenda, associada principalmente aos cristais de epidoto, que demarcam uma epidotização pervasiva e, localmente, ocorre um domínio onde são concentrados sulfetos e óxi-hidróxidos de ferro. O sulfeto dominante é a pirita (Figura 6.18), mas também ocorrem pequenos cristais de calcopirita e, raramente, covelita. Os óxi-hidróxidos de ferro são observados alterando a pirita, preservando somente o núcleo dos cristais (pseudomorfismo).

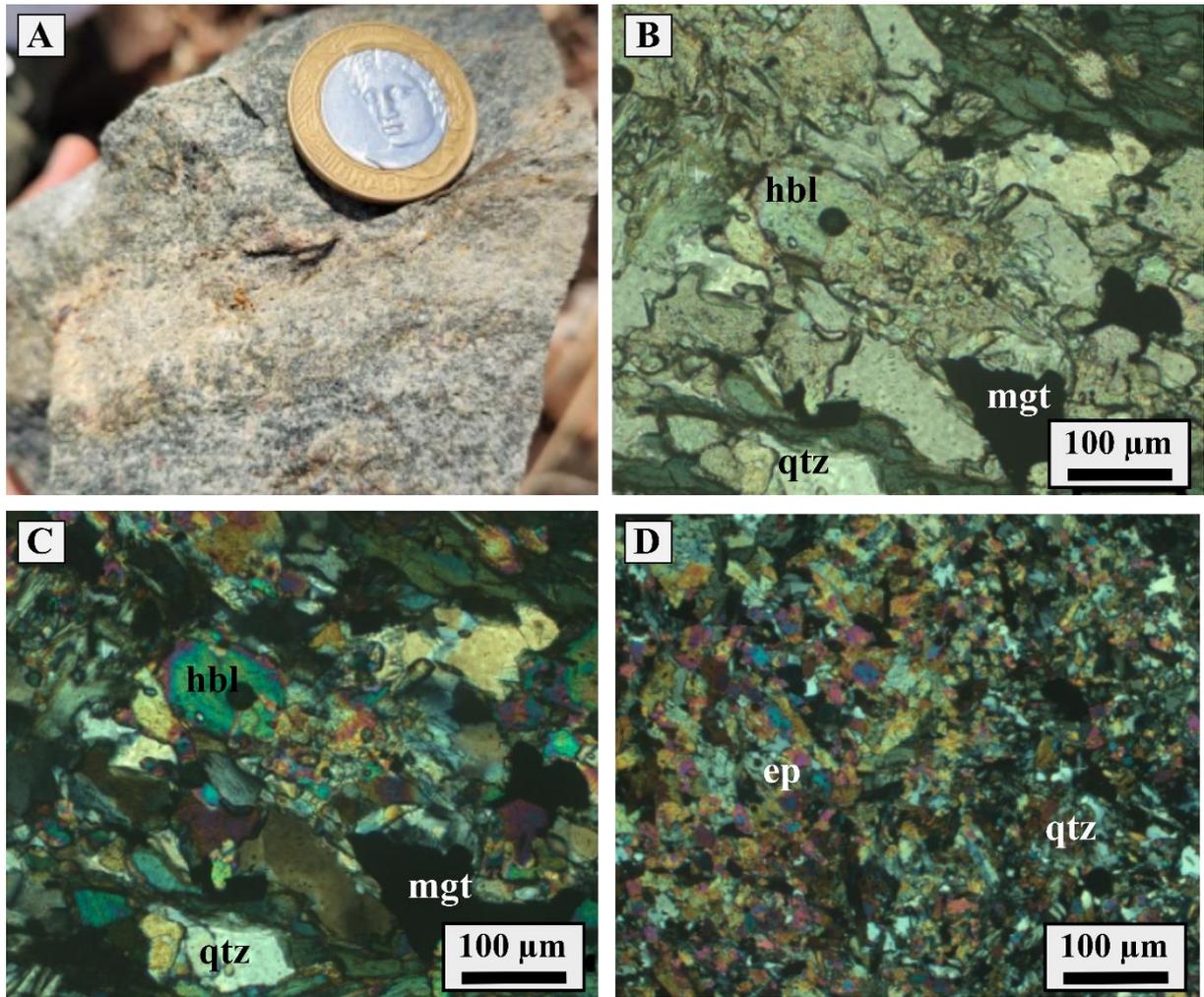


Figura 6. 18: Aspectos macro e microscópicos de rocha calcissilicática (TF-22-V-136). **A)** Amostra de mão de calcissilicática. **B-C)** Aspectos microscópicos, destacando a grande presença de hornblenda (hbl), quartzo (qtz) e magnetita (mgt). **D)** Destaque para a considerável contribuição de epidoto (ep) para a moda mineralógica, acompanhado de quartzo.

6.4 Anfibolitos

Essa unidade aflora nas porções norte e nordeste da subárea V e é moldada pelas zonas de cisalhamento com direções NE e E-W, presentes nesta porção da área. Ao norte, a unidade é marcada por zonas de cotas topográficas mais elevadas em relação ao relevo local. Essas zonas são evidenciadas por cristas de morros alinhados com orientação NE, intercaladas com os domínios de ortognaisses, situados nas porções mais baixas do relevo. A vegetação que encobre o relevo é tipicamente cerrado. Os afloramentos que remetem a esta unidade se encontram em morrotes em zonas de pasto aberto, são em grande parte em forma de grandes blocos geralmente circundados por blocos soltos intensamente lateritizados.

Nos dados gamaespectrométricos os Anfibolitos são marcados pela assinatura de domínios de tons muito escuros na composição RGB (baixo teor de K, eTh, eU) com pequenas porções em tons de verde (Figura 6.19).

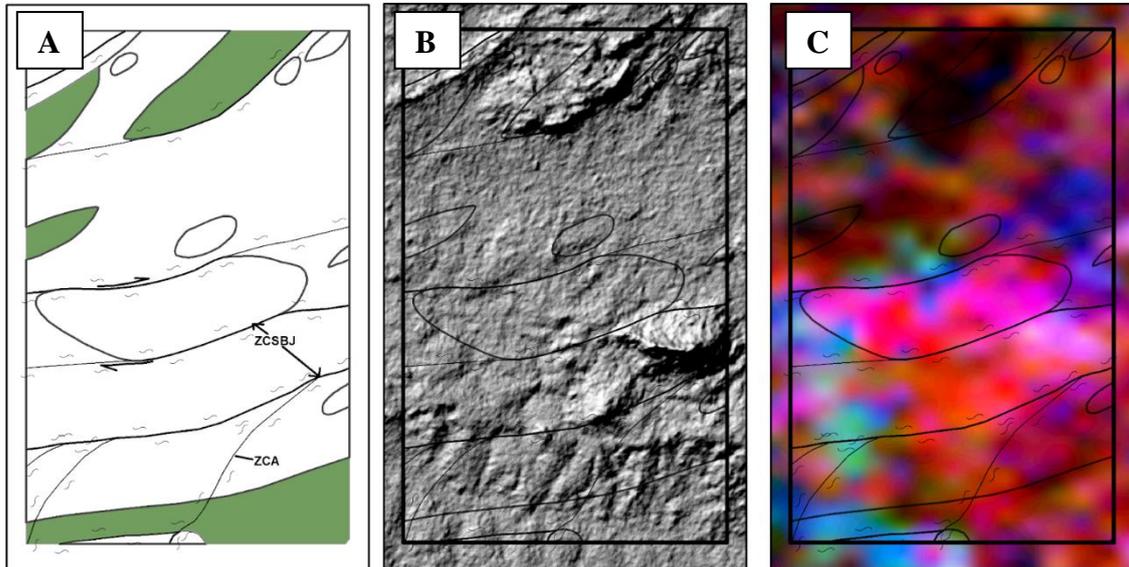


Figura 6. 19: Destaque na unidade Metavulcânicas Máficas na subárea V e os principais produtos que destacam essa unidade no mapa. **A)** Unidade destacada no mapa geológico da subárea V. **B)** MDE. **C)** Composição colorida RGB (K, eTh, eU).

As rochas pertencentes a esses domínios são metahornbleditos (situados na porção centro-oeste da subárea V), actinolititos intercalados com anfibolitos finos a médios e epidoto anfibolitos (situados na porção norte da subárea V). As rochas que mais representam esse domínio são anfibolitos finos e médios. Trata-se de rochas de coloração cinza escuro esverdeada, com bandas esbranquiçadas, de granulação fina a média, cujo a estruturação é marcada por um bandamento milimétrico, ressaltado pelo arranjo textural principal nematoblástico que caracteriza a foliação da rocha.

Petrograficamente, se observa que a assembleia mineralógica dessas rochas, inclui hornblenda (40 a 55%), plagioclásio (30 a 40% - An₄₆₋₅₂), quartzo (5 a 8%), além de epidoto (3 a 10%) e magnetita (1 a 2%) como acessórios. O arranjo microtextural principal da rocha é nematoblástico, marcada por cristais de hornblenda orientados preferencialmente segundo o plano da foliação (Figura 6.20). Esses cristais compõem a fase mineral dominante da rocha, apresentando hábito subédrico, com forte pleocroísmo variando de amarelo pálido e verde escuro. Comumente há uma textura granoblástica secundária, marcada por domínios de composição quartzo-feldspática de granulação fina. . Esses cristais são anédricos e incolores, com dimensões entre 0,45 e 0,9 mm, onde os cristais de plagioclásio apresentam geminação do tipo albita e o quartzo demonstra extinção ondulante. Além desses domínios granoblásticos,

a ocorrência desses cristais está atrelada aos interstícios dos cristais de hornblenda nos domínios nematoblásticos (Figura 6.).

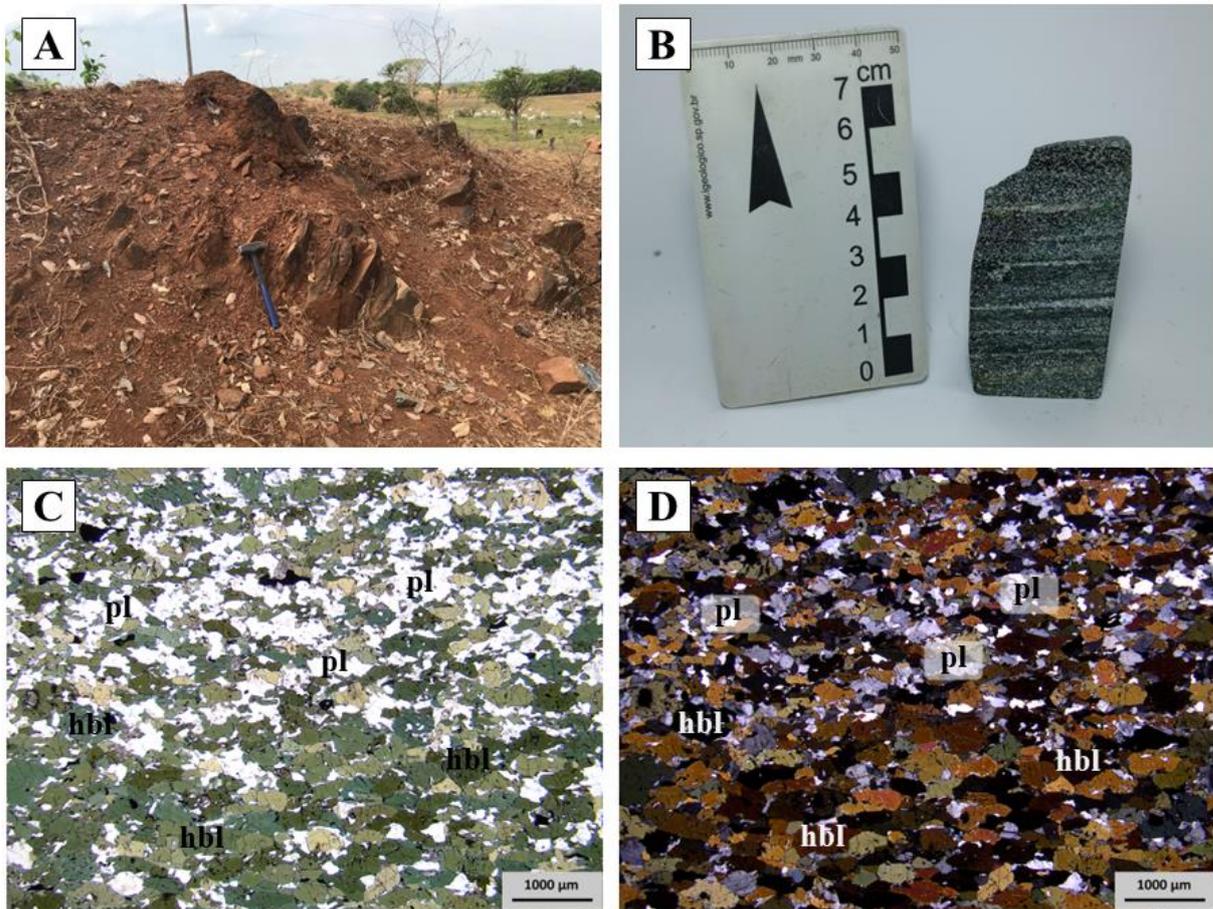


Figura 6. 20: Aspectos gerais de anfibolito médio associado a Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, observado na porção norte da subárea V (ponto TF22-V-42). **A)** Afloramento com direções NE. **B)** Amostra de mão demonstrando os domínios texturais, nematoblástico e granoblástico. **C e D)** Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, demonstrando cristais de hornblenda orientados estabelecendo a textura nematoblástica predominante da rocha e domínios granoblásticos compostos por plagioclásio e quartzo.

Em meio a trama principal da rocha ocorrem cristais anedrais de epidoto como minerais acessório, desenvolvendo feições do tipo simplectita (Figura 6.21), marcando o intercrescimento desses minerais com quartzo. Esses cristais encontram-se em contatos irregulares com os cristais de hornblenda, apresentando feições que remetem a um provável consumo desses anfibólios pelo epidoto. Também como acessório, ocorrem cristais de magnetita anédricos a subédricos inseridos nos cristais de hornblenda, plagioclásio e de epidoto.

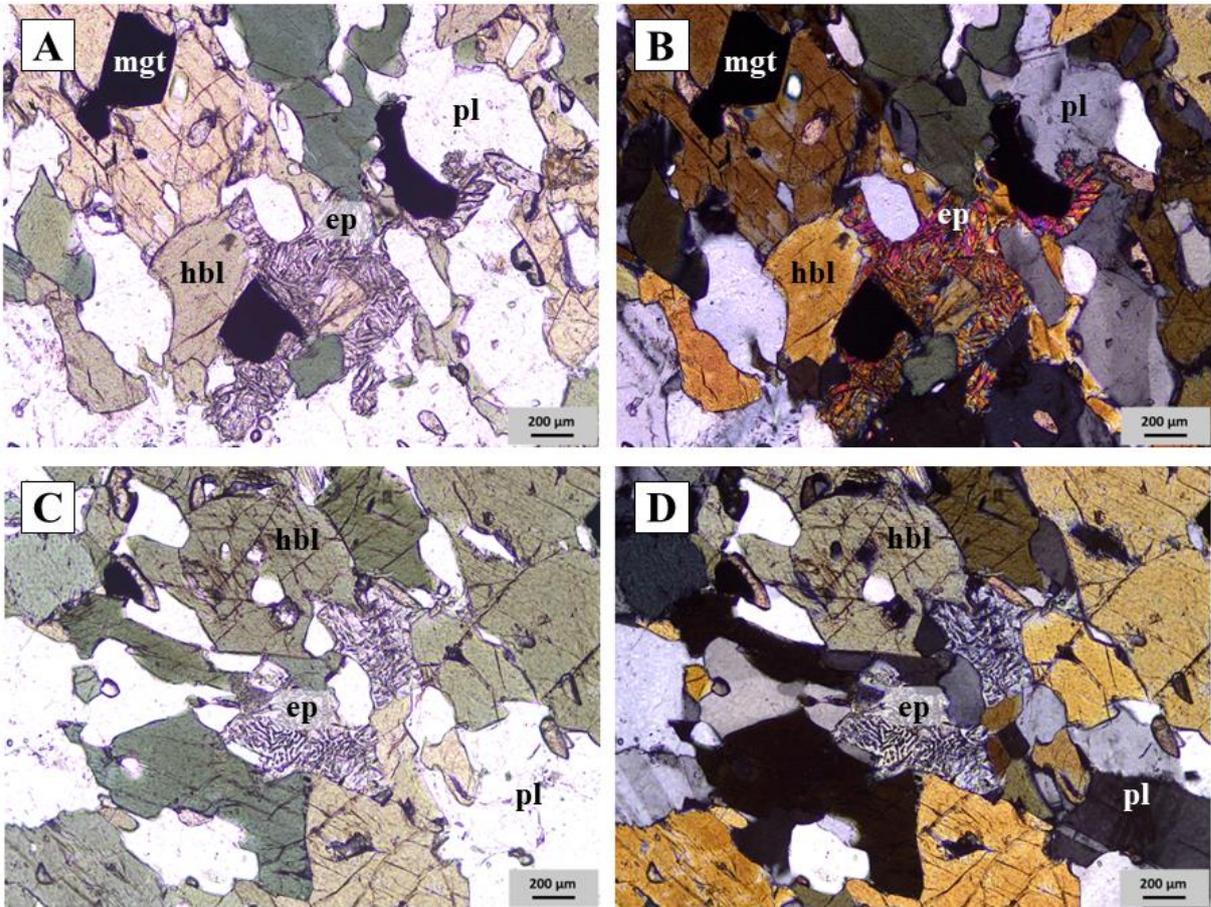


Figura 6. 21: Textura do tipo simplectita observada em epidotos presentes na amostra TF22-V-42. Textura causada pelo intercrescimento de quartzo na estrutura desses cristais. São observadas diferentes cores de interferência nesses minerais por toda a rocha.

As duas texturas predominantes na rocha, sugerem que os cristais de hornblenda, plagioclásio e quartzo encontram-se em equilíbrio e representam uma associação metamórfica na rocha. Por se tratar de minerais que têm sua estabilidade atrelada a um amplo intervalo de pressão e temperatura, essa paragênese não é diagnóstica de fácies de metamorfismo específico (Yardley, 1989, p. 49). Pode-se levar em conta que o pico metamórfico desses anfibolitos esteja entre fácies de xisto verde alto a anfibolito (Bucher & Grapes, 2011, p. 126 e 127).

As feições de disequilíbrio observadas entre os contatos do epidotos de textura simplectítica e os cristais de hornblenda, indicam um processo de retrometamorfismo, a partir da alteração desses anfibólios. Essa textura observada nos epidotos sugere a presença de processos hidrotermais relacionados à formação desses minerais, em fácies xisto verde de metamorfismo.

6.5. Sequência Metassedimentar Química

A sequência metassedimentar química é uma unidade que aflora na porção central e norte da área V em regiões elevadas com relevo suave ondulado (Figura 6.22).

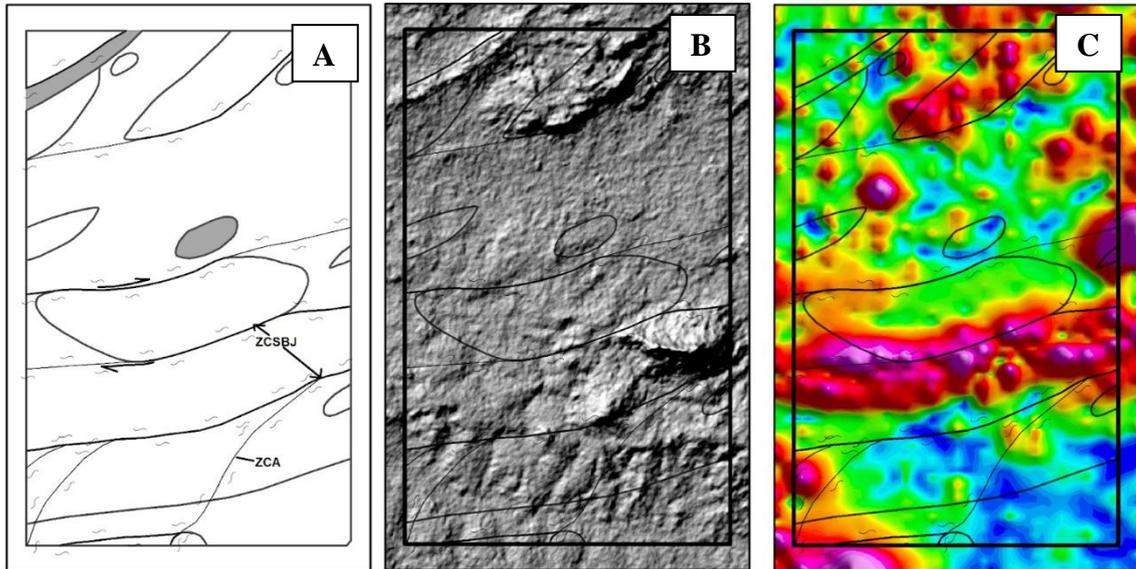


Figura 6. 22: Destaque na unidade Sequência Metassedimentar química na subárea V e os principais produtos que destacam essa unidade no mapa. **A)** Unidade destacada no mapa geológico da subárea V. **B)** MDE. **C)** Sinal Analítico 3D.

Os afloramentos ocorrem associados com cherts e blocos de rocha com intensa lateritização sob vegetação de médio porte e esparsa do tipo cerrado campo sujo (Figura 6.). As rochas que compõem esse domínio são gonditos e formação ferrífera bandada (BIF), sendo a primeira associada ao domínio dos ortognaisses tonalíticos e próxima aos leucogranitos, e a segunda associada com chert e anfibolito. Foi encontrado apenas um afloramento, representado por formação ferrífera bandada (BIF) no norte da área (Figura 6.23), sendo os demais blocos rolados encontrados em estradas e no sopé de morros. Os blocos rolados que eram encontrados em estradas geralmente eram vistos espaçados com mais de 600m de ocorrência indo até aproximadamente 1 km.

O gondito, referente à amostra V-54, exibe arranjo textural bandado irregular e descontínuo ressaltado por frações quartzosas e frações a base de óxi-hidróxidos de Mn-Fe (Figura 6.23), marcadas por apresentar magnetismo e densidade elevada em relação às demais rochas identificadas na área, marcada pela forte reação com o teste de peróxido de hidrogênio (“água oxigenada”), sugeriu a presença de manganês, que se encontra na granada (espessartita). É composto por magnetita (20-25%), hematita (5-10%), granada (20-25%) e quartzo (40-45%).

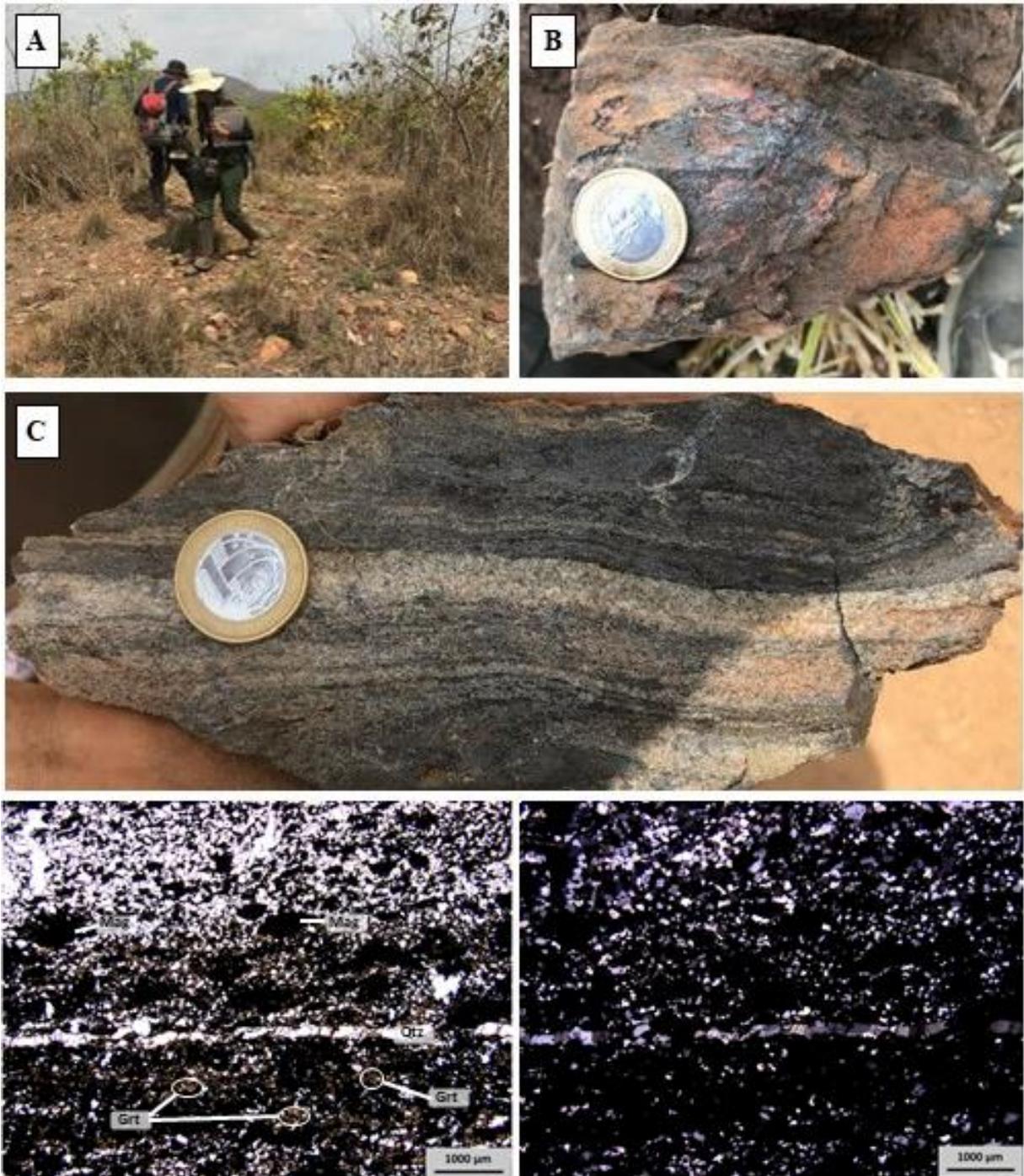


Figura 6. 23: Fotos referente a diferentes escalas de observação de ocorrência da sequência metassedimentar química. **A)** Amostra macroscópica de BIF referente ao ponto TF22_V_4, evidenciando a coloração acinzentada que se dá pela presença de hematita. **B)** Foto que evidencia o tipo de local no qual foi encontrada a maior parte dos gonditos, com vegetação esparsa e blocos soltos de laterita. **C)** Amostra macroscópica de gondito, evidenciando o aspecto bandado de composições mais quartzosas com composições mais ferro-magnesianas. **D** e **E)** Fotomicrografias com polarizador paralelo e cruzado, respectivamente, com aumento de 1,25x, evidenciando os cristais de magnetita, quartzo e granada.

6.6 Metaultramáficas

As rochas pertencentes a Unidade Metaultramáfica ocorrem em uma pequena faixa delgada ao extremo nordeste da subárea V, com direção NE. Essa unidade não apresenta uma assinatura significativa no sinal referente aos dados gamaespectrométricos. Já nos dados referentes ao gradiente horizontal total, esse domínio apresenta um contraste em relação aos domínios de ortognaisses e anfibolitos, caracterizado por baixos valores (Figura 6.24).

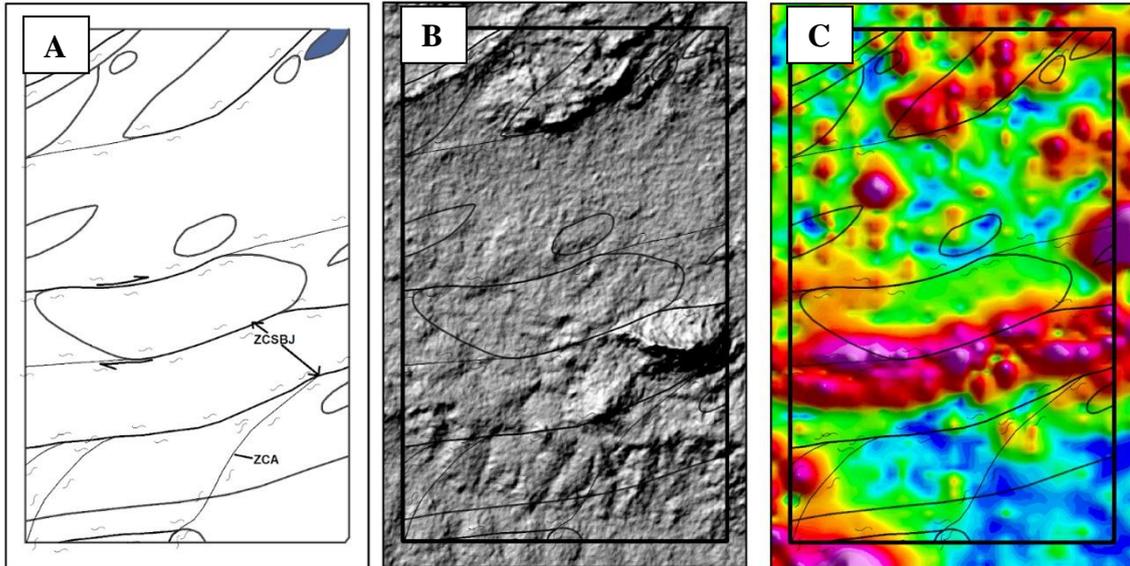


Figura 6. 24: Destaque na unidade Metaultramáfica na subárea V e os principais produtos que destacam essa unidade no mapa. **A)** Unidade destacada no mapa geológico da subárea V. **B)** MDE. **C)** Sinal Analítico 3D.

Essas rochas afloram em meio a zonas de cisalhamento com direção NE, na qual ocorrem associadas a intercalações de ortognaisses dioríticos, hornblenditos e anfibolitos epidotizados. A unidade está associada a um relevo elevado, com cotas em torno de 20 metros, delimitada por um corredor de cisalhamento. A vegetação observada nessa porção é típica de um cerrado de campo sujo. Os afloramentos são geralmente dispostos em lajedos, expostos por estarem situados em cortes de estrada.

As rochas pertencentes a esses domínios, que estão presentes na subárea V, são talco-clorita xistos e clorita-talco xistos. Trata-se de rochas de coloração cinza claro esverdeado, de aspecto sedoso e friável, as quais são compostas quase que exclusivamente por talco e clorita. A textura principal da rocha é lepidoblástica, marcada pela orientação preferencial dos cristais desses filossilicatos, estabelecendo uma foliação penetrativa na rocha que define a xistosidade (Figura 6.25).

A associação talco e clorita sugere intervalos de estabilidade metamórfica de baixo grau, em fácies xisto verde. O elevado teor de magnésio, interpretado pelos minerais

magnesianos que compõem essas rochas, remete a interpretação de que essas rochas são resultantes do metamorfismo de rochas vulcânicas ultramáficas.

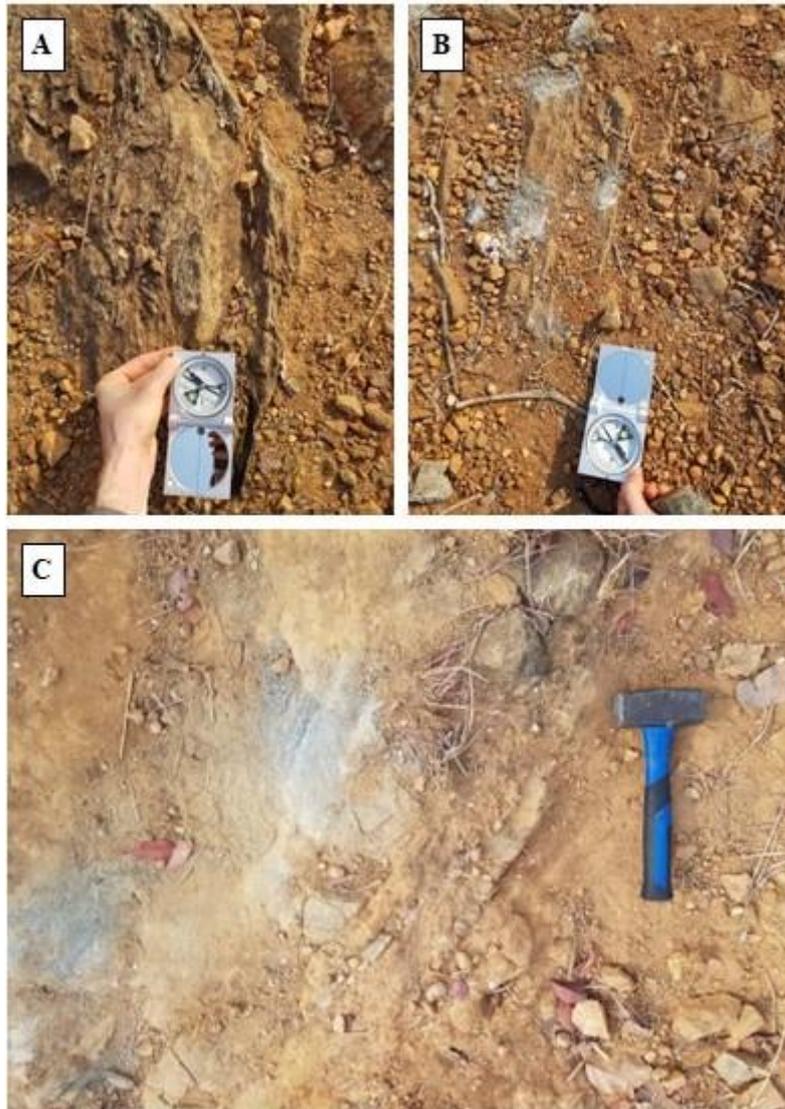


Figura 6. 25: Aspectos gerais de talco-clorita-xistos e clorita-talco xistos associados à Unidade de Rochas Ultrabásicas presentes na Sequência Metavulcanossedimentar Mara Rosa, observada na porção nordeste da subárea V. **A e B)** Intercalações de talco-clorita xisto e clorita-talco xisto com direções NE; **C)** Natureza friável dessas rochas.

7. GEOLOGIA ESTRUTURAL 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 7.1). 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.

7.1. Domínio I - Transbrasiliano

O Domínio I intitulado como Transbrasiliano situa-se no extremo noroeste da área mapeada (Figura 7.1), 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 7.2A).

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 7.2B). 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.

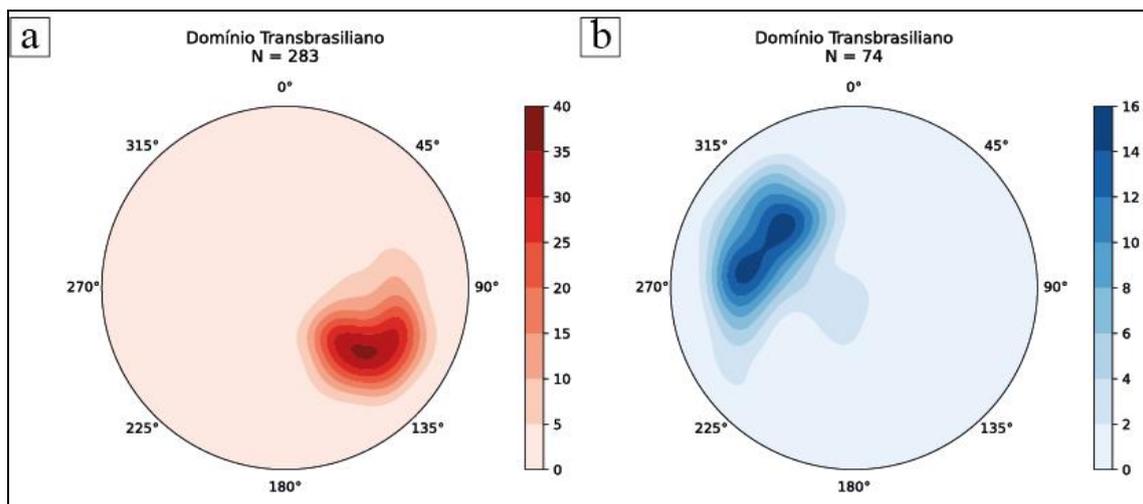


Figura 7.2: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural I - Transbrasiliano. **A)** Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW. **B)** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de 40 a 80° para NW.

7.2. 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°) (Figura 7.3A) para NW e as de direção N-S apresentam mergulhos moderados a altos (> 60°) para W (Figura 7.3C).

Essas estruturas são representadas por foliações de anfibolitos e leucogranitóides (50-60%), bandamentos gnáissicos (15-20%) e xistosidades (20-25%). As lineações características para o setor oeste apresentam caimento suave (< 30°) principalmente para WSW e localmente suave a moderado (15-45°) para NW (Figura 7.3 B). Já as lineações do setor leste apresentam caimento suave (< 30°) para SW, aparentando ser oblíquas à foliação N-S (Figura 7.3D).

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 de Bom Jesus e Rio Formiga (Fuck et al., 2007; Oliveira et al., 2007).

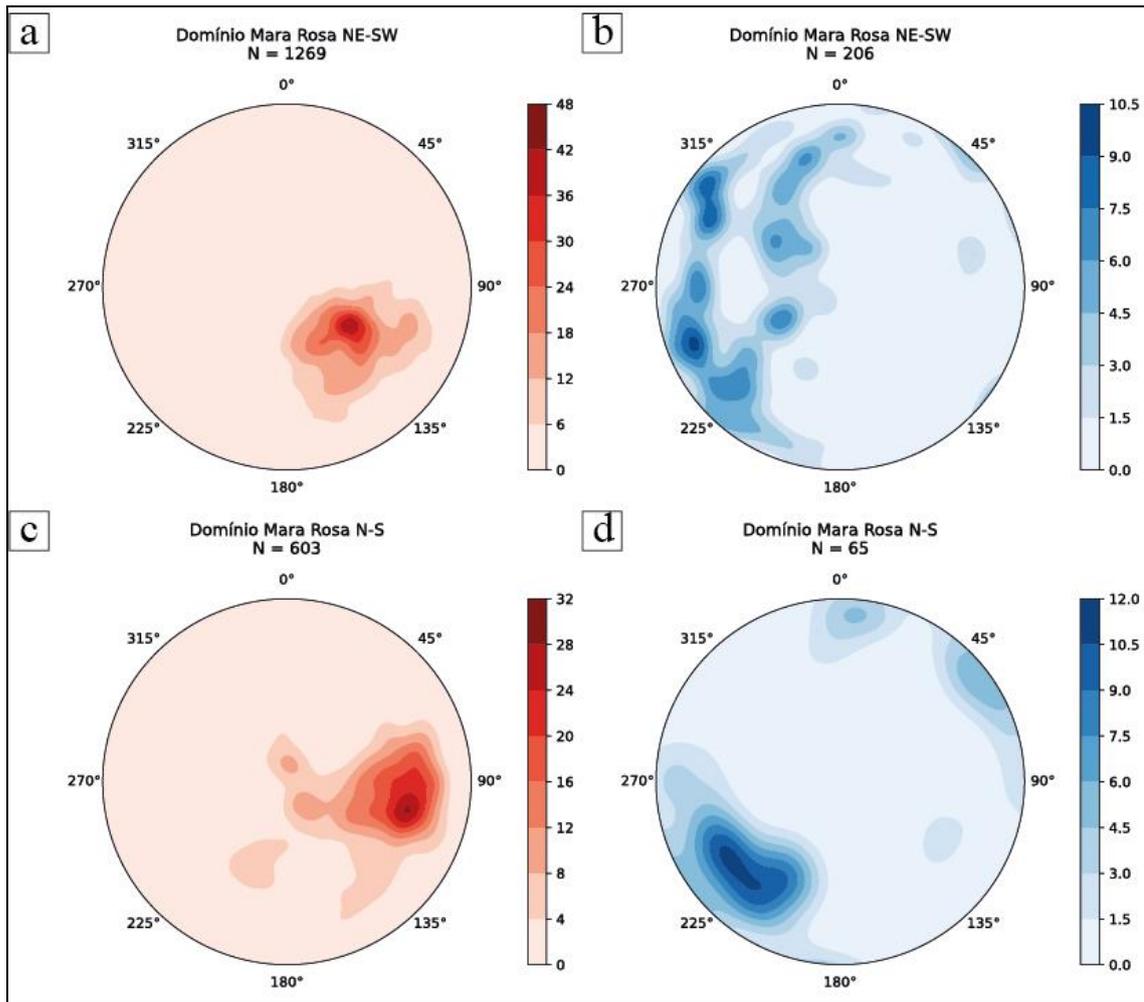


Figura 7.3: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural II - Mara Rosa. **A)** Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW. **B)** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de suaves a moderados (15-45°) para WSW e NW. **C)** Estereograma 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.

7.3. 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 7.4A) 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 7.4B) e, localmente, com caimento de 20° para SW.

Já as estruturas de direção E-W (Figura 7.4C) apresentam mergulhos moderados (30-60°) para NNW e são representados pelas foliações de anfibolitos, calcissilicáticas e leucogranitóides (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 7.4D).

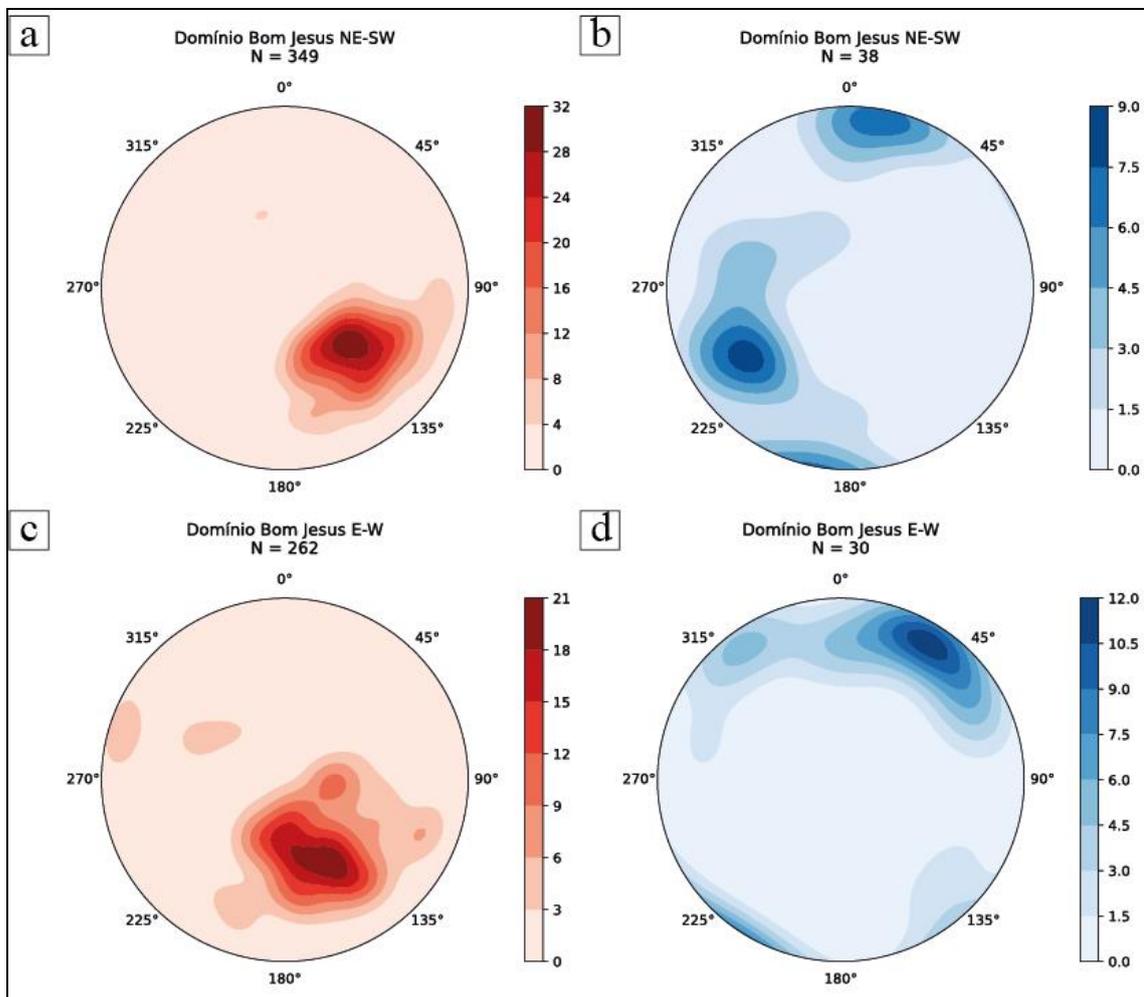


Figura 7. 1: Estereogramas referente ao Domínio Estrutural III - Bom Jesus. **A)** Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 30 a 60° para NW. **B)** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de < 15° para NNE e localmente de 20° para SW. **C)** Estereograma 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.

7.4. 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 7.1).

O trend N-S pode ser correlacionado aos corredores de cisalhamento dúctil-rúpteis de mesma orientação, desenvolvidos em uma tectônica pré-brasiliana. 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 transbrasiliano. 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 7.5A) evidencia as três principais direções de foliação, ambas com mergulho moderado, variando em maioria entre

45° e 60°. Já o estereograma de lineações (Figura 7.5B) demonstra os caimentos destas feições em baixo ângulo para norte.

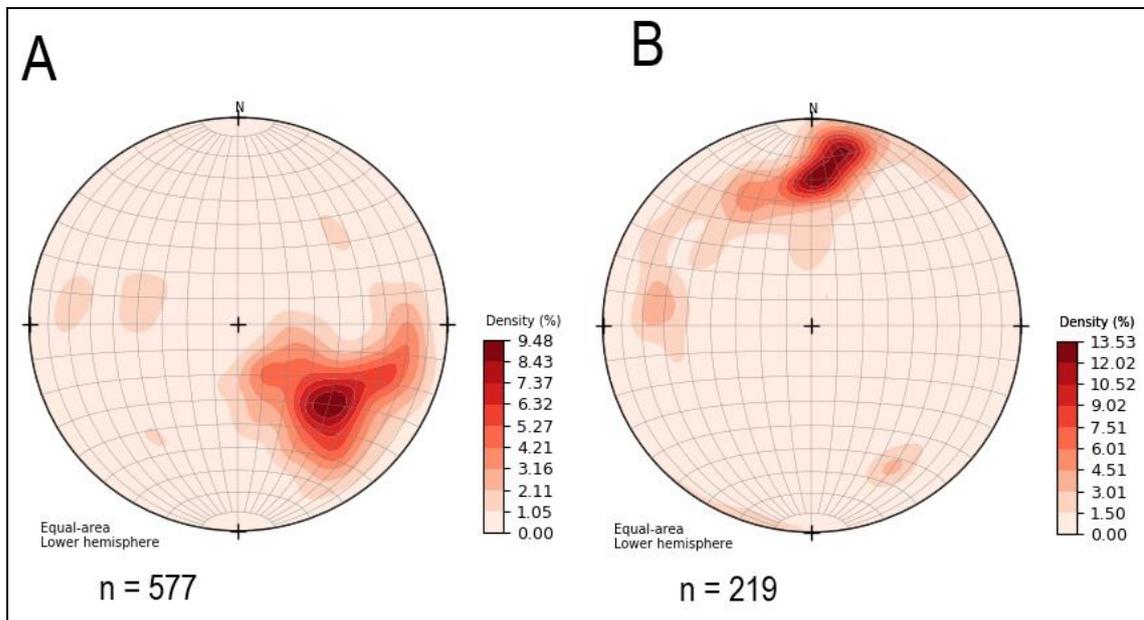


Figura 7.5: Estereogramas associados ao Domínio Campinorte. **A)** Contornos de probabilidade relativos aos polos das foliações, destacando a presença das três direções preferenciais desse domínio. **B)** Representação das medidas de lineação destacando a principal direção N-S.

8. GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA V

A área V está compreendida nos domínios Mara Rosa e Bom Jesus (Figura 8.1). Grande parte da área recobre o domínio Mara Rosa, que evidencia uma direção preferencial NE-SW na porção superior da área e, na porção inferior, também ocorrem direções aproximadamente N-S para elementos da trama dúctil e N-S e NW-SE para elementos da trama rúptil. Enquanto a ocorrência do domínio Bom Jesus é restrita a uma faixa na porção central da área e demarca uma estruturação preferencial E-W.

Abaixo, os domínios estruturais e seus elementos registrados na área V são descritos e apresentados com base nas suas geometrias e cinemáticas, com a finalidade de caracterizar o comportamento estrutural das unidades envolvidas.

8.1. Elementos da Trama Dúctil

As foliações registradas na área V são de dois tipos, distinguidos, temporalmente, como S_n e S_{n+1} . Além de planos de xistosidade (S_n e S_{n+1}) e foliação (S_n), são desenvolvidos planos de bandamento gnáissico, somente no registro de S_n . A orientação destes planos difere entre os domínios Bom Jesus e Mara Rosa, assim como são registradas diferenças na orientação preferencial nos segmentos norte e sul da área para o domínio Mara Rosa. Para uma melhor visualização da trama ductil da subparea V, foi confeccionado um mapa de traços de foliação (Figura 8.2). Dessa forma, as direções das foliações foram unidas, a fim de demonstrar o movimento da trama ductil. Adicionalmente, são apresentados os estereogramas com dados de direção e mergulho das foliações e das lineações e um diagrama de roseta com os lineamentos retirados pela 1ª Derivada vertical.

MAPA DE DOMÍNIOS ESTRUTURAIS ÁREA V - PROJETO MARA ROSA

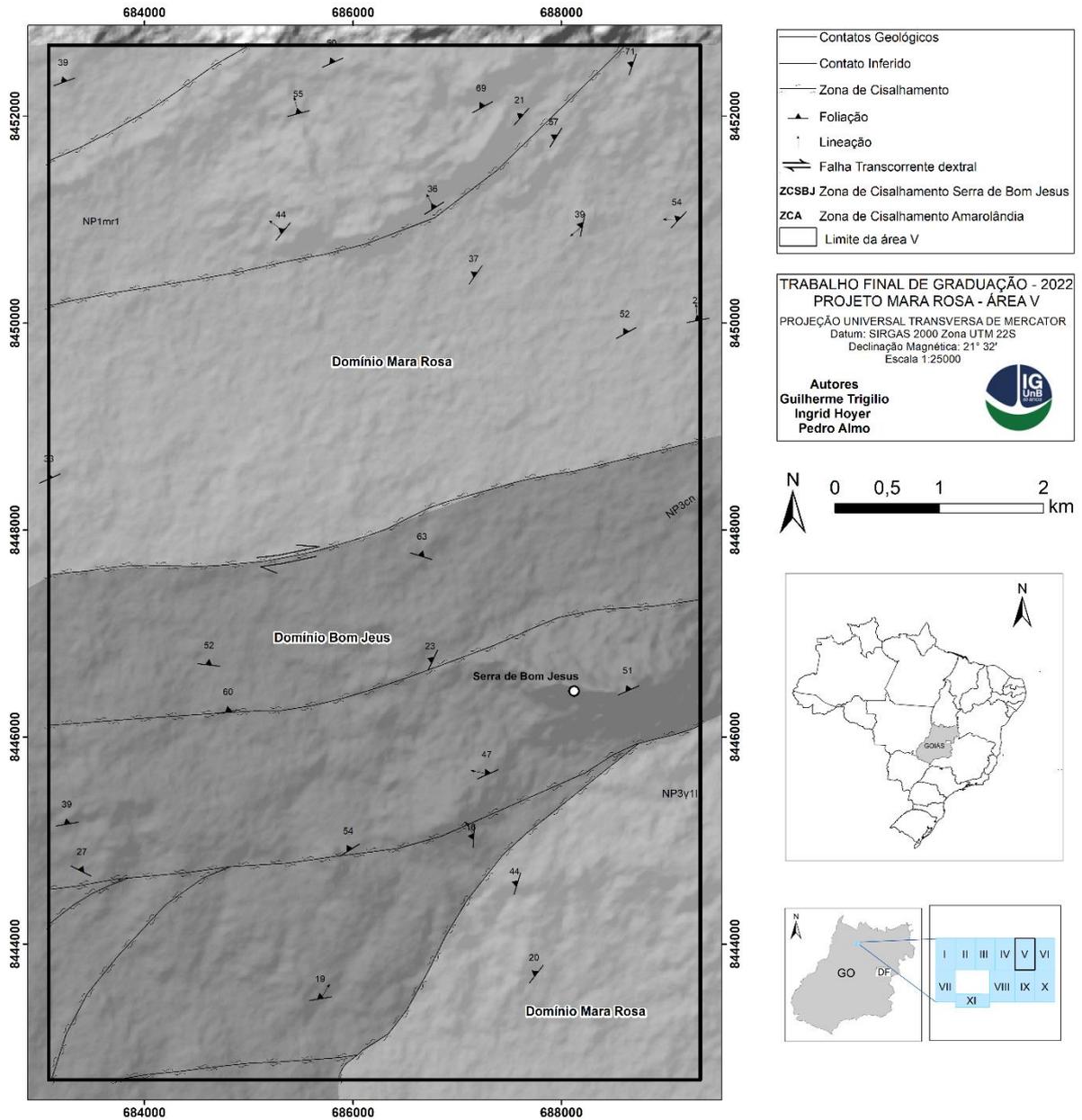


Figura 8.1: Mapa de domínios estruturais da área V.

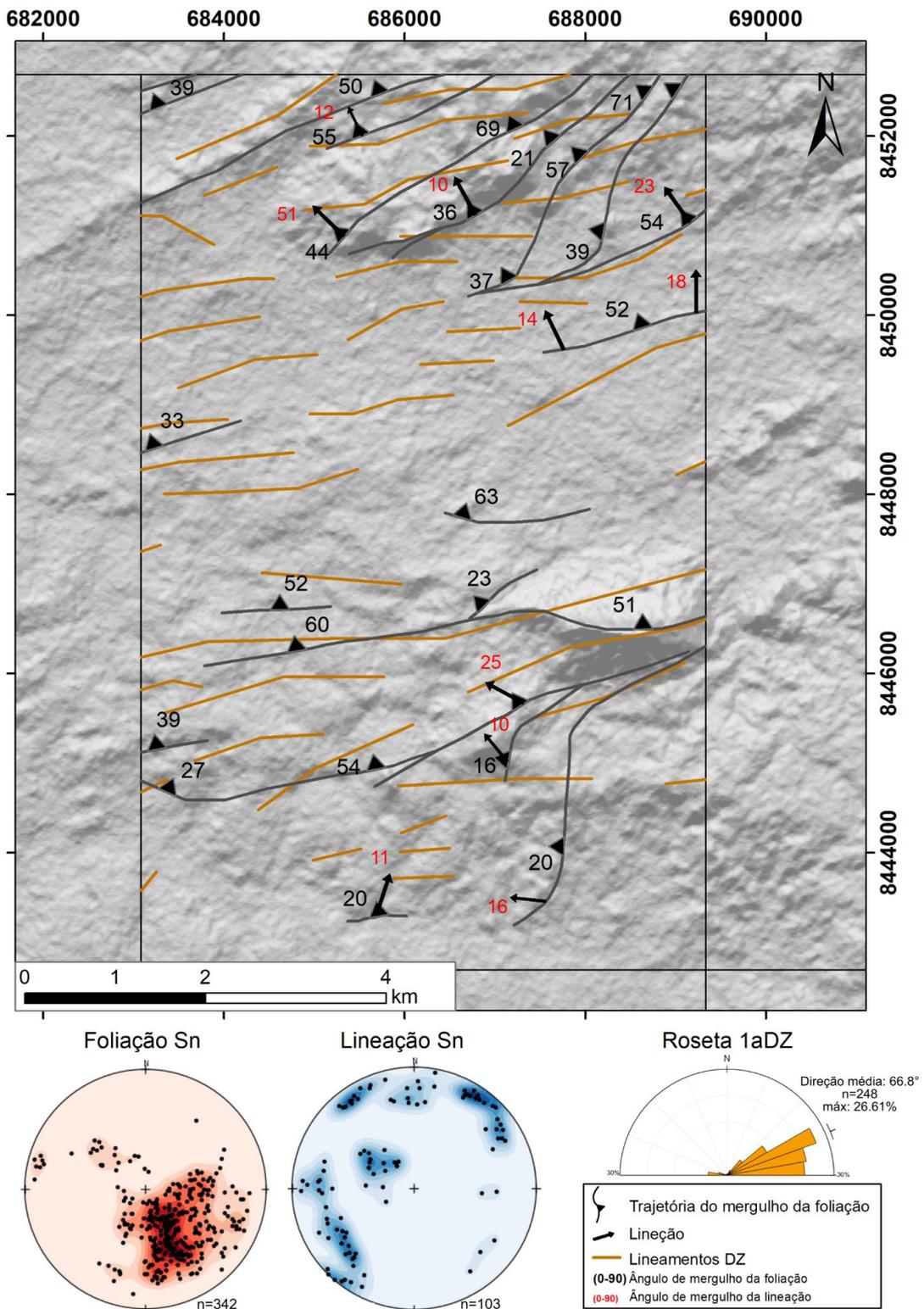


Figura 8.2: Mapa de trajetórias da foliação Sn e sua relação com a lineação e os lineamentos retirados pela 1DZ, evidenciando uma direção NE-SW e EW. As foliações e lineações também estão representados pelo estereograma, que evidencia um comportamento sub-horizontal das lineações e um comportamento mais variável das foliações.

Na porção norte do domínio Mara Rosa são registradas somente foliações (Sn) com direção preferencial NE-SW, desenvolvendo-se principalmente em anfibolitos, gnaisses

tonalíticos, rochas metassedimentares químicas e xistos ultramáficos, que, por vezes, apresentam padrão de foliação anastomosado. Estes planos mergulham, em geral, para NW com ângulo de mergulho variando de baixo a alto, entre 10 e 80°, mas com maior densidade de registro de mergulhos em torno de 30°, como demonstrado no estereograma da Figura 8.3. São evidenciadas, ainda, bandas de segregação de minerais máficos e félsicos caracterizando o bandamento nos ortognaisses (Figura 8.4), com as mesmas características de mergulho e direções.

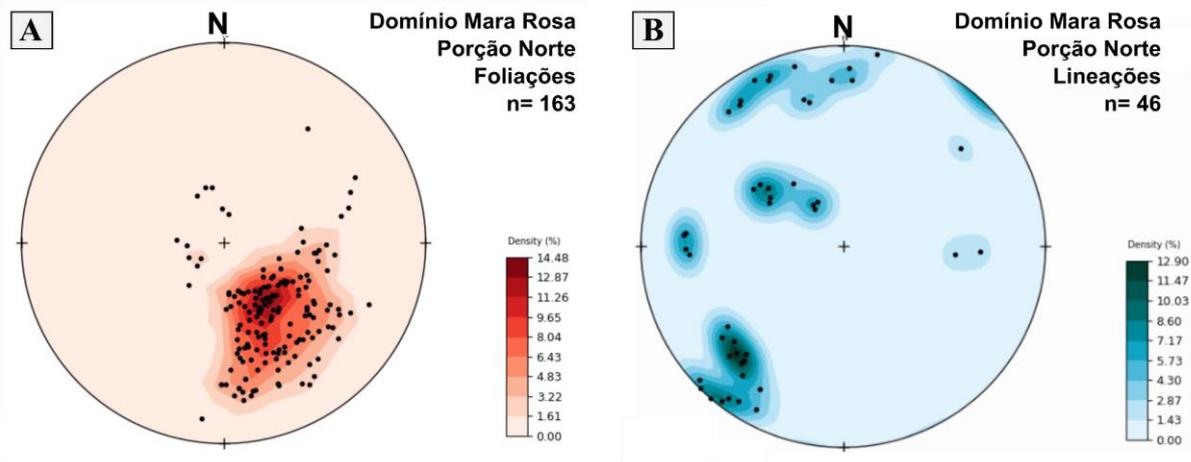


Figura 8.3: Estereogramas referente ao segmento norte do domínio Mara Rosa. **A)** Estereograma com densidade de polos de foliações mergulhando 10 a 80° para NW. **B)** Estereograma com a densidade das medidas de lineação destacando os caimentos de 10 a 80 para SE.

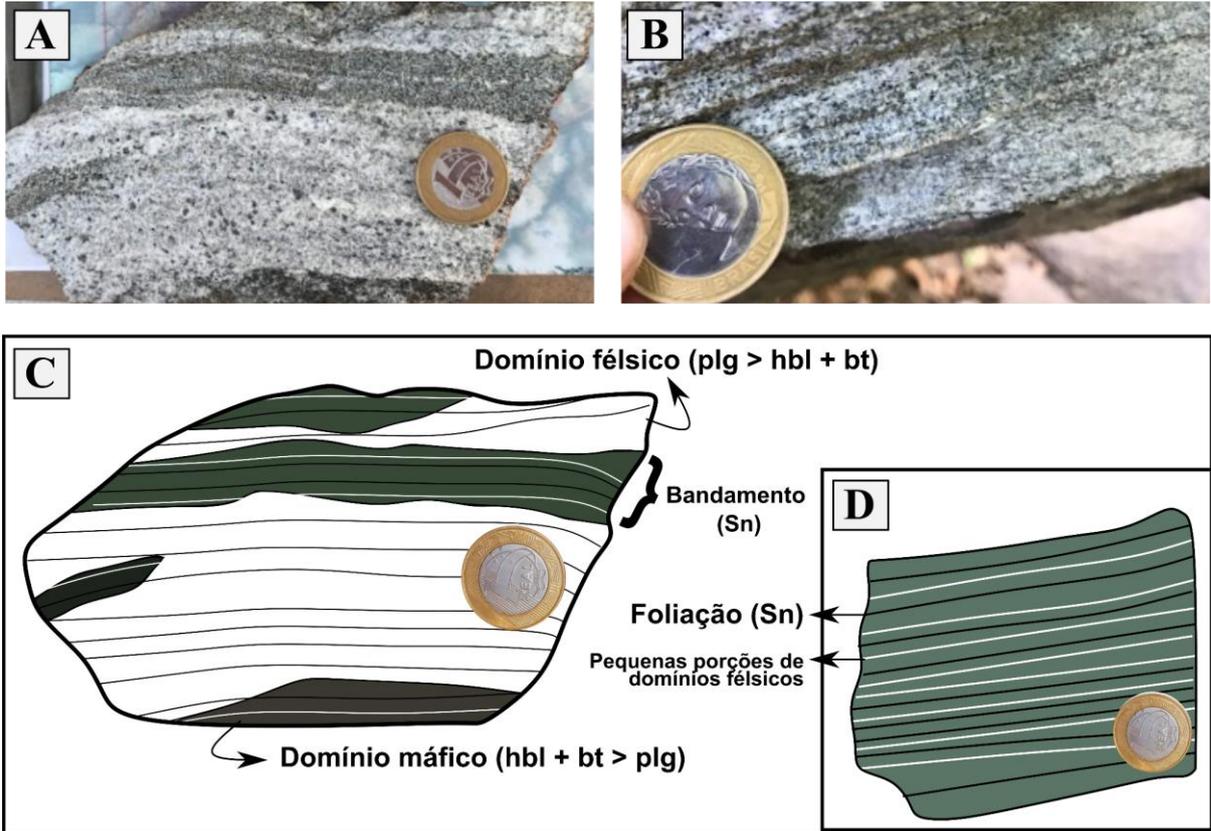


Figura 8.4: Imagens ilustrativas de elementos da trama dúctil no segmento norte do domínio Mara Rosa. **A)** Segregação composicional definindo bandamento em hornblenda-biotita gnaiss tonalítico. **B)** Foliação em anfibolito. **C e D)** Croquis ilustrativos representando os bandamentos e foliações.

Os anfibolitos e gnaisses registram lineações de estiramento mineral (Figura 8.5), principalmente de hornblenda e biotita, com caimento suave a alto (10 a 6 °) para NW e, raramente, para N.

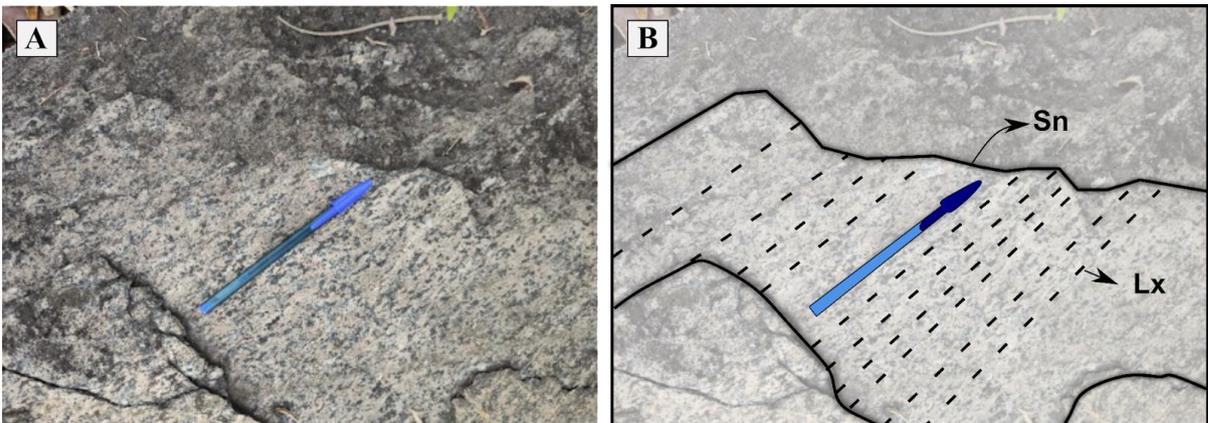


Figura 8.5: **A)** Lineações de estiramento mineral, com minerais máficos estirados em meio ao domínio félsico. **B)** Croqui esquemático ressaltando a lineação disposta ao longo do plano de foliação Sn.

Os gnaisses tonalíticos do domínio Mara Rosa, em seu segmento norte, registram foliações do tipo S-C com cinemática dextral em porções adjacentes ao domínio Bom Jesus, especificamente nos arredores da Zona de Cisalhamento Bom Jesus (Figura 8.6).

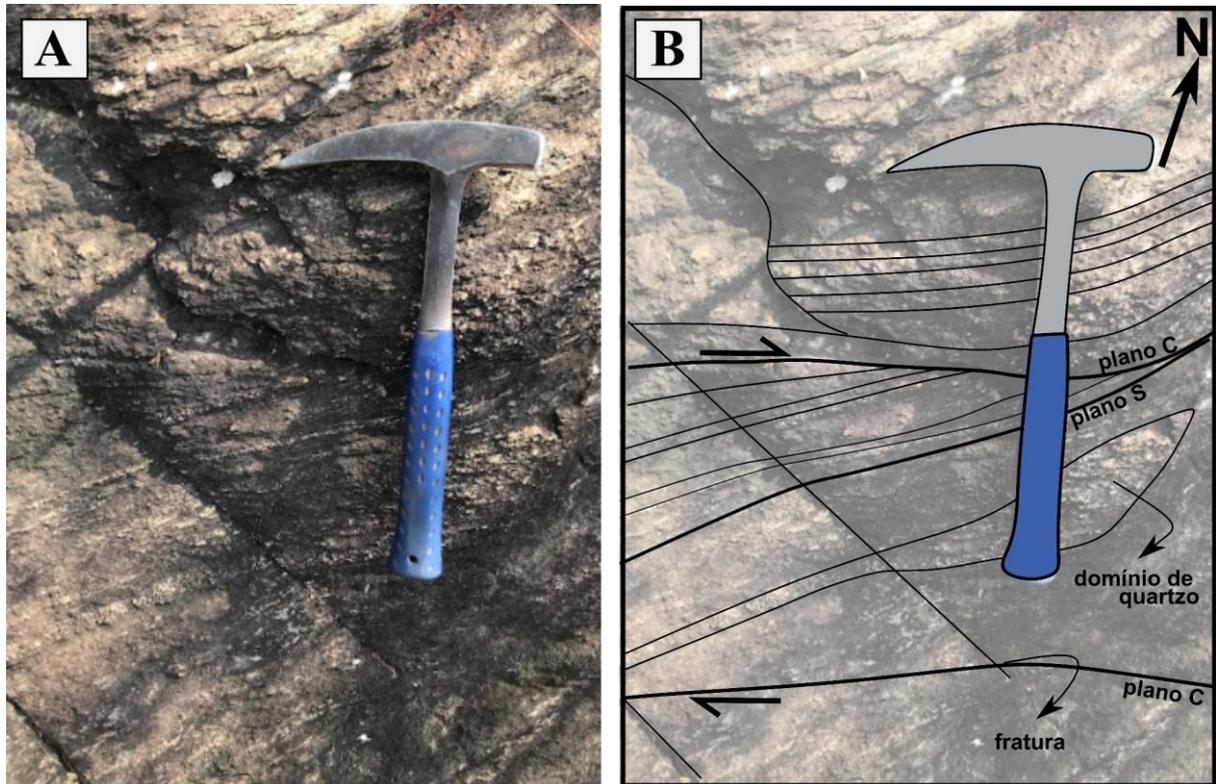


Figura 8.6: A) Foliações SC em domínio félsico de gnaiss tonalítico. B) Desenho esquemático ressaltando a estruturação.

Em porções localizadas, os anfibolitos no segmento norte possuem dobras assimétricas de cinemática dextral formados por quartzo nas bandas de segregação, que ocorrem concordantes ao plano de foliação S_n e, ainda, são observados enclaves máficos rotacionados (Figura 8.7).

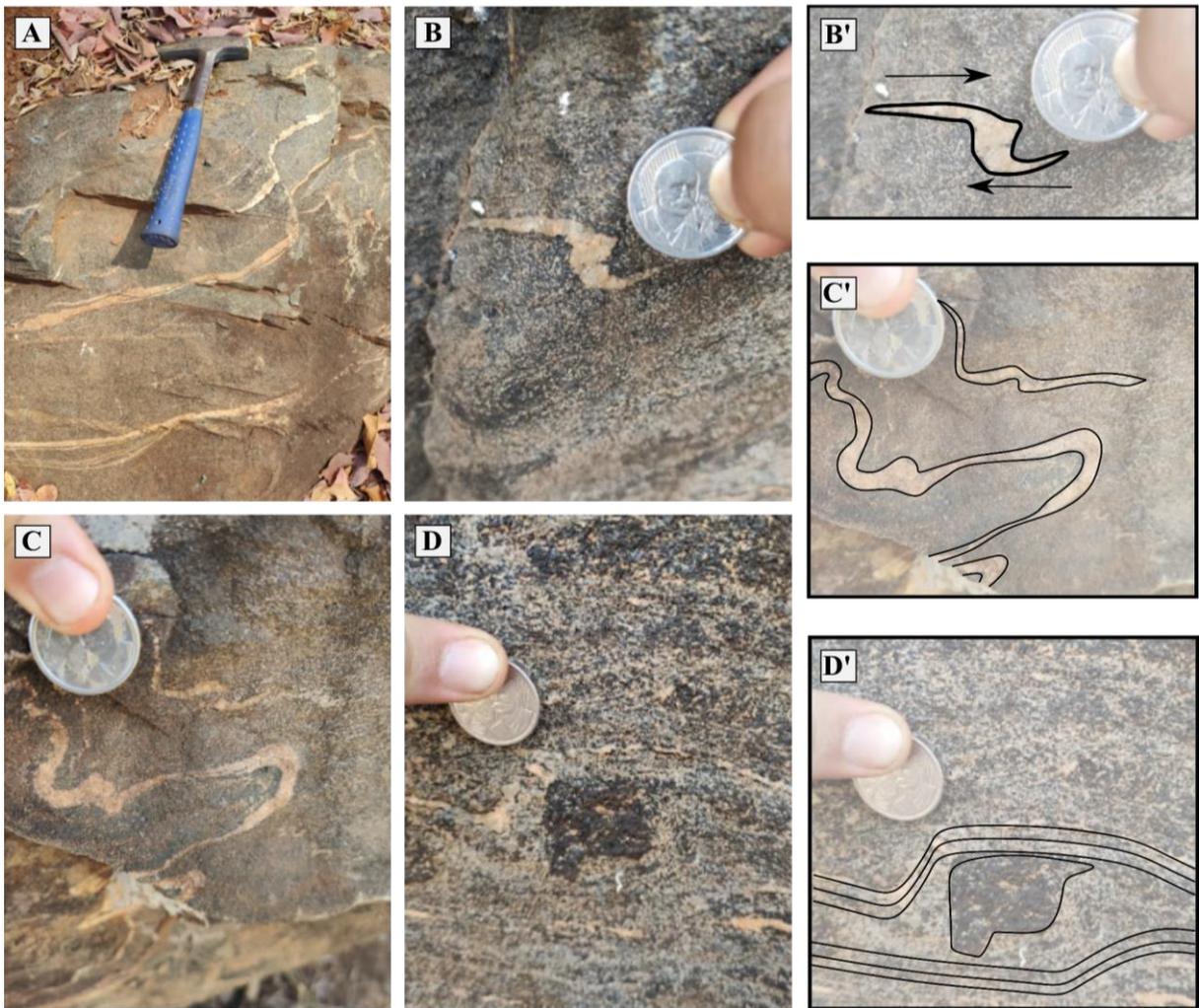


Figura 8.7: A) Bandas milimétricas a centimétricas de segregação de quartzo. B-B') Dobra assimétrica com cinemática dextral. C-C') Dobras assimétricas. D-D') Enclave rotacionado com cinemática dextral.

Nos xistos do segmento norte do domínio Mara Rosa são desenvolvidos planos de xistosidade penetrativos definidos a partir da orientação de minerais micáceos (biotita e muscovita) e, em xistos ultramáficos, por clorita, ao longo do plano Sn.

O domínio Mara Rosa na porção sul é registra a foliação Sn com direção NW e segue uma trajetória NE-SW no extremo sul, esta trajetória tende para a direção N-S a medida que se caminha para norte. A trama ductil é representada por uma foliação incipiente de médio a baixo ângulo (40° a 16°) e lineações bem pronunciadas de baixo ângulo (10° a 16°) (Figura 8.8). Também ocorre uma feição de dobra sinforme suave aberta, interpretada por duas foliações opostas em afloramentos distintos, com lineações também opostas, de forma que o flanco norte possui transporte para NE e o flanco sul possui transporte para SW, configurando assim uma cinemática dextral.

Subárea V

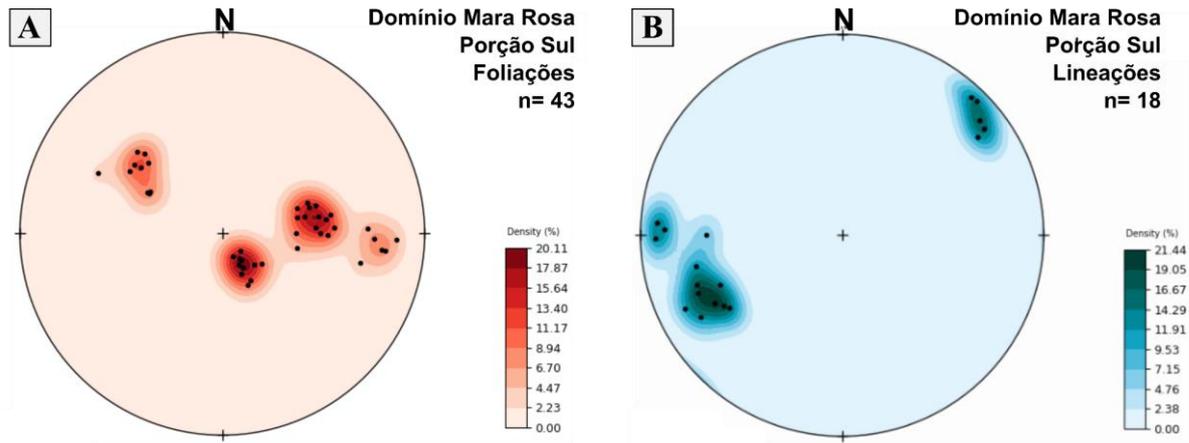


Figura 8.8: Estereogramas referente ao segmento sul do domínio Mara Rosa. **A)** Estereograma com densidade de polos de foliações. **B)** Estereograma com a densidade das medidas de lineação.

Nas rochas que compõem o domínio Bom Jesus, estão presentes dois tipos de foliação distintas, descritas como S_n e S_{n+1} . Essas foliações possuem duas direções principais de trajetória, sendo elas NE-SW e E-W, apresentando valores de mergulho de baixo a médio ângulo, por volta de 20° a 60° (Figura 8.9). A direção do mergulho varia conforme a trajetória da foliação, ou seja, a trajetória NE-SW apresenta sentido de mergulho para NW e a trajetória E-W para N.

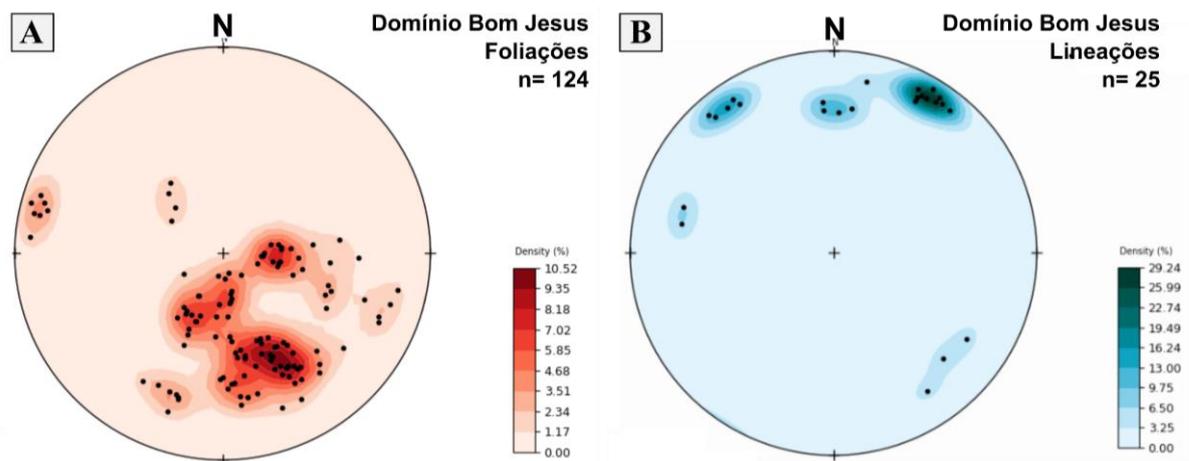


Figura 8.9: Estereogramas referente ao domínio Bom Jesus. **A)** Estereograma com densidade de polos de foliações. **B)** Estereograma com a densidade das medidas de lineação.

A foliação S_n no domínio Bom Jesus ocorre principalmente em rochas que apresentam xistosidade, como quartzo-muscovita xistos, quartzo-muscovita-biotita xistos e quartzo-muscovita-cianita xistos (Figura 8.10A). Ainda, está presente em gnaisses dioríticos caracterizando bandamentos de segregação composicional (Figura 8.10B-C) e em

leucogranodioritos onde é marcada pela presença de feições protomiloníticas. A foliação S_n neste domínio apresenta, em geral, dimensões subcentimétricas.

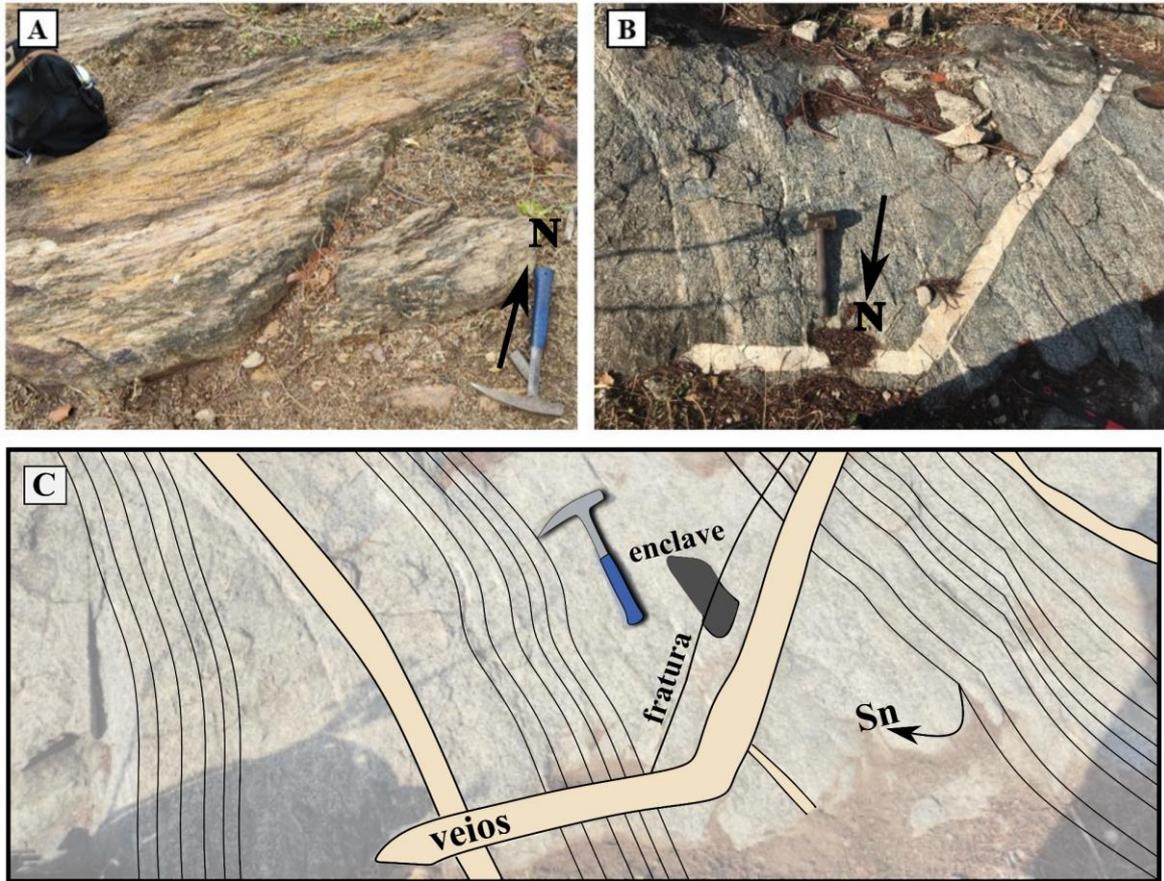


Figura 8.10: Panorama geral da trama dúctil referente ao domínio Bom Jesus. **A)** Quartzo-muscovita-xisto presentes no ponto TF22-V-89, apresentando a foliação S_n demarcada pela xistosidade. **B-C)** Gnaiss Diorítico cortado por veio quartzo-feldspático, presente no ponto TF22-V-89, apresentando a foliação S_n demarcada pela xistosidade com desenho esquemático.

Nas rochas que apresentam xistosidade, a foliação S_n é muito penetrativa e é marcada pela orientação de minerais micáceos, como muscovita e biotita, que definem o plano da foliação (Figura 8.11). Essas rochas apresentam comumente uma segregação subcentimétrica, entre domínios de composição micácea e domínios de composição quartzosa. Nos domínios quartzosos é possível observar nódulos boudinados de quartzo (Figura 8.12). Já em microescala, são presentes contatos lobados entre cristais de quartzo, apresentando feições de migração de borda de grão.

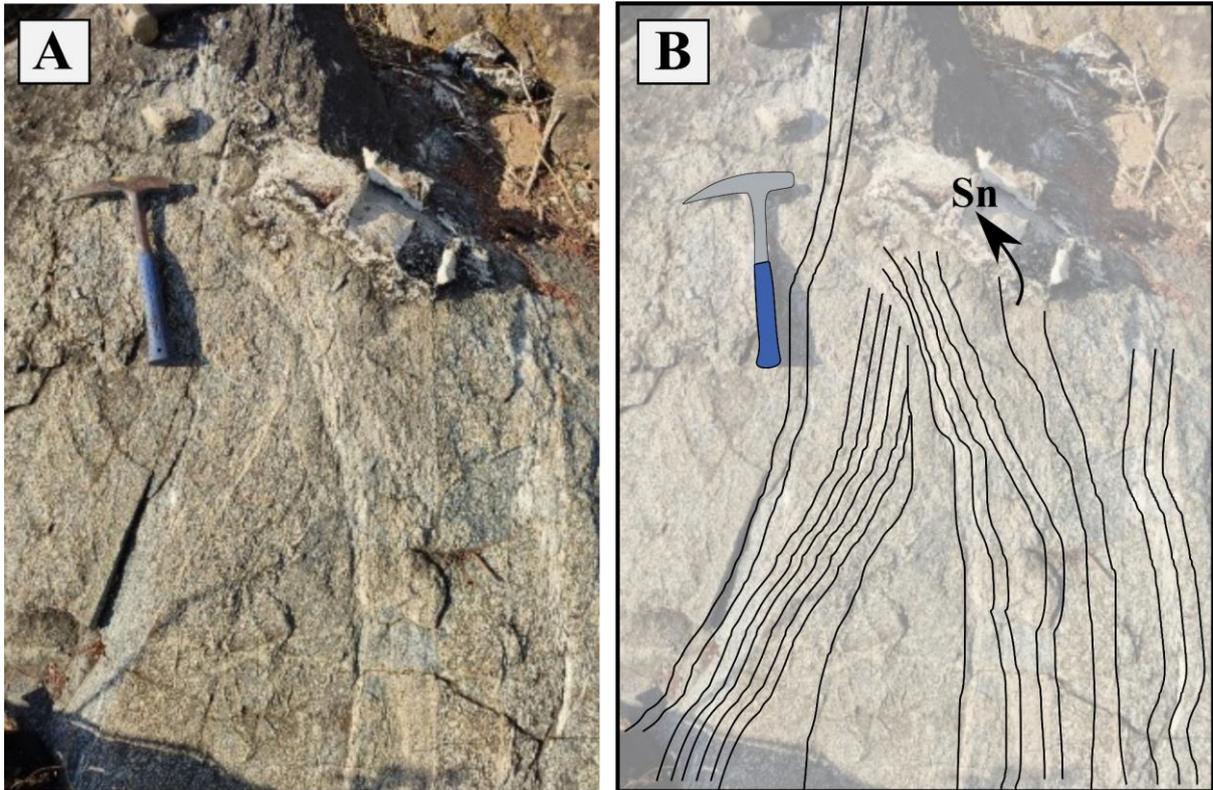


Figura 8.11: Planos de foliação Sn, com padrão anastomosado, demarcados por bandamento milimétrico no ponto TF22-V-131.

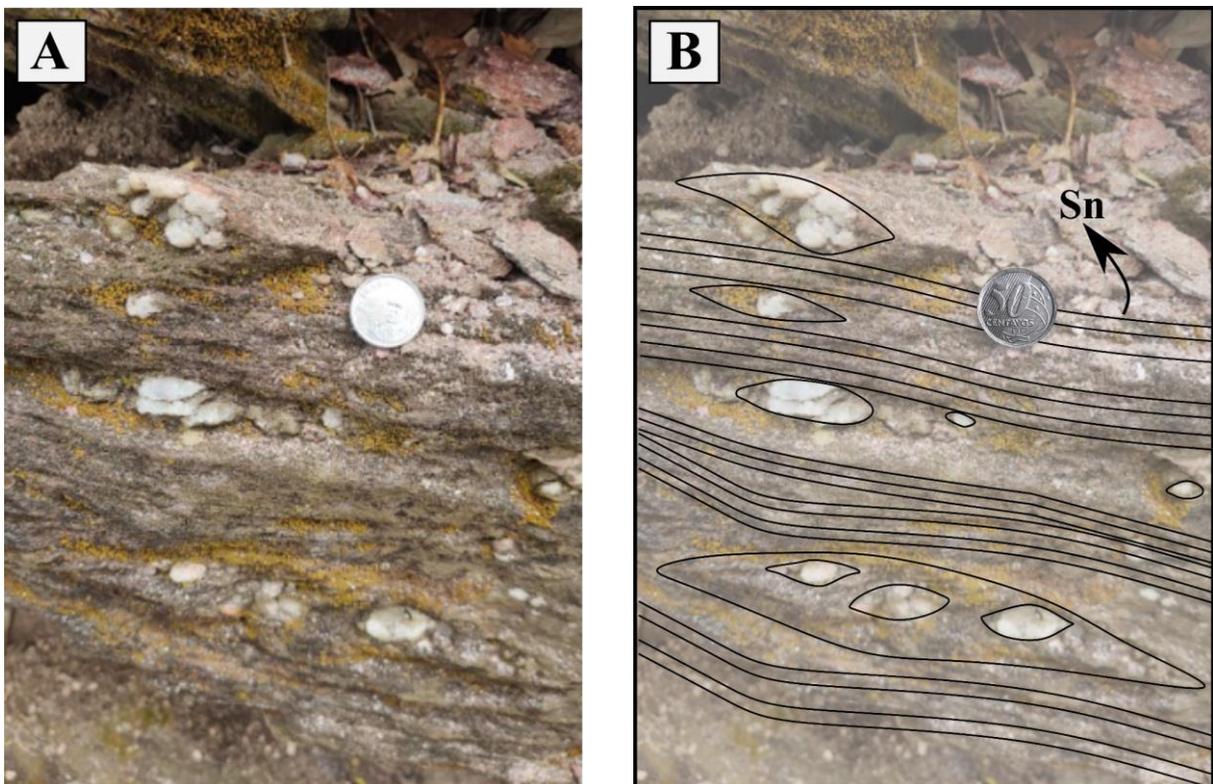


Figura 8.12: A) Xisto com nódulos de quartzo de aspecto boudinado. B) Desenho esquemático ressaltando as estruturas.

Nos ortognaisses, a foliação S_n é caracterizada pela presença de bandamentos de segregação composicional. Esta feição é composta por bandas de composição félsica e bandas marcadas pela orientação de cristais de anfibólio (hornblenda e actinolita), definindo o plano da foliação. Já nos leucogranitos, o que define essa foliação são feições protomiloníticas de escala milimétrica (Figura 8.13), localizadas nas bordas ao sul do corpo plutônico, com presença de porfiroblastos de plagioclásio rotacionados formando nódulos sigmoidais. Microscopicamente, estão presentes feições do tipo mica fish (Figura 8.13). Ainda, nos leucogranitos é possível observar uma variação na foliação, a medida que ao centro do corpo as foliações se tornam menos penetrativas, até apresentarem um caráter incipiente.

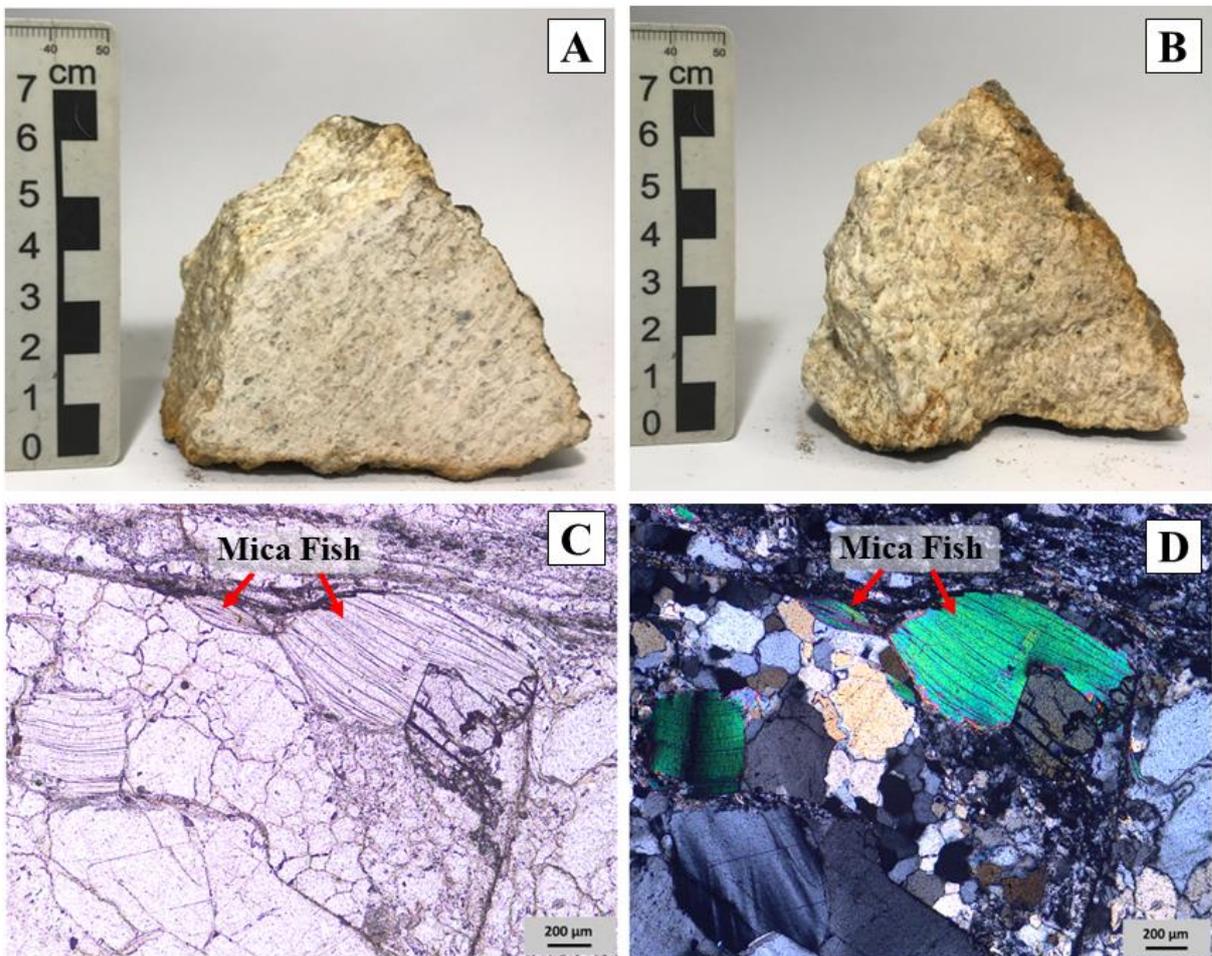


Figura 8.13: Feições estruturais observadas em amostra de Leucogranito presente no ponto TF22-V-97. **A e B)** Foliação S_n , marcada por feições protomiloníticas. **C e D)** Feição do tipo mica fish, observada em lâmina delgada com polarizador paralelo e cruzado.

Por fim, a foliação S_{n+1} é caracterizada por uma clivagem de crenulação da foliação S_n , presente nas rochas xistosas do domínio, localizadas principalmente nas porções que bordejam a Serra de Bom Jesus (Figura 8.14).

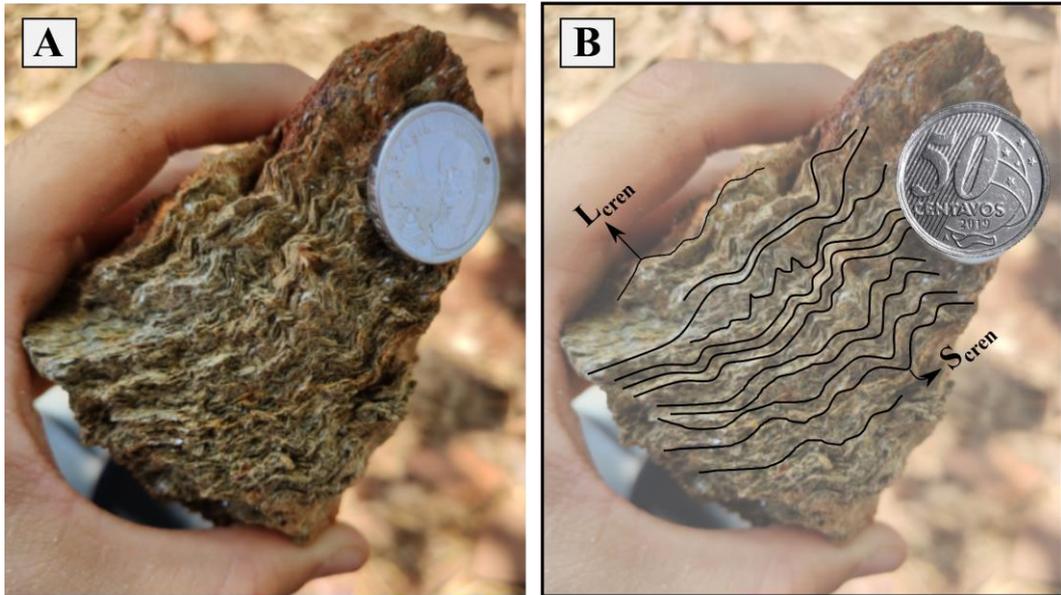


Figura 8.14: A) Clivagem de crenulação marcando a foliação S_{n+1} , em amostra de quartzo muscovita xisto presente no ponto TF22-V-122, próximo a Serra de Bom Jesus. B) Croqui ressaltando as estruturas.

No domínio Bom Jesus são descritas lineações de estiramento (L_x) e de crenulação (L_{cren}), com direções NW-SE, apresentando caimento de baixo ângulo. A direção do caimento possui duas direções preferenciais, sendo elas NW e SE. O caimento com direção NW está presente nos xistos que compõem o domínio, já as direções com caimento para SE, são observadas nos ortognaisses desta porção. A orientação dessas lineações estabelece uma relação de obliquidade com os planos que caracterizam a foliação S_n .

A lineação de estiramento (L_x) no domínio Bom Jesus, é marcada pelo estiramento de cristais de muscovita e plagioclásio, dispostos no plano da foliação. Apresenta valores de caimento de baixo ângulo, em torno de 20° , caracterizando um aspecto sub-horizontal (Figura 8.15).

Já a lineação de crenulação (L_{cren}) é definida por microdobras ao longo de cristais de muscovita, com atitudes por volta de 280° e caimento em torno de 25° . A observação dessa lineação em afloramentos in situ, só foi possível no ponto TF22-V-88, em lajedos de quartzo-muscovita xisto, porém há registros de sua ocorrência em blocos soltos em porções as quais bordejam a Serra de Bom Jesus.

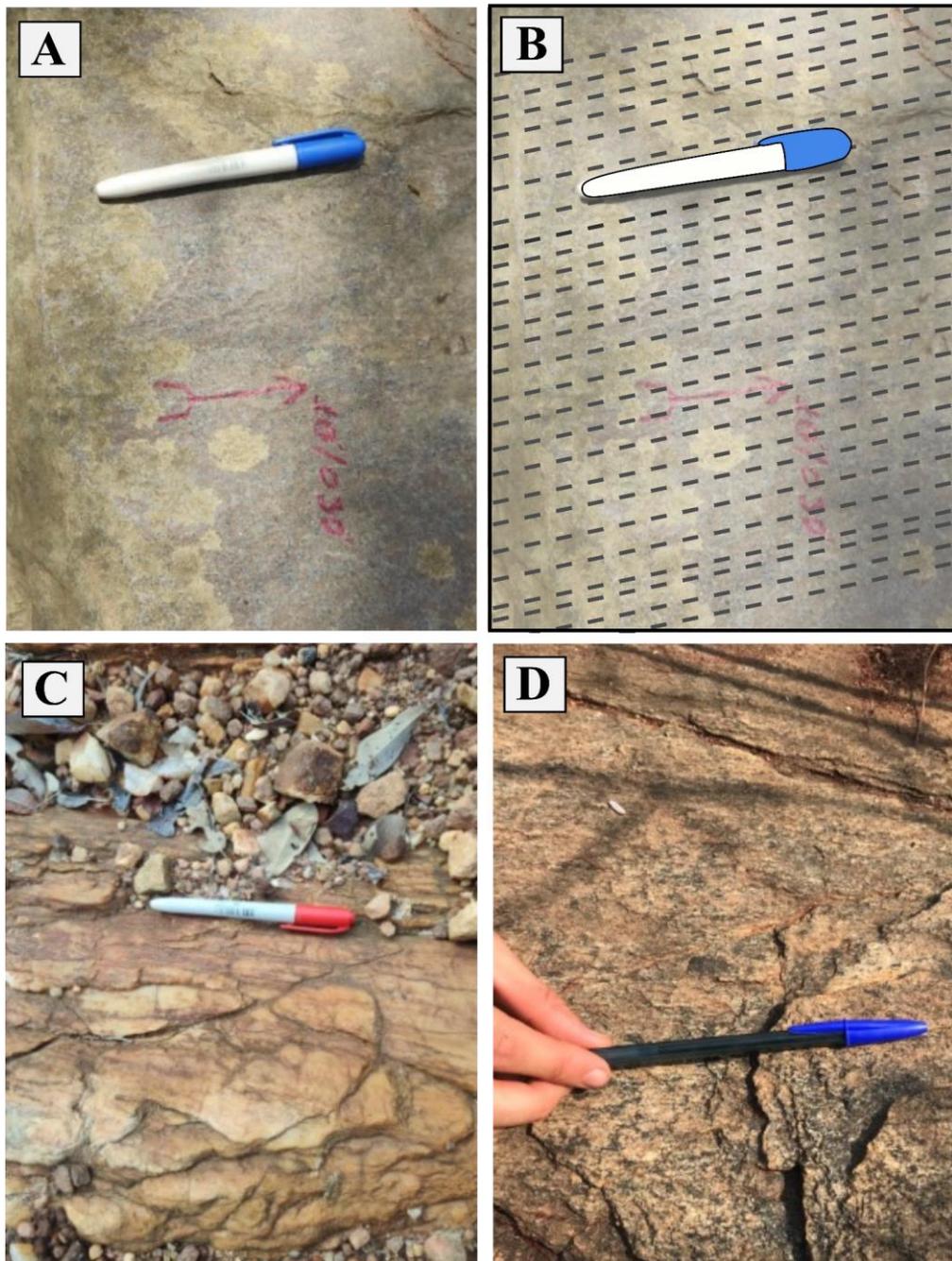


Figura 8.15: Panorama geral de lineações presentes no domínio Bom Jesus. **A-B)** Lineação de estiramento (Lx), definida pelo estiramento de plagioclásio, indicados pela marcação, disposta no plano da foliação do ponto TF22-V-139. **C)** Lineação de estiramento (Lx), indicada pela ponta da caneta, marcada em veios de quartzo do ponto TF22-V-81. **D)** Lineação de estiramento (Lx), definida pelo estiramento de plagioclásio, indicados pela marcação, disposta no plano da foliação.

8.2. Elementos da Trama Rúptil

Dentro da subárea V a trama rúptil é caracterizada principalmente por famílias de fraturas e falhas transcorrentes, as quais são formadas perpendicularmente aos planos da foliação, cortando essas feições. Destacam-se três famílias de fraturas, com direções NE, E-W e principalmente com trend para NW, as quais são compostas por fraturas transcorrentes, juntas, veios e fraturas de cisalhamento.

As fraturas transcorrentes são paralelas entre si e estão dispostas de maneira oblíqua aos planos que definem a foliação, apresentando espaçamento milimétrico a centimétrico. Há também fraturas extensionais, geralmente preenchidas por veios de composição quartzosa, assim como fraturas de cisalhamento de maneira muito localizada.

Além de veios de quartzo (Figura 8.16), são observados, ainda, veios pegmatóides com muscovita e veios enriquecidos em epidotos. Os veios têm relação de corte com todas as unidades nos dois domínios estruturais. Os mais predominantes são os veios de grandes extensões, variando de métricos a decamétricos, mas também ocorrem pequenas vênulas e veios centimétricos. Em domínios próximos a grandes lineamentos de drenagem os veios apresentam feições de cataclase. Além disso, encontram-se, por vezes, intensamente fraturados e/ou foliados. A orientação é preferencialmente N-S e NW-SE, cabendo ressaltar que um veio E-W de grande extensão é registrado desde a área III até meados da área V, no segmento norte do domínio Mara Rosa.

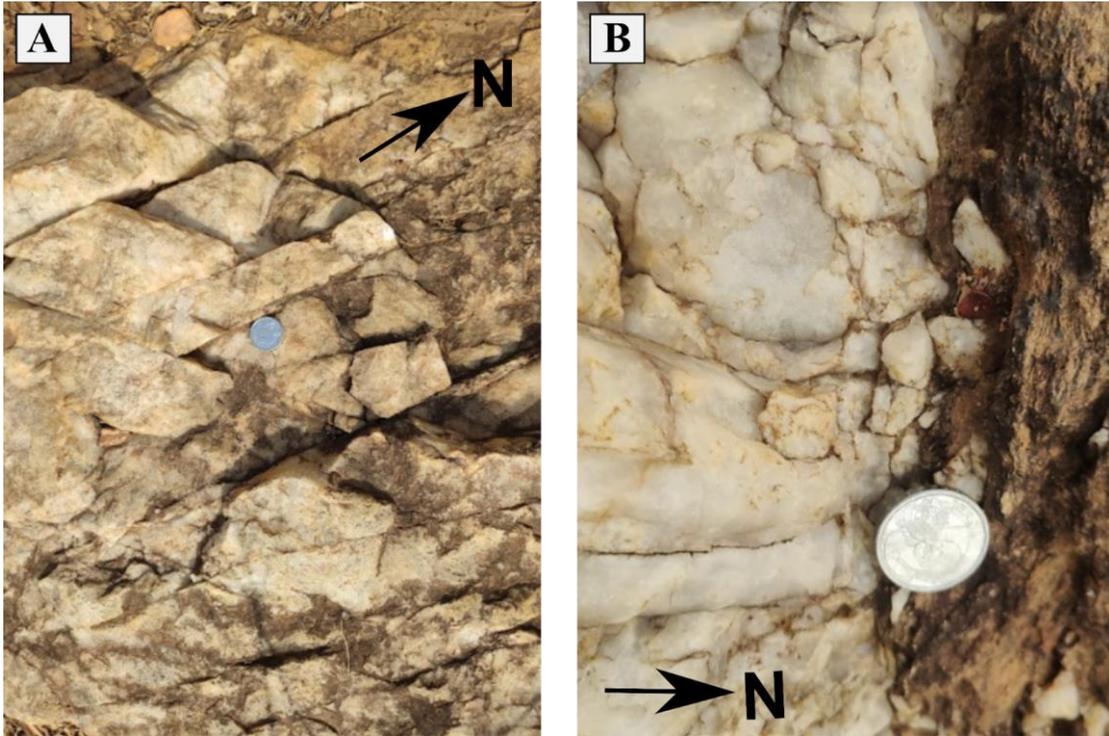


Figura 8.16: Exemplos de veios de quartzo. **A)** Veio de quartzo de direção NW-SE com duas direções de fraturas (N-S e NW-SE). **B)** Veio de quartzo E-W, localizado na porção norte do domínio Mara Rosa.

A partir da análise de imagens de satélite, é possível observar a presença de grandes traços estruturais na subárea V (Figura 8.17). Esses traços apresentam direções preferenciais para NW-SE, NE-SW e E-W, com direcionamento principal para NW, o que se assemelha com as direções apresentadas pelas famílias de fraturas caracterizadas. Em conjunto com a análise da cinemática regional e do regime deformacional predominantemente rúptil-dúctil, pode-se inferir que estes traços, trata-se de falhas transcorrentes com cinemática sinistral. Esses traços se concentram principalmente nas porções norte e sul da subárea V.

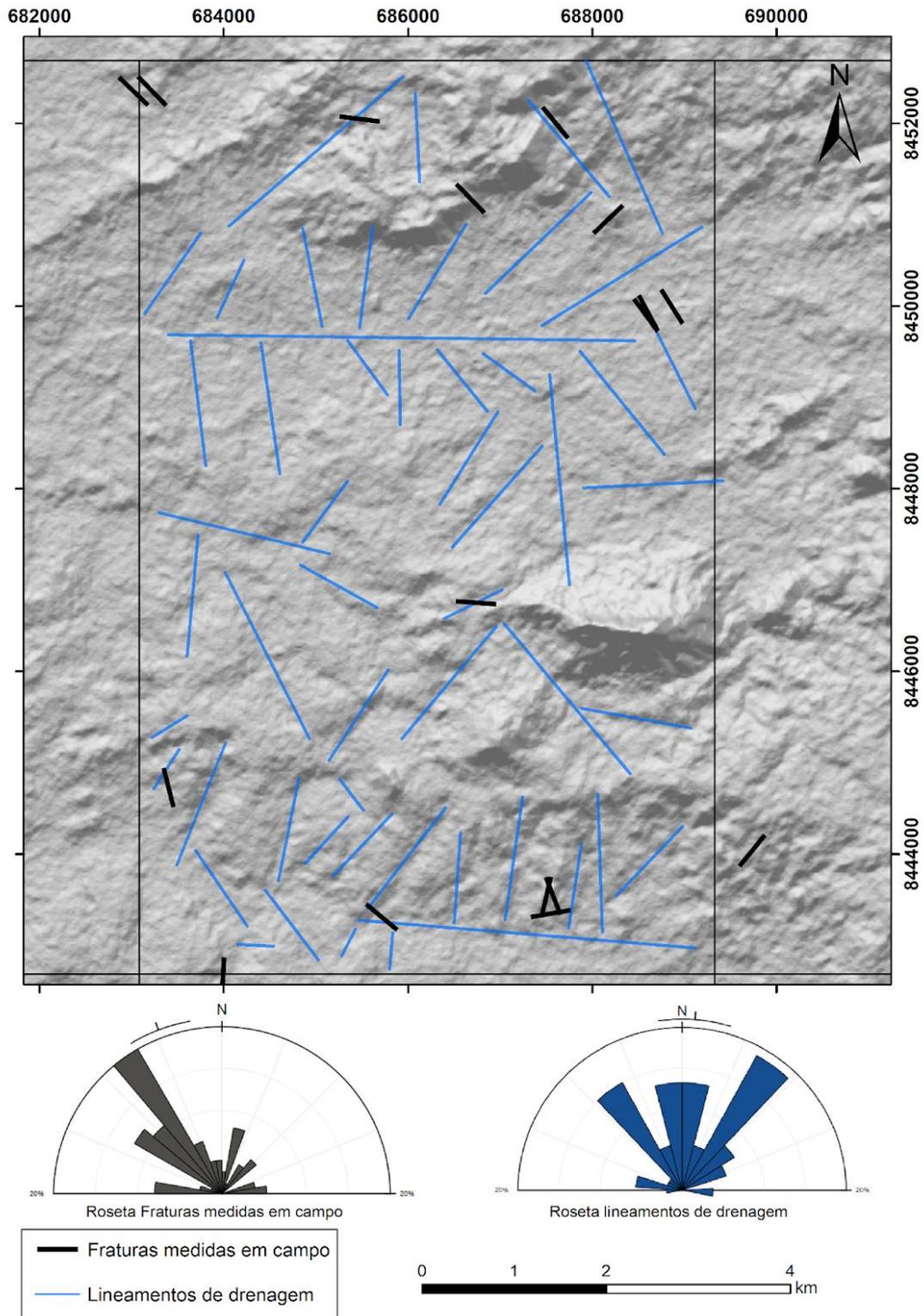


Figura 8.17: Mapa contendo os principais traços estruturais observados a partir de análises de imagens de satélite. A imagem também contém rosetas de fraturas e lineamentos de drenagem observados na subárea V.

8.3. Evolução Estrutural

A partir da caracterização dos elementos estruturais que compõem as tramas dúctil e rúptil é possível estabelecer a evolução da deformação da subárea V, do PMR. O que se propõe é um padrão evolutivo baseado na evolução do metamorfismo e da deformação do depósito de Chapada, localizado no Arco Magmático Mara Rosa (Oliveira et al. 2016). Divide-se então a evolução estrutural da área em eventos deformacionais, constituído por três fases, denominadas como Dn, Dn+1 e Dn+2.

A fase Dn, está atrelada ao evento deformacional brasileiro, caracterizando um evento tectônico compressivo em regime dúctil. Esta fase é responsável por gerar a foliação Sn, que predomina na subárea V, com direção NE-SW, esta fase está associada à fácies de metamorfismo xisto verde alto a anfíbolito e pode ser observada principalmente nos domínios de anfíbolitos e ortognaisses.

A fase Dn+1, tem sua ocorrência associada ao evento deformacional transbrasileiro, o qual se caracteriza como um evento tectônico compressivo em regime dúctil a dúctil-rúptil. A fase Dn+1 marca a formação de zonas de cisalhamento com direção NE e conseqüentemente a geração da foliação Sn+1. Essa fase está associada à fácies xisto verde, com ocorrência local de retrometamorfismo das rochas deformadas pela fase Dn, além da ocorrência de epidotização e hidrotermalismo. Na subárea V, a fase Dn+1 pode ser observada no domínio de rochas hidrotermalmente alteradas, mais especificamente nos xistos correspondentes a unidade associação de rochas aluminosas.

Por fim, a fase Dn+2 é caracterizada pela formação de zonas de cisalhamento com direções E-W e N-S, com cristalização de epidoto e carbonato nas zonas dilatadas (Oliveira et al., 2016). Na subárea esta fase, pode ser atrelada e por zonas de cisalhamento com trend E-W e N-S inflexionadas para NE-SW, como a Zona de Cisalhamento Serra de Bom Jesus e Zona de Cisalhamento Amarolândia, respectivamente (ver figura 6.1, presente no capítulo 8). Mesmo não havendo a presença de carbonato na subárea V, relacionou-se a fase Dn+2 com a unidade associação de rochas calcissilicáticas, que estão contidas no domínio estrutural Mara Rosa Sul, no qual está presente o depósito do tipo Skarn, Saúva presente na subárea VIII do PMR.

A interpretação realizada foi embasada no trabalho de Oliveira et al. (2016), levando em conta também, as informações apresentadas no Projeto Mutunópolis (2006), em conjunto com o conhecimento adquirido a partir dos dados coletados e processados durante todas as etapas do trabalho realizado. Essa interpretação aborda um modelo especulativo do

comportamento da deformação levando em conta o contexto apresentado na subárea V, uma vez que os dados coletados em campo tiveram como objetivo principal o mapeamento geológico. Entende-se que para o melhor entendimento do comportamento estrutural da área é necessário um trabalho com enfoque no mapeamento de estruturas, abordando as relações temporais, eventos e processos relacionados.

9. GEOLOGIA ECONÔMICA DO PROJETO MARA ROSA

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).

9.1. 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.

9.2. 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.

9.3. 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.

9.4. 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.

9.5. 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 euedrais, 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.

10. OCORRÊNCIAS MINERAIS DA ÁREA V

A área V se destaca por possuir características prospectivas para ocorrências minerais, principalmente de Cu e Au. Estas ocorrências são marcadas por estruturas e assinaturas geofísicas que se prolongam desde a região de depósitos minerais circundantes, tais como os depósitos de Cu-Au de Chapada, Au Posse e Au-Ag-Ba Zacarias. Além disso, são registradas ocorrências pontuais de minerais com características gemológicas (turmalina) e minerais e rochas industriais, tais como cianita, óxi-hidróxidos de manganês (\pm ferro), crostas lateríticas, argila e areia.

Dentre as unidades mapeadas, se destaca um extenso corredor caracterizado por rochas resultantes de processo hidrotermal, ressaltado na assinatura gamaespectrométrica com alto K e baixo a médio eTh e eU (ver Capítulo 3). Este corredor corresponde, principalmente, às rochas aluminosas à cianita e pirita e calcissilicáticas, por vezes, sulfetadas (ver Capítulo 5), sendo registrado nos domínios estruturais Bom Jesus e na porção sul do Domínio Mara Rosa (ver Capítulo 6 e Figura 10.1).

A partir da Figura 10.1, percebe-se que a área que consiste o PMR está inserida em um trend regional NE marcado por rochas ricas em cianita, nas quais ocorrem inflexões E-W. Esse comportamento ocorre na Serra de Bom Jesus, no morro do Urubu, próximo ao depósito de Chapada, na serra das Araras, próximo ao município de Santa Terezinha de Goiás e na Serra do Caranã, esta última com um comportamento um pouco diferente das demais, com direção NW.

A seguir, as ocorrências minerais registradas são caracterizadas com base nas informações coletadas em campo e, quando possível, nas descrições petrográficas, medidas estruturais e a relação com produtos geofísicos.

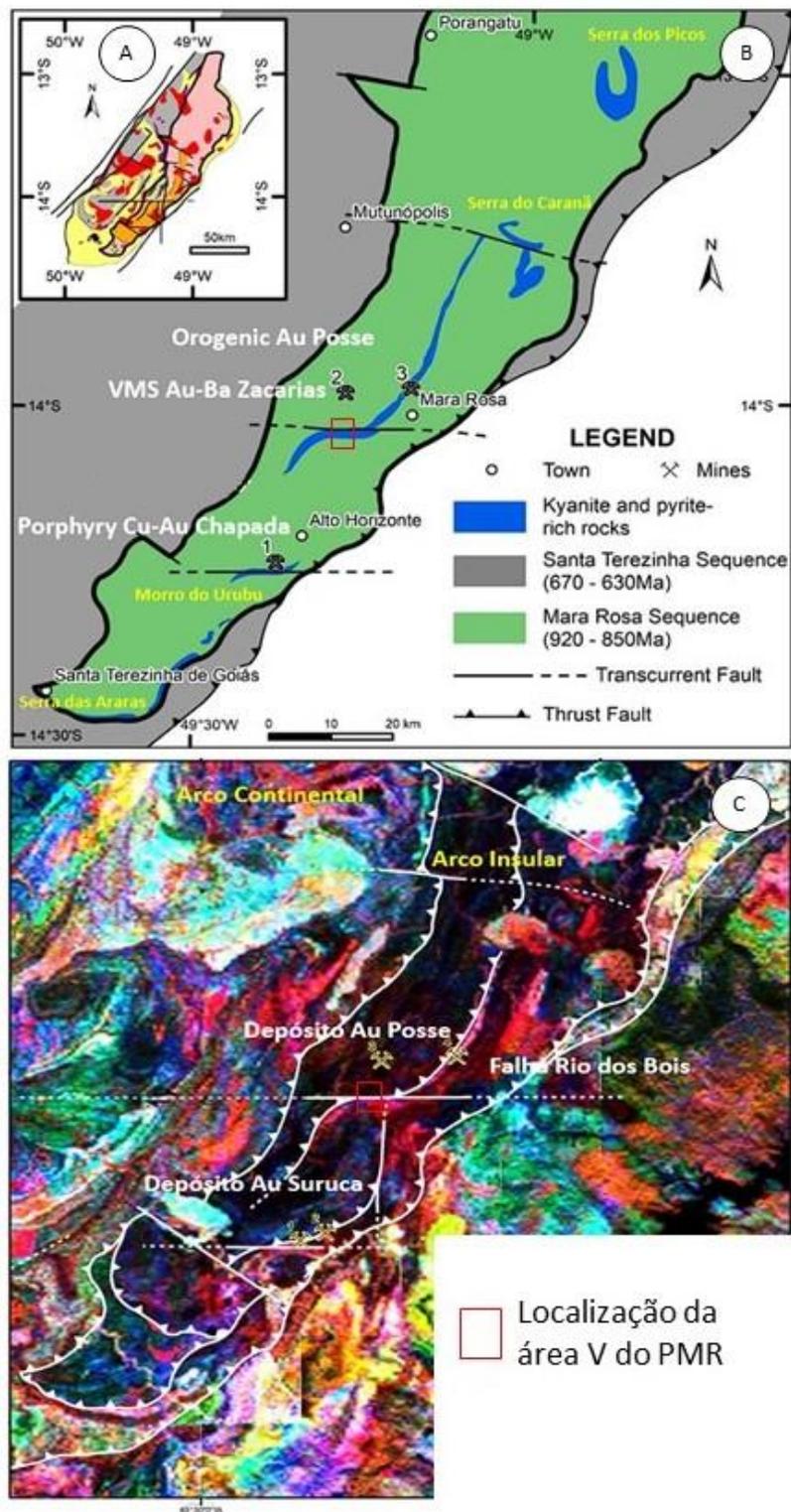


Figura 10.1: Contexto estrutural da área V do PMR em relação aos depósitos de Cu-Au de Chapada, Au Posse e Au-Ba Zacarias. **A)** Contexto geral do Arco Magmático Mara Rosa. **B)** Associação dos depósitos Chapada, Posse e Zacarias, e ocorrências de cianita com sulfeto em relação à área do projeto; **C)** Dados gamaespectrométricos da região com destaque a aos cavalgamentos presentes.

10.1. Ocorrências

10.1.1. Minerais Estratégicos - Sulfetos (\pm Ouro)

A área V registra três ocorrências de sulfetos, principalmente calcopirita (CuFeS_2), pirita (FeS_2) e covellita (CuS), além de ocorrerem malaquita ($\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$), magnetita (Fe_3O_4), hematita (Fe_2O_3) e, possivelmente, ouro (Au). Tais ocorrências são identificadas como Zona Sulfetada Bom Jesus, Zona Sulfetada em Calcissilicáticas e a ocorrência Rock V. Esta diferenciação é dada a partir das características petrológicas e estruturais, bem como associações observadas em campo.

A Zona Sulfetada Bom Jesus é descrita no ponto TF-V-103, e representa blocos decamétricos expostos numa faixa de aproximadamente 40 metros com orientação E-W, que acompanha o trend estrutural da Serra de Bom Jesus. São blocos com aspecto maciço e de composição mineralógica exclusivamente dada por quartzo, magnetita, hematita e sulfetos disseminados (pirita e calcopirita), cuja porcentagem de sulfetos na moda mineralógica, em torno de 10%, é de relevante destaque (Figura 10.2). Estes blocos estão em contato direto com cianita-muscovita xistos, a leste, e a oeste com bandas decimétricas de hematita, definindo um zoneamento composicional de halos hidrotermais, cuja concentração de sulfetos se dá na porção silicificada e hematitizada. Nestes halos, as rochas à cianita definem a litocapa argilosa metamorfizada, de forma análoga aos registros observados no depósito de Cu-Au de Chapada (Gouveia et al., 2016).

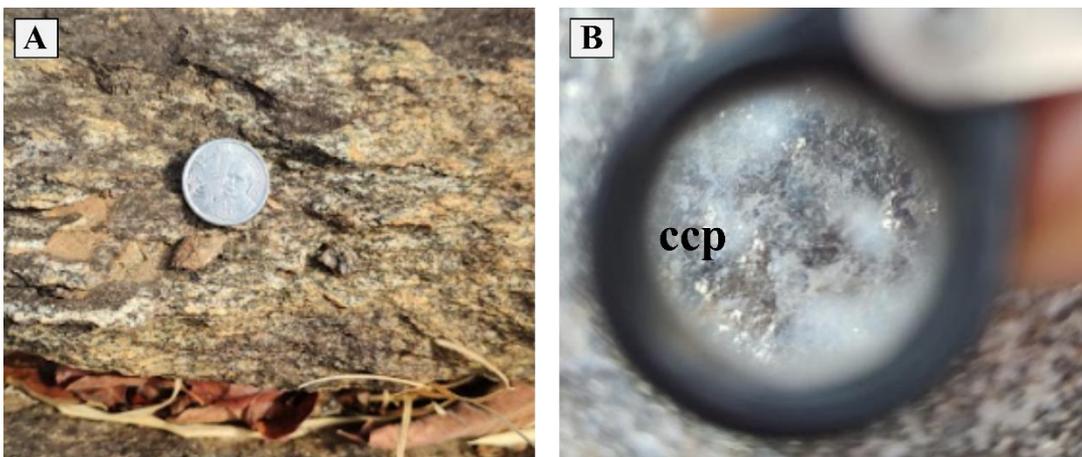


Figura 10.2: Ocorrência de calcopirita em zona de silicificação, associada à litocapa argilosa metamorfizada.

A Zona Sulfetada em Calcissilicáticas ocorre na porção sul da área (TF-V-136), onde são registrados aglomerados de extensão de 30 a 40m, com blocos orientados N20E a N40E, associados a quartzo-muscovita xistos nos arredores. Nesta ocorrência, a porcentagem de sulfetos disseminados (pirita e calcopirita) na moda mineralógica está abaixo de 5%. Além

disso, em pequenas porções encontra-se covelita subordinada aos demais sulfetos (Figura 10.3). Esta rocha é composta, essencialmente, por epidoto, quartzo, hornblenda, plagioclásio, óxidos e hidróxidos de ferro e sulfetos (ver Capítulo 5). Destaca-se que os sulfetos, principalmente a pirita, ocorrem como pseudomorfos, cujos cristais são substituídos por hematita, criando a feição característica e destacada na Figura 10.3.

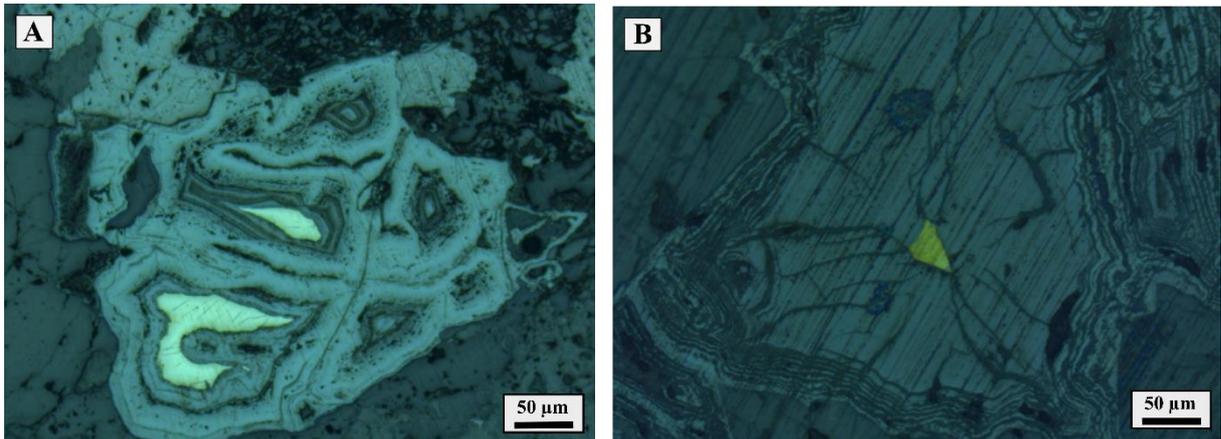


Figura 10.3: Sulfeto de cobre e de ferro (calcopirita, covelita e pirita) e óxi-hidróxidos de ferro (hematita e magnetita).

A ocorrência de sulfetos em rochas calcissilicáticas é algo inédito nessa região, que pode estar relacionada com o trend estrutural NE, registrado nas subáreas VIII, IV e VI, além da subárea V. Estes sulfetos podem ter o seu contexto atrelado ao depósito Saúva (subárea VIII), caracterizado como um depósito do tipo Skarn (Lundin Mining). Mas também pode estar relacionado com os depósitos de sulfetos à cianita, do tipo pórfiro epitermal, caracterizados pela intensa epidotização registrada neste domínio, classificando-o com um halo de alteração propilítica. (Gouveia et al., 2016).

No extremo nordeste da área é registrada a ocorrência Rock V, no ponto TF-V-148. O cobre, neste caso, ocorre na sua forma carbonatada (malaquita) e está relacionado a rochas dioríticas e quartzo dioríticas intercaladas com talco xisto e clorita xisto. Destaca-se o forte controle estrutural dessas rochas, que seguem um trend NE-SW associado a veios de quartzo.

A ocorrência Rock V, registra malaquita associada a veios de quartzo e epidoto está localizada no extremo nordeste da subárea V, inserida no domínio dos Ortognaisses Mara Rosa em contato com a Unidade Ultramáfica, aflorando hornblenda gnaisses (Figura 10.4). Esta mineralização se encontra em veios de quartzo com zonas de epidotização, com dimensões centimétricas a métricas, dispostas em blocos soltos. Tais veios possuem orientação N20E a N40E, e estão representados por morrotes de elevação de até 10 metros de altura.

O ponto TF-V-148, denominado de “Rock V”, é composto por veios de quartzo de caráter maciço com bandas epidotizadas com ocorrência de malaquita de coloração verde claro, associados a rochas. A malaquita se apresenta disseminada na rocha (Figura 10.), formando crostas, com indício de formação secundária por alteração de algum mineral de cobre, possivelmente sulfetos. Petrograficamente, observam-se dois domínios, um primeiro composto por quartzo e outro por epidoto e plagioclásio. A assembleia mineralógica principal é composta por quartzo (30-40%), epidoto (20-30%) e clorita (10-20%), e ainda, como acessórios, malaquita, hornblenda, rutilo e titanita.



Figura 10.4: Veio de quartzo com massa de malaquita.

10.1.2. Gemas

Neste tópico serão abordados aspectos que destacam o potencial gemológico da subárea V do PMR. O destaque deste tópico vai para a turmalina, que ocorre associada a veios no domínio de ortognaisses ao norte e sudeste, também em veio, associada com epidoto. Ambos os veios possuem orientação N-NE. Os cristais de turmalina nos dois pontos estão bem formados, com hábito euédrico a subédrico e podem chegar até 3cm de comprimento. Ao norte da área, os cristais estão na cor preta e a sul apresentam coloração verde escura (Figura 10.5)

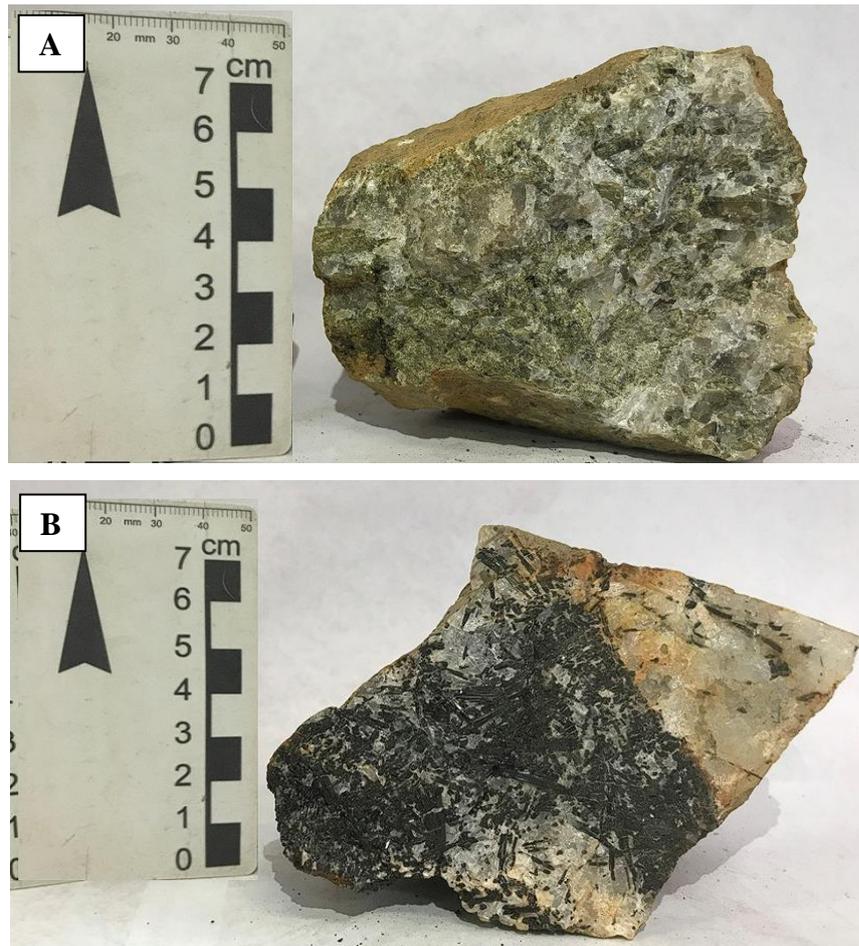


Figura 10.5: Veios de quartzo contendo turmalinas. **A)** Turmalinas verdes. **B)** Turmalinas pretas.

A turmalina é um mineral com alto potencial gemológico, que pode ocorrer em variadas tonalidades de cor. De acordo com o Instituto Gemológico dos Estados Unidos (em inglês, Gemological Institute of America), a turmalina na cor verde está geralmente associada com os elementos Fe e Ti.

10.1.3. Minerais e Rochas Industriais

Cianita

As descrições do PMR apresentam uma ampla faixa de ocorrência de cianita em rochas pertencentes à Sequência Mara Rosa. Dentre essas rochas estão, cianititos, quartzo-muscovita-cianita xistos e cianita quartzitos, que tem sua ocorrência atrelada a pequenos morros e serras estreitas, que se iniciam desde a subárea XIII e são descritas por cerca de 15 km ao longo das subáreas IV, V e VI. Essas serras apresentam orientação preferencial NE-SW, com uma relevante mudança em suas direções na subárea V, apresentando disposição preferencial E-W, onde se identifica a maior representante da ocorrência dessas rochas no PRM, a Serra de Bom Jesus (Figura 10.6).

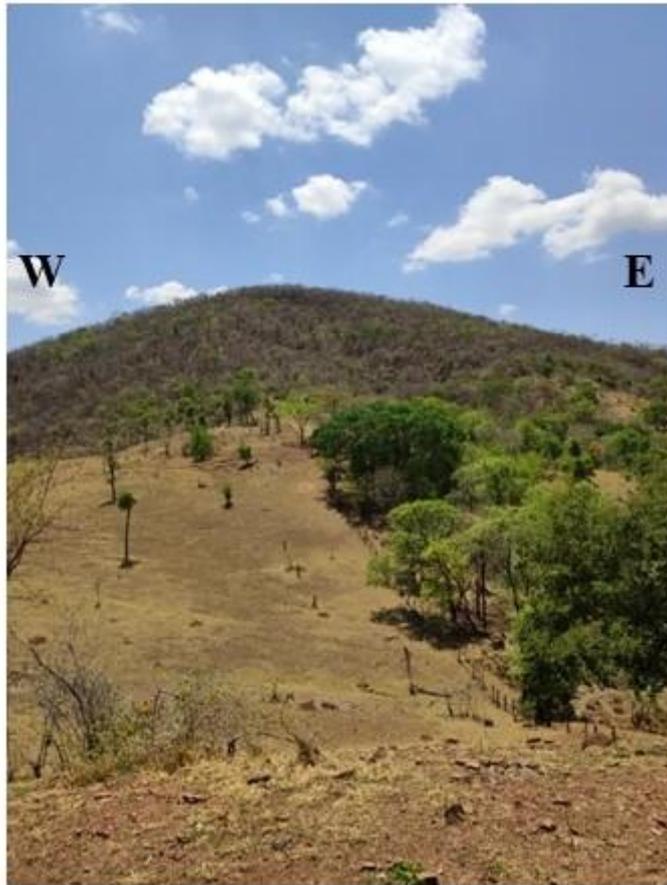


Figura 10.6: Serra de Bom Jesus, representante principal da ocorrência de cianititos na subárea V.

Na subárea V a ocorrência dessas rochas com cianita, se concentra na porção centro-sul da área, denominada de ZCSBJ. Essa porção apresenta pequenos morros de rochas xistosas em geral, com ocorrência de cianita, tendo como principal marcador a Serra de Bom Jesus, onde se identificam ainda cianita quartzitos de coloração azul clara (Figura 10.7).



Figura 10.7: Ocorrências de cianita na subárea V. A e C) Cianita presente em cianita quartzitos relacionados a ZCSBJ. B) Quartzo-muscovita-cianita xistos.

A ocorrência de cianita no contexto do Arco Magmático de Mara Rosa é constante, sendo atrelada a zonas de falhas regionais ou zonas de intensa alteração hidrotermal, como no caso do município de Mara Rosa. No estado de Goiás, são registradas cerca de 27 ocorrências de cianita, ao longo de 18 municípios, tendo como maior reserva oficial do Brasil, o depósito

da Serra das Araras, localizado no município de Santa Terezinha de Goiás (Joffily e Oliveira, 2008). Assim como em Mara Rosa, essa ocorrência está atrelada a rochas provenientes de alteração hidrotermal avançada em fácies metamórficas de anfibolito, associada à mineralização de Cu-Au na região de Santa Terezinha de Goiás (Oliveira et al., 2004).

Cerca de 95% da produção envolvendo cianita em caráter mundial é voltada para a produção de refratários, devido a alta concentração de alumina em sua composição, apresentando cerca de 60% de Al_2O_3 , tornando a cianita um mineral amplamente empregado na indústria (Bulut & Yurtsever, 2004). A indústria de refratários utiliza a cianita no processo de sintetização de mulita, um composto cerâmico formado por alumina e sílica (Silva & Pinheiro, 2013), que apresenta propriedades ímpar, como alto ponto de fusão, baixa densidade, estabilidade térmica, baixa constante dielétrica, estabilidade mecânica a altas temperaturas e resistência a impactos e corrosões químicas (Aksel, 2003), sendo amplamente aplicada na indústria cerâmica.

Talco

Na subárea V, a ocorrência de talco está atrelada ao extremo nordeste da área, em uma faixa que se estende em direção ao norte, na região descrita pelo Projeto Mutunópolis, antecessor ao PMR. Esta ocorrência está atrelada a rochas como talco-clorita xistos e clorita-talco xistos.

Segundo Pinheiro, (1973) e Clifton, (1985), a importância do talco na indústria se deve às suas propriedades tecnológicas como sua alta resistência ao choque térmico, baixa densidade, suavidade ao tato, brilho intenso, alto poder de lubrificação e deslizamento, alta capacidade de absorção, baixa condutibilidade térmica e elétrica, alta área de superfície, inércia química e boa retenção como carga. Essas características se devem a suas propriedades cristal químicas, como visto na Tabela 10.1, retirada de Pontes & Almeida, 2005. O que implica em uma ampla aplicação dessas propriedades tecnológicas na indústria cerâmica, na produção de cosméticos, tintas, inseticidas, fertilizantes e até mesmo voltado à produção de celulose e papel.

Tabela 10.1: Correlação de propriedades tecnológicas do talco, com suas características cristaloquímicas. Retirado de Pontes & Almeida, 2005.

Propriedades Tecnológicas	Características Intrínsecas
Inércia química e alvura	Composição química
Baixa condutibilidade térmica	Composição química e
Baixa condutibilidade elétrica	Estrutura cristalina
Resistência ao choque térmico	
Alta capacidade de absorção de óleos e graxas	Hidrofobicidade natural e
Alto poder lubrificante	Estrutura cristalina
Suavidade ao tato	
Alta área de superfície	Gênese e estrutura cristalina

Areia e Seixos

Na subárea V, a ocorrência de areias e seixos está atrelada principalmente ao Ribeirão das Antas na porção norte da área, dispostos em terraços aluvionares. Ainda estão presentes corpos graníticos ao extremo norte da área e principalmente na porção central em contato direto com a ZCSBJ, onde se localiza o grande corpo referente aos granitos Bom Jesus, que apresentam como produto intempérico areias de coloração esbranquiçada com potencial exploratório.

10.1.4 Residuais e Supergênicos

Na subárea V, a ocorrência de coberturas lateríticas está localizada principalmente na porção ao extremo sudoeste da área, dispostos em pequenos morros com direções preferenciais NE-SW (Figura 10.8). Essas concreções se estendem por uma área de cerca de 3 Km² com ampla disposição sobre o solo.



Figura 10.8: Características gerais das coberturas lateríticas presentes na subárea V, representadas pelas características observadas no ponto TF22-V-68.

Manganês (± Ferro)

As principais ocorrências de manganês no PMR estão associadas a rochas metassedimentares químicas (gonditos) e crostas lateríticas enriquecidas em Mn e Fe. São afloramentos que ocorrem na forma de morros orientados NE-SW. Na subárea V, as formações manganésíferas ocorrem no centro-norte da área e no extremo noroeste, esta última ocorre como uma serra com orientação NE. Ambas as ocorrências são a norte da ZCSBJ. As unidades com as quais essas rochas fazem contato são os Ortognaisses Mara Rosa e os Anfibolitos. Ao norte da subárea V, essas formações são desatacadas por um alto relevo no modelo digital de elevação. A assembleia mineralógica dos gonditos é composta basicamente por espessartita, magnetita e quartzo.

A respeito da extração do Manganês, a granada manganésífera não é representativa para a extração deste elemento. O gondito é considerado um protominério, e o minério de manganês neste caso se dá pelo enriquecimento supergênico culminando na geração de crosta laterítica com óxidos e hidróxidos de manganês (Tabela 10.2). Seria necessário a análise petrográfica para a identificação de minerais como pirolusita e psilomelano, estes que são os dois minerais mais importantes sob o aspecto comercial (Sampaio et al, 2008).

Tabela 10.2: Tabela com os principais minerais de manganês, mostrando sua respectiva fórmula química e composição química por porcentagem.

Minerais	Fórmula química	Composição Química (%)				
		Mn	MnO	MnO ₂	CO ₂	H ₂ O
Braunita	2Mn ₂ O ₃ .MnSiO ₃	66,6	44,8	55,2	-	-
Criptomelana	KMn ₈ O ₁₆	59,8	-	-	-	-
Hausmannita	Mn ₃ O ₄	72	62,0	32	-	-
Jacobsita	MnFe ₂ O ₄	24	-	-	-	-
Manganita	Mn ₂ O ₃ .H ₂ O	62,5	40,4	49,4	-	10,2
Nsutita	MnO ₂ -γ	-	-	-	-	-
Psilomelana	mMnO.MnO ₂ .nH ₂ O	45-60	-	-	-	-
Pirolusita	MnO ₂ -β	62-63	-	-	-	-
Rodocrosita	MnCO ₃	47,8	61,7	-	38,3	-
Rodonita	(Mn,Ca,Fe,Zn)SiO ₃	47,8	-	-	-	-
Todorokita	(Na,Ca,KMn ²⁺)(Mn ⁴⁺ , Mn ²⁺ , Mg).3H ₂ O	-	-	-	-	-

Caso fosse constatado o minério de manganês, o processo de separação (beneficiamento) se daria por (i) Lixiviação: processo químico no qual o manganês é dissolvido em um solvente, como ácido sulfúrico, para separá-lo dos minerais; (ii) Calcinação: processo térmico no qual o minério é aquecido a altas temperaturas para converter o manganês em óxido; (iii) Flotação: é um processo que utiliza produtos químicos para separar o manganês de outros minerais; (iv): Magnética : é um processo que utiliza forças magnéticas para separar minerais de manganês. Este minério, após separado pode ser utilizado para produção de aço, baterias, ligas metálicas, fertilizantes, pigmentos e outros produtos químicos. Ele também é utilizado como um catalisador em vários processos químicos, como produção de ácido sulfúrico, soda cáustica, biodiesel, oxidação de processos orgânicos, entre outros.

10.2. Considerações Metalogenéticas

As ocorrências de Cu e, possivelmente ouro, na forma de sulfetos e de carbonato representam uma extensão de faixas que se prolongam a partir de depósitos que circundam a região do PMR. Os registros das porções central (Bom Jesus) e sul (Calcissilicáticas) são interpretadas como ocorrências relacionadas ao sistema Cu-Au Pórfiro-Epitermal, assim como

são relatadas para o depósito Cu-Au de Chapada (Oliveira et al., 2016; Oliveira, 2009). As rochas calcissilicáticas representam o halo propílitico do sistema, enquanto os xistos aluminosos sem Ky e Py representam o halo sericítico e os cianita xiistos, cianita quartzitos e cianititos são o halo argílico (Figura 10.9). Todos os halos se apresentam metamorfizados.

A ocorrência dos sulfetos em calcissilicáticas na área V está associada à zona do halo propílitico, tal como se apresenta nos depósitos Saúva e Formiguinha na área VIII deste projeto. Enquanto a ocorrência Bom Jesus se relaciona com uma zona de silicificação intensamente sulfetada, cuja gênese pode ser relacionada ao sistema epitermal de alta sulfetação (Robb, 2005; Biondi, 2003), intimamente relacionada lateralmente ao halo argílico e à estruturação E-W da Serra de Bom Jesus.

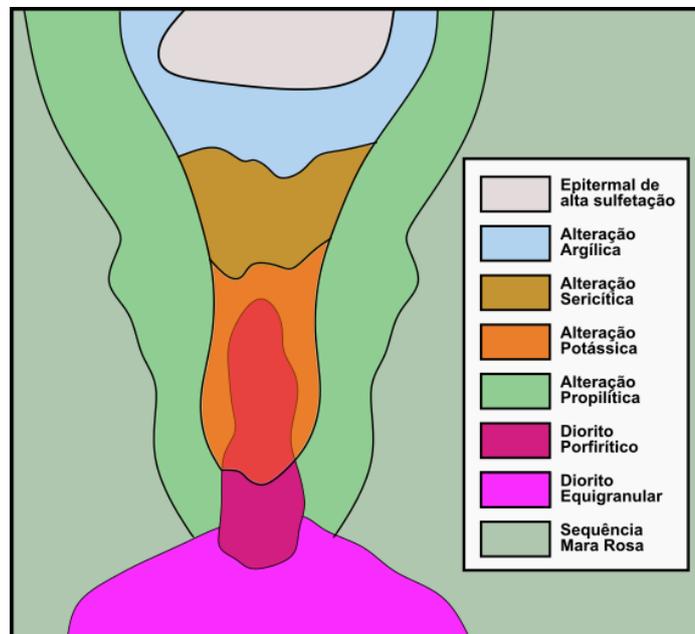


Figura 10.9: Representação fora de escala do sistema Cu-Au Pórfiro, adaptado para sua evolução a um sistema Epitermal de alta sulfetação. São representados os halos hidrotermais do sistema que, à exceção do halo potássico, todos são registrados na área V. (Adaptado de Oliveira et al., 2016).

A ocorrência Rock V demonstra uma estreita relação com o trend estrutural do depósito de Au orogênico Posse, bem como o trend do depósito Cu-Au Chapada. Em Posse, a mineralização ocorre em ortognaisses alongados com orientação preferencial NE-SW (Palermo et al. 2000; Palermo et al. 1991; Silva et al. 2007; Marques et al., 2007). Dadas as características estruturais, petrográficas e relação com as encaixantes, a correlação desta ocorrência com o depósito Posse é mais provável, uma vez que o depósito aurífero Posse ocorre hospedado em ortognaisses, interpretado por Arantes et al. (1991) e Palermo et al. (2000) como produto metamorfizado de rochas félsicas e as rochas encaixantes do depósito são dominadas

por metavulcânicas básicas que também exibem efeito de alteração hidrotermal, tal como observado para a ocorrência da subárea V (Oliveira, 2009).

11. 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 11.1).

Tabela 11.1: Resumo dos principais estágios de evolução tectônica das unidades geológicas da área do PMR.

Estágio Tectônico	Idade	Arco Correspondente
Arco Paleoproterozoico	Riaciono, Paleoproterozoico 2300-2000 Ma (Cordeiro & Oliveira, 2017)	Campinorte
Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico	Toniano, Neoproterozoico 900-800 Ma (Oliveira et al., 2004)	Mara Rosa
Colisão Arco-Continente	Criogeniano, Neoproterozoico 670-600 Ma (Oliveira et al., 2004)	Santa Terezinha de Goiás
Colisional a Pós-Colisional	Ediacariano, Neoproterozoico 590-560 Ma (Oliveira et al., 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 acresções 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.

11.1. 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.

11.2. Evolução Tectônica do Arco Magmático Goiás

O modelo de evolução tectônica mais recente do Arco Magmático Goiás 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, houve dois picos 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 Brasileiro 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).

11.2.1. 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 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 11.1.

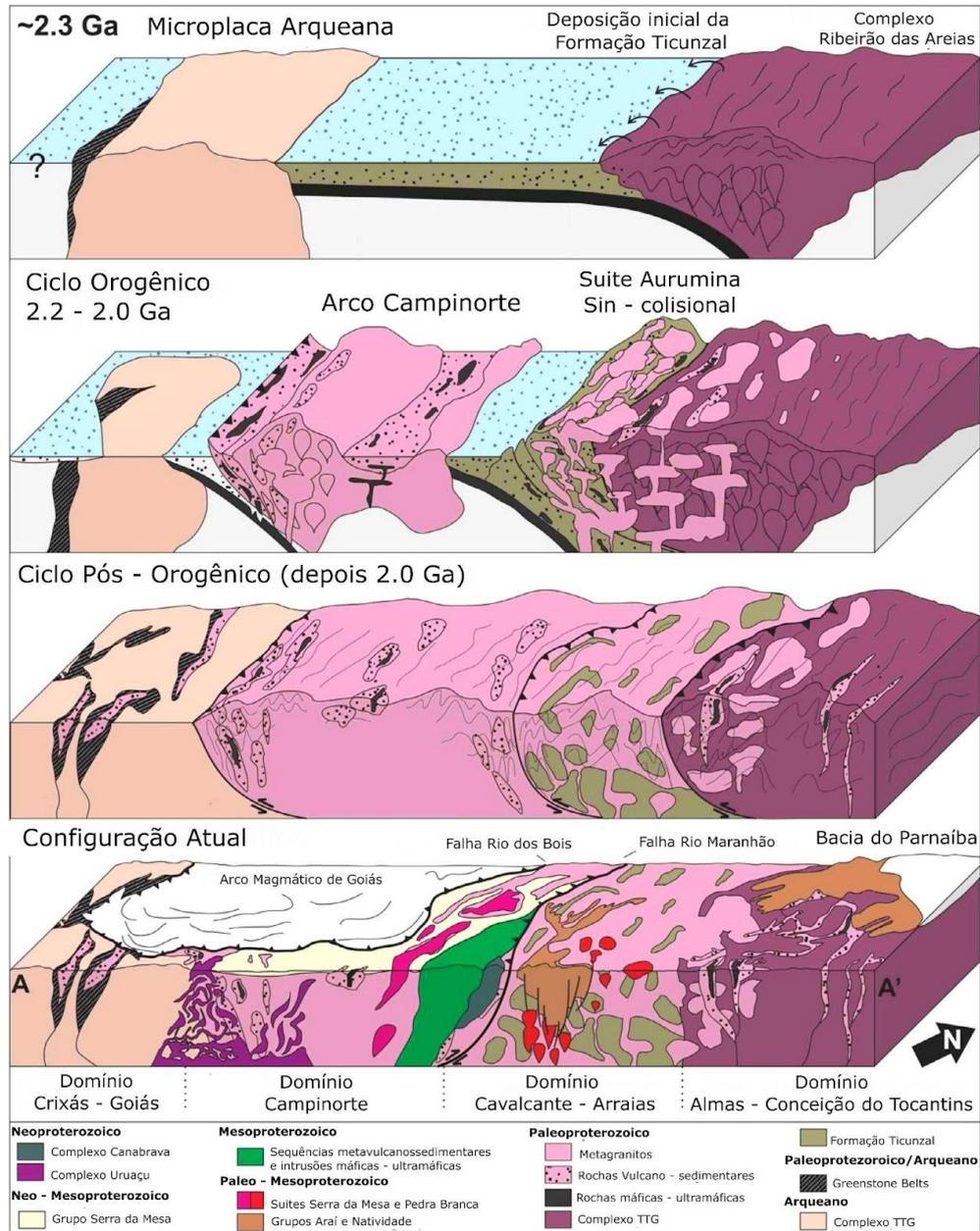


Figura 11. 1: Modelo de evolução tectônica do Maciço de Goiás durante a fase do orógeno (2200 a 2000Ma). Destaque para a formação do Arco Campinorte, o qual é a única unidade contida no contexto do PMR (Adaptado de Cordeiro et.al, 2017).

As rochas pertencentes ao Domínio Campinorte, dentro do contexto do PMR, possuem uma foliação milonítica N - S impressa, interpretada como um evento E₀, 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 E₀, há metamorfismo em fácies xisto verde inferior (Figura 11.2).

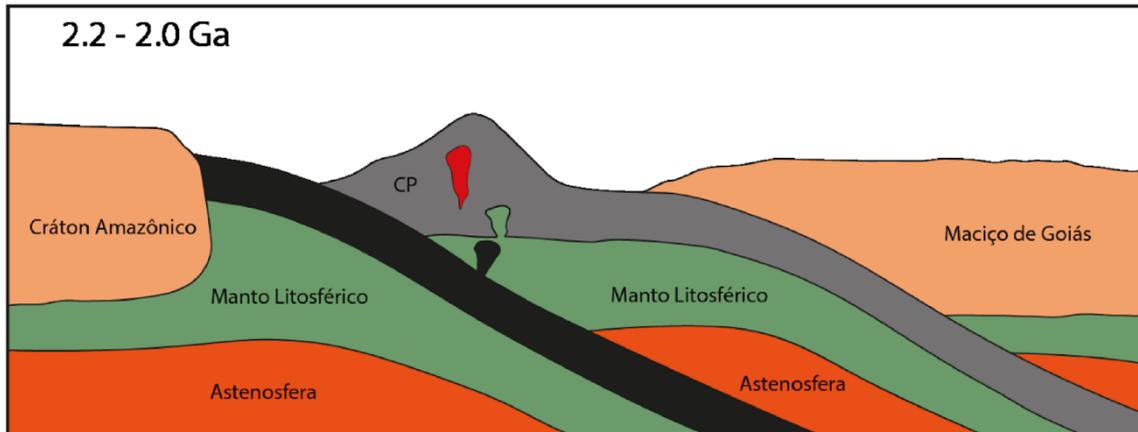


Figura 11.2: Estágio de Arco Paleoproterozoico, ocorrido entre 2200 e 2000 Ma. CP = Arco Campinorte.

11.2.2. 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 11.3), 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., 1997). 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 Magmático 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 anfibolitos, 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 E₁, 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.

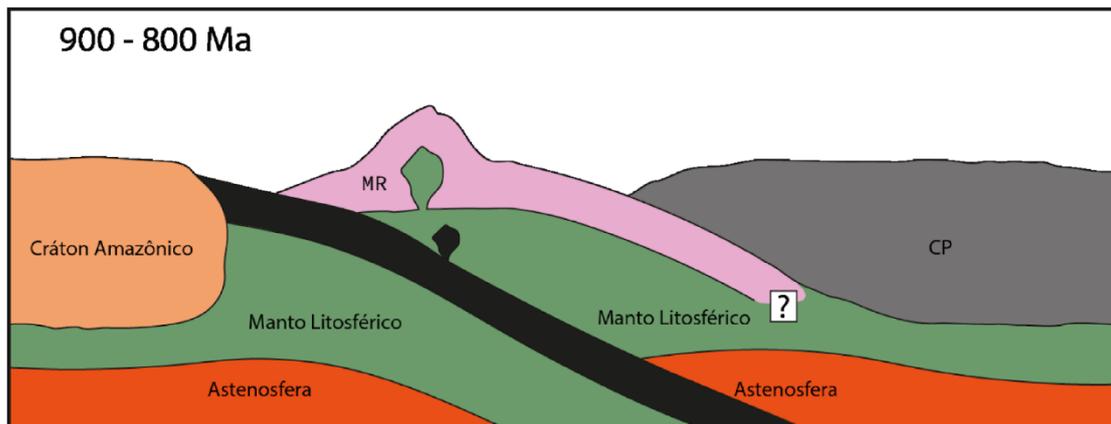


Figura 11.3: Estágio de Arco Intra-Oceânico Neoproterozoico. CP = Arco Campinorte, MR = Arco Mara Rosa.

11.2.3. Estágio de Colisão Arco-Continente

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 11.4). 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 anfíbolitos 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 acresção 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 acresção 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).

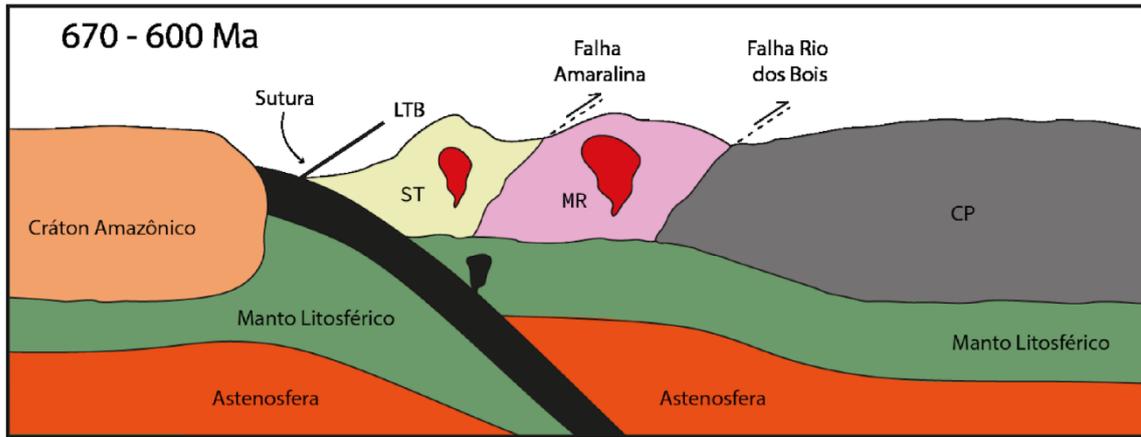


Figura 11.4: Estágio de Colisão Arco-Continente. ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

11.2.4. 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 Transbrasiliiano (LTB) (Schobbenhaus, 1975).

O LTB é um extenso feixe de falhas transcorrentes formadas durante o encurtamento crustal gerado no fim da orogénia neoproterozoica. Nesse contexto, insere-se no evento tectónico E₂, 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 11.5). 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 εNd (Frasca, 2015).

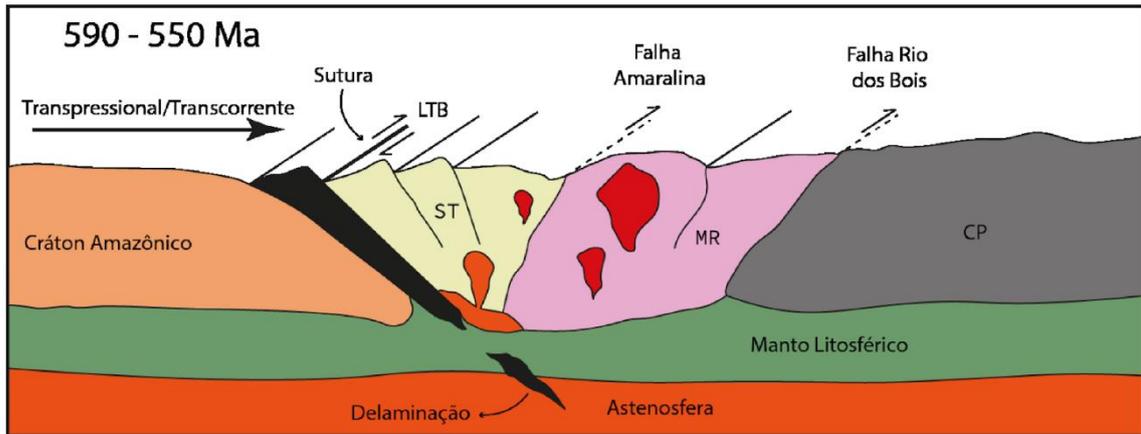


Figura 11.5: Estágio Colisional a Pós-Colisional. LTB = Lineamento Transbrasiliano; ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

11.2.5. Estágio Extensional Pós-Orogênico

O estágio extensional é caracterizado como o evento mais jovem de idade fanerozóica, definido como pós Brasileiro (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 11.6), 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.

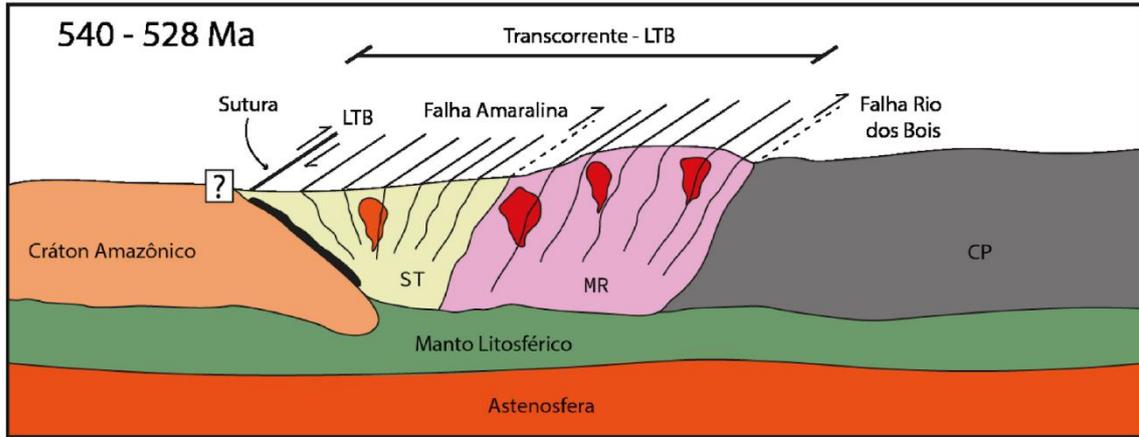


Figura 11.6: Estágio Extensional a Pós-Orogênico. Destaque para o colapso aproveitando as estruturas formadas durante o Transbrasiliiano. LTB = Lineamento Transbrasiliiano; ST= Arco Santa Terezinha de Goiás; MR = Arco Mara Rosa; CP = Arco Campinorte.

11.3. Modelo Evolutivo do Arco Magmático 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 Transbrasiliiano.

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 11.7A-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 11.7C).

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 11.7D), 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 11.7E).

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.

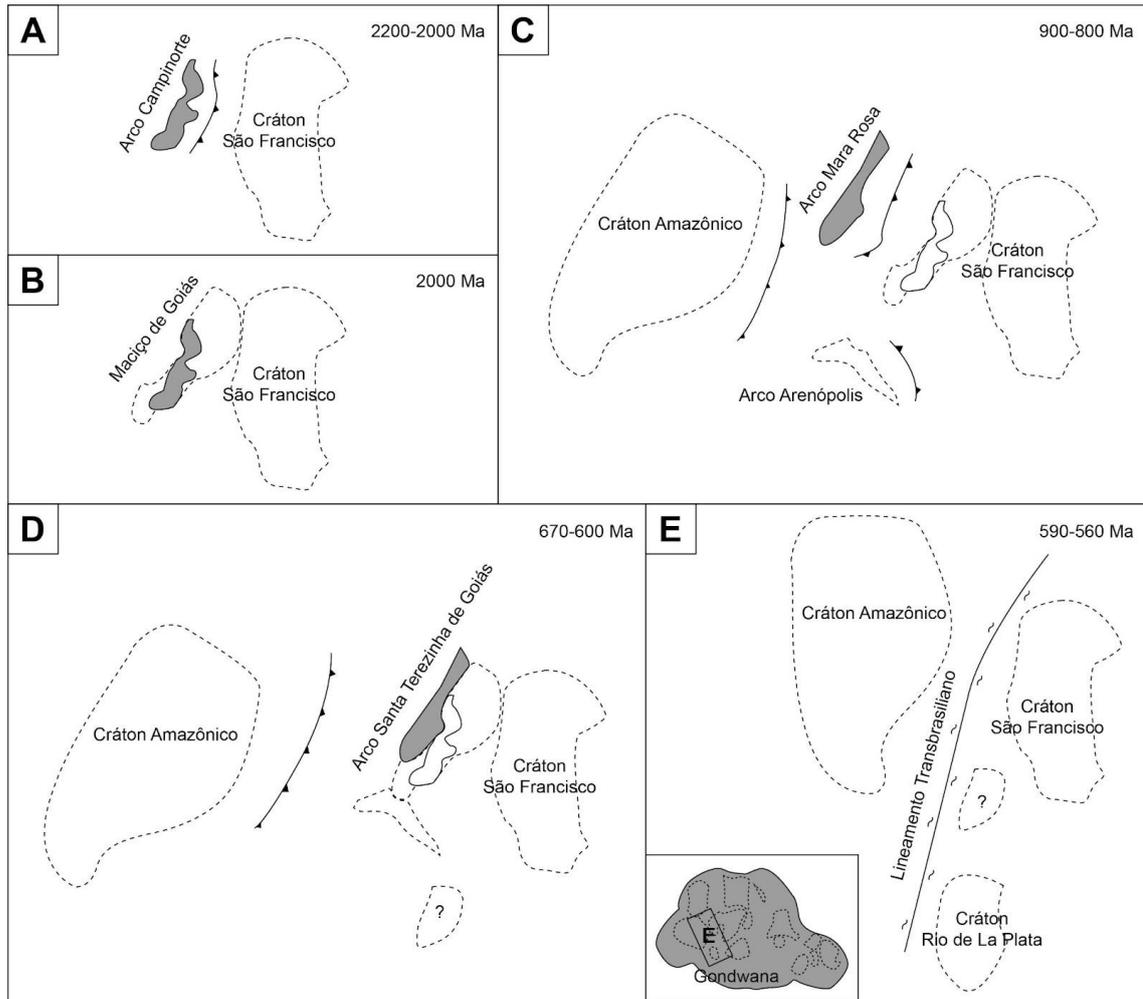


Figura 11.7: Estágios de evolução tectônica do Orógeno Brasília envolvendo os arcos Campinorte, Mara Rosa e Santa Terezinha de Goiás. **A)** Estágio de Arco Intra-Oceânico Paleoproterozoico, correspondente ao Arco Campinorte, 2200-2000 Ma. **B)** Maciço de Goiás como uma extensão pericratônica do Cráton 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).

12. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

12.1 Conclusões

Os aspectos finais do trabalho foram sintetizados de forma a apresentar os principais fatores que foram de fundamental importância para o mapeamento geológico, dessa forma, serão abordados os temas de sensoriamento remoto, aerogeofísica, geologia local e geologia estrutural. Também, no final deste tópico, serão realizadas sugestões de pesquisa que podem ser feitas no futuro, no intuito de aumentar o nível de detalhamento da região e consequentemente aprimorar o entendimento dos processos geológicos que ali ocorrem.

No capítulo de sensoriamento remoto, a escolha dos satélites CBERS 4A e ALOS PALSAR foi feita de forma a priorizar as melhores características que um sensor livre pode oferecer na atualidade. Dentre as vantagens de se utilizar o satélite CBERS 4A, destaca-se a sua resolução espacial de 2m, que foi fundamental para a delimitação das estradas não pavimentadas (combinação 321, cores reais), e para a delimitação dos corpos hídricos (combinação 432, falsa cor). Outra vantagem é o fato deste satélite ainda estar em órbita, fator que contribuiu para a obtenção de uma imagem atual (Junho de 2022). O satélite ALOS PALSAR foi importante para a geração do modelo digital de elevação, tendo em vista que este produto foi utilizado também nas etapas tanto de pré campo, campo e pós campo, esta última visando comparar os dados obtidos em campo com os padrões de relevo. O sensor PALSAR se destaca por ter resolução espacial de 12,5m, umas das maiores resoluções espaciais em termos de produtos de livre acesso.

Os produtos aerogeofísicos foram de grande importância para a caracterização das rochas e estruturas no PMR, tendo em vista que as rochas aflorantes na região são pertencentes ao Arco Magmático, com coberturas de solos pouco espessas, principalmente em regiões de relevo acidentado, e pela quantidade significativa de afloramentos ao longo dos perfis realizados no projeto. Nos produtos gamaespectrométricos (RGB, eTh, eU e K), os diferentes litotipos foram muito bem contrastados com relação a composição, como por exemplo os Anfibolitos, delimitados pela ausência de cor no produto RGB, e os Leucogranitos, delimitados pelos tons de vermelho-rosa muito bem pronunciado no RGB e valores muito altos no canal de K. Nos produtos magnéticos, utilizou-se a 1DZ, que foi importante para a delimitação dos lineamentos estruturais e para uma primeira avaliação das direções preferenciais das estruturas. Os produtos de Anomalia Magnética e Gradiente Horizontal Total garantiram resultados satisfatórios no que diz respeito à delimitação de domínios com contraste magnético, fator que destacou a unidade hidrotermal Bom Jesus e a unidade Metavulcânica Máfica.

O mapeamento realizado dentro da subárea V do PMR, pode estabelecer relações comparativas com trabalhos anteriormente realizados nessa porção do Arco Magmático Mara Rosa, como a Folha Campinorte (Oliveira et al., 2007) e a Folha Mutunópolis (2006 - PMT). O PMR contribuiu tanto para a confirmação da continuidade de unidades litológicas, quanto para o aumento da escala de detalhe de mapeamento (1:25000), identificando novas unidades e por vezes acrescentando litotipos às unidades apresentadas nos trabalhos anteriores.

Em ambos os trabalhos, a unidade de Ortognaisses Mara Rosa apresenta semelhanças entre os litotipos, com o predomínio de ortognaisses dioríticos a tonalíticos e quartzo dioríticos. Ainda nessa unidade, o PMR acrescentou os ortognaisses amarolândia, que englobam ortognaisses dioríticos com fácies tonalíticas subordinadas. Já as unidades de rochas metavulcânicas máficas, rochas metaultramáficas e a unidade metassedimentar química são consideradas, no PMR, análogas às unidades correspondentes a estes litotipos no PMT.

São observadas também divergências entre os litotipos presentes na subárea V, do PMR, com o PMT. Apesar das suítes Lambari e Bom Jesus apresentarem diversas semelhanças em caráter descritivo, a Suíte Bom Jesus se difere ao apresentar ocorrência de fácies tonalíticas subordinadas e pegmatóides. Ainda, se destaca a denominação “associação calcissilicática”, como uma divisão dentro da unidade hidrotermal, no PMR, presente na porção sul da subárea V. Essa unidade pode ser considerada análoga a unidade fácies hidrotermal alteração propilítica, descrita no PMT.

12.2 Recomendações

O presente trabalho nomeou as intrusões graníticas presentes nas subáreas V, VI e X, como Suíte Bom Jesus, entretanto, essas rochas apresentam semelhanças com as descritas em outros projetos e até mesmo com o a Suíte Amarolândia presente nas subáreas XIII e IX do PMR. Para melhor classificação dessas suítes, o que se sugere é a realização de estudos geocronológicos destas rochas, para melhor compreensão da relação entre os leucogranitos pertencentes à área do projeto e nas regiões adjacentes ao mesmo, como a suíte Lambari.

Devido a complexidade dos litotipos presentes na subárea V, se torna difícil uma caracterização completa apenas com estudos descritivos a partir de análises petrográficas. A aplicação de estudos voltados à caracterização química mineral e geoquímica de rocha total, principalmente nas unidades que compreendem os halos hidrotermais, podem ser de grande contribuição para a classificação mais precisa dessas rochas.

Sugere-se uma análise geofísica mais rebuscada para o entendimento das estruturas rupteis, principalmente as grandes zonas de cisalhamento, em termos de estimativa de profundidade. Os métodos deconvolução de euler e tilt depth poderão trazer melhores esclarecimentos no que se diz respeito ao grau de penetrabilidade dessas estruturas e a relação de corte entre as litologias em profundidade.

A área que correspondente ao PMR, se encontra inserida em uma zona de intensa atividade exploratória, principalmente relacionada com depósitos de Cu-Au, como Chapada, Saúva, Formiga, além da ocorrência aurífera nos depósitos de Posse e Zacarias. Na subárea V, se atenta à presença de zonas sulfetadas associadas a rochas pertencentes às unidades de associação aluminosa e associação calcissilicática, além dos veios de quartzo epidotizados denominados “Rock V”, no extremo nordeste da área. O que se sugere é o maior detalhamento das ocorrências da subárea V a partir do mapeamento voltado para a caracterização dessas mineralizações, através de análises de sondagem. Para a caracterização genética dessas zonas sulfetadas, o auxílio de estudos de inclusões fluidas é recomendado, principalmente para a ocorrência vista nos veios pertencentes ao ponto Rock V.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDALLAH, S. (2014). Geology and geochemistry of Bois River Suite, Mara Rosa (GO): evidence of magmatic arc paleoproterozoic. *Geochimica Brasiliensis*, 28(1), 43-43.

AKSEL, Cemal. The effect of mullite on the mechanical properties and thermal shock behaviour of alumina–mullite refractory materials. *Ceramics International*, v. 29, n. 2, p. 183-188, 2003.

ALMEIDA F.F.M. de. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(4):349-364.

ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B., FUCK R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, Atas, p. 363-391.

ALMEIDA, F.F.M., Hasui, Y., NEVES, B.B.B., and FUCK. R.A., 1981. Brazilian structural provinces. An introduction. *Earth Science Reviews* 17, 1-29.

ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. 1984, O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher, 378 p.

ALVARENGA C.J.S., TROMPETTE R. 1993. Evolução Tectônica da Faixa Paraguai: A Estruturação da Região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(1):18-30.

ALVARENGA, Carlos & Moura, CANDIDO & GORAYEB, PAULO & ABREU, Francisco. (2000). Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J. THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, p. 19- 40.

ARANTES, D. et al. The Mara Rosa volcano-sedimentary sequence and associated gold mineralization. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE GEOLOGY OF GOLD, 1991, Belo Horizonte. *Brazil Gold'91: Anais...* Belo Horizonte: SBG. 1991. p. 221-229.

ASF DAAC, ALOS PALSAR_About; Includes Material © JAXA/METI 2007. Acesso em ASF DAAC 11 julho de 2022. LINK: <https://asf.alaska.edu/data-sets/sar-data-sets/alos-palsar/alos-palsar-about/>;

ASSUMPCÃO, M., An, M., BIANCHI, M., FRANÇA, G.S.L., ROCHA, M., BARBOSA, J.R., BERROCAL, J., 2004. Seismic studies of the Brasília fold belt at the western

border of the São Francisco Craton, Central Brazil, using receiver function, surface-wave dispersion and teleseismic tomography. *Tectonophysics* 388, 173–185.

Berrocal, J., Marangoni, Y., de Sá, N.C., Fuck, R., Soares, J.E.P., Dantas, E., Perosi, F., Fernandes, C., 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics* 388, 187–199.

Biondi, J. C. (2003). *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. Oficina de Textos.

Brasil. Ministério de Minas e Energia. Secretaria Geral. 1983. Projeto RADAMBRASIL: Levantamento de Recursos Naturais: Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra. Folha SE-22, Goiás, v. 31. Rio de Janeiro: MME/SG. 768p.

Brito Neves, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precamb. Res.* 53, 23–40.

Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Pimentel, M.M., 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Braz. J. Geol.* 44 (3), 493e518.

BUCHER, K. & FREY, M. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. (.6. ed.) Berlin: Springer-Verlag, 1994. 318 p.

BUCHER, Kurt; GRAPES, Rodney. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Science & Business Media, 2011.

BULUT, G. e YURTSEVER, C. (2004). Flotation behavior of Bitlis kyanite ore. *Internacional Journal Mineral Processing*. 73: 29-36.

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.

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, R. R. (2005). 2. Desempenho Funcional dos Minerais. *Rochas & Minerais Industriais*, 31.

CLIFTON, R. A. (1985). Talc and pyrophyllite. Washington: Bureau of Mines, p.380-385 (Bulletin 675).

Cordani, U. G., PIMENTEL, M. M., ARAÚJO, C. E. G., FUCK, R. A.; 2013. The significance of the Transbrasiliano Kandi tectonic corridor for the amalgamation of West Gondwana. *Braz. J. Geol.*, São Paulo, 43(3): 583-597.

CORDEIRO, P. F. de O. 2014. Compartimentação geológica e geocronológica dos terrenos do embasamento norte da Faixa Brasília.

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, PEDRO FILIPE DE OLIVEIRA, OLIVEIRA, Claudinei Oliveira de (2017) The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2–2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. *Precambrian Research*, 298. 403-420

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.

DAMIAN, G. The genesis of the base metal ore deposit from Herja. *Studia UBB Geol.* 2003, 48, 85–100.

DANTAS, E. L., JOST, H., FUCK, R. A., BROD, J. A., PIMENTEL, M. M. and MENESES, P. R., 2001. Proveniência e idade deposicional de sequências vulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocrystal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências* 31(3): p. 329-33.

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

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.

DEER WA, HOWIE RA, ZUSSMAN J (1992) An introduction to the rockforming minerals (2nd Edition). Longman, Harlow

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

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

FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M., D'EL REY SILVA, L.J.H., 1994. Compartimentação e tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: Anais, 38o. Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camburiú-SC, pp. 215–216 (in Portuguese).

FUCK R. A. DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; JUNGES, S.L.; MORAES, R., 2002. Nd Isotopes, U-Pb Single Grain and SHRIMP Zircon Ages From Basement Rocks of the Tocantins Province. In: SSAGI, 4, Pucón, Chile, CD.81.

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., DANTAS, E. L., PIMENTEL, M. M., LAUX, J. H., JUNGES, S. L., OLIVEIRA, C. G., SORDI, D. A., CHIARINI, M. F. 2006. The Santa Terezinha sequence, Goiás magmatic arc, central Brazil: constraints from U-PB and SM-ND data.

FUCK, R. A. et al. Folha Santa Terezinha de Goiás-SD. 2007.

Fuck, R.A., DANTAS, E.L., PIMENTEL, M.M., BOTELHO, N.F., ARMSTRONG, R., LAUX, J.H., JUNGES, S.L., SOARES, J.E.P., PRAXEDES, I.F., 2014. Paleoproterozoic crust formation and reworking events in the Tocantins Province, central Brazil: a contribution for Atlantica Supercontinent reconstruction. Precambrian Res. 244, 53–74.

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.

GRANT, F.S., DODDS, J., 1972. MAGMAP FFT Processing System Development Notes, Paterson Grant and Watson Ltd, Toronto, Canada.

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

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA. Anomalia de Precipitação. 14 de novembro de 2022. Disponível em <<https://clima.inmet.gov.br/prec>>. Acesso em: 14/11/2022.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE), 2019. Satélite Sino-Brasileiro de Recursos Terrestres (CBERS). Disponível em: <<http://www.cbers.inpe.br/>> . Acesso em: 11 de julho de 2022.

ISLES, D. J.; RANKIN, L. R. Geological interpretation of aeromagnetic data. Society of Exploration Geophysicists and Australian Society of Exploration Geophysicists, 2013.

JAMES, M. J. (2022). O depósito de Au-Ag-barita Zacarias, Orógeno Brasília, Brasil Central: mineralização vulcanogênica Toniana associada ao Arco Magmático Goiás.

JOFFILY, C. M. L. C.; OLIVEIRA, C. G.. Cianita refratária. IN: Rochas e Minerais Industriais no Brasil: usos e especificações. 2.ed. Rio de Janeiro: CETEM/MCTI, 2008. p. 389-402.

JUNGES S.L., PIMENTEL M.M., MORAES R. 2002. Nd Isotopic study of the Neoproterozoic Mara Rosa Arc, central Brazil: implications for the evolution of the Brasília Belt. Precambrian Research 117, p. 101–118.

JUNGES S.L., PIMENTEL M.M., DANTAS E.L., LAUX J.H. 2003. New ID-TIMS U–Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: Two hundred million years of arc building. Em: South American Symposium on the Isotope Geology, vol. 4. Salvador, Brazil, Short Papers 1, p. 198–201.

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

KÖPPEN, W. Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra. México : Fondo de Cultura Economica, 1948. 478 p.

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.

Kuyumjian, R. M., Oliveira, C. G., Campos, J. E. G. & Queiroz, C. L. 2004. Geologia do limite entre os terrenos arqueanos e o arco magmático de Goiás na região de Chapada-Campinorte, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(3), 329–334.

LASA, 2004. Projeto Levantamento Aerogeofísico de Estado de Goiás 1ª Etapa, Arco Magmático de Goiás. Ministério de Minas e Energias, Secretaria de Minas e Metalurgia, CPRM – Serviço Geológico de Brasil, Estado de Goiás, Secretaria de Indústria e Comércio e Fundo de Fomento à Mineração/FUNMINERAL. Relatório Técnico. 159p.

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.

Lundin Mining Announces 2022 New Copper-Gold Saúva Discovery at Chapada. *Lundinmining.com*, 2022. Disponível em <<https://lundinmining.com/news>>.

LUZ, A. B. D., & LINS, F. A. F. (2008). Rochas & minerais industriais: usos e especificações.

MARANGONI, Y.R., ASSUMPCAO, M., FERNANDES, E.P., 1995. Gravity data of Goiás state, Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica* 13, 205–219.

MARQUES, Ana Filipa A.; BARRIGA, Fernando JAS; SCOTT, Steven D. Sulfide mineralization in an ultramafic-rock hosted seafloor hydrothermal system: From serpentinization to the formation of Cu–Zn–(Co)-rich massive sulfides. *Marine Geology*, v. 245, n. 1-4, p. 20-39, 2007.

MARQUES G.C. 2017. Evolução tectônica e metalogenética no contexto do depósito aurífero de Fazenda Nova, Arco Magmático de Arenópolis, Goiás. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília. 179 p.

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., DANTAS E., PIMENTEL M.M., ALVARENGA C.J.S., DARDENNE M.A. 2012. U– Pb and Hf isotope study on detrital zircons from the Paranoá Group, Brasília Belt Brazil: Constraints on depositional age at Mesoproterozoic – Neoproterozoic transition and tectonomagmatic events in the São Francisco craton. *Precambrian Research*, 206-207:168-181.

MELO, L. V. 2006. Compartimentação geocronológica dos depósitos de Cu-Au e Au do Distrito Chapada-Mara Rosa-Campinorte no Arc Magmático de Goiás, Brasil Central 2006. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.

MENESES, Paulo Roberto; ALMEIDA, Tati de. (Orgs). Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto. Brasília: UNB, 2012.

Ministério de Minas e Energia. Secretaria-Geral. Projeto RADAMBRASIL.Folha SD.22 Goiás; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1981. 640 p.

MINTY, B. R. S. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17:39-50, 1997.

NABIGHIAN, M.N., GRAUCH, V.J.S., HANSEN, R.O., LAFEHR, T.R., LI Y., PEIRCE, J.W., PHILLIPS, J.D., RUDER, M.E., 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70, 6, 33-61.

NEVES, B.B. (Org.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca Produções Culturais Ltda.epp. 355–368.

OLIVEIRA, C. G., De QUEIROZ, C. L., & PIMENTEL, M. M. (2000). The Arenópolis-Mara Rosa gold-copper belt, neoproterozoic goiás magmatic arc. *Revista Brasileira Geociências*, 30, 219-221.

OLIVEIRA, C. G., PIMENTEL, M. M., de MELO, L. V., & FUCK, R. A. (2004). The copper–gold and gold deposits of the Neoproterozoic Mara Rosa magmatic arc, central Brazil. *Ore Geology Reviews*, 25(3-4), 285-299.

OLIVEIRA, C. G., OLIVEIRA, F. B., DANTAS, E. L., FUCK, R. A., & ALMEIDA, T. (2006). Nota Explicativa e Mapa Geológico da Folha Campinorte (Folha SD. 22-XD-IV, 1: 100.000). Brasília, CPRM.

OLIVEIRA, C.G; OLIVEIRA, F.B; DANTAS, E.L, FUCK, R.A.; DELLA GIUSTINA, M.E.S. 2007. Programa Geologia do Brasil - Folha Campinorte. FUB/CPRM, Brasília, 124p.

OLIVEIRA, F. B. (2009). Características epigenéticas do depósito de Cu-Au Chapada, arco magmático de Goiás.

OLIVEIRA, C. G., de OLIVEIRA, F. B., DELLA GIUSTINA, M. E. S., MARQUES, G. C., DANTAS, E. L., PIMENTEL, M. M., & BUHN, B. M. (2016). The Chapada Cu–Au deposit, Mara Rosa magmatic arc, central Brazil: constraints on the metallogensis of a Neoproterozoic large porphyry-type deposit. *Ore Geology Reviews*, 72, 1-21.

OLIVEIRA-FILHO, A. T.; CURI, N.; VILELA, E. A.; CARVALHO, D. A. Tree species distribution along soil catenas in a riverside semideciduous forest in southeastern Brazil. *Flora, Jena*, v. 192, n. 1, p. 47-64, 1997.

PALERMO N. 1996. Le gisement aurifère précambrien de Posse (Goiás, Brésil) dans sons cadre géologique. These de doctorat. ENSMP, Paris, 175 p.

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.

PEROSI, F.A., 2006. Estrutura crustal do setor central da Província Tocantins utilizando ondas P, S e fases refletidas com dados de refração de sísmica profunda. Universidade de São Paulo, São Paulo, Unpublished PhD Thesis, p. 162.

PIMENTEL M. M. & FUCK R. A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379.

PIMENTEL M.M., WHITCHOUSC M.J., VIANA M.G., FUCK R.A., MACHADO N. 1997a. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: Further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, 81:299-310.

PIMENTEL M.M., FUCK R.A., GIOIA S.M.C.L. 2000b. The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data. *Rev. Bras. Geociências*, 30 (1): 035–039.

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

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., 2016. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. Brazilian Journal of Geology 46 (1), 67-82.

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

PONTES, Ivan Falcão; ALMEIDA, Salvador Luiz Matos de. Talco.

RAMOS FILHO, L.O.; RODRIGUES, I.; BROMBAL, J.C.; RODRIGUES, G.S.; CAMPANHOLA, C. Avaliação Ponderada de Impacto Ambiental em Estabelecimentos com Agroturismo. Anais do I Congresso Brasileiro de Agroecologia. Porto Alegre, 2003.

RICHARDSON, S. V., KESLER, S. E., ESSENE, E. J., & JONES, L. M. (1986). Origin and geochemistry of the Chapada Cu-Au deposit, Goias, Brazil; a metamorphosed wall-rock porphyry copper deposit. Economic Geology, 81(8), 1884-1898.

ROBB, L. (2005). Introduction to ore forming processes. Blackwell, 373 p.

ROSEN O., Desmons J., FETTES D. 2007. Metacarbonate and related rocks. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 7 Metacarbonate and related rocks. A proposal on behalf of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Recommendations. IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks.

SAMPAIO, J. A.; ANDRADE, M. C.; DUTRA, A. J. B.; PENNA, M. T. M.. Manganês. IN: Rochas e Minerais Industriais no Brasil: usos e especificações. 2.ed. Rio de Janeiro: CETEM/MCTI, 2008. p. 633-648.

Sano E. E., Dambrós L.A., Césarde Oliveira G., Brites R.S. 2007. Padrões de cobertura de solos do Estado de Goiás. In: Cãnone Editoração Ltda (eds.) A encruzilhada socioambiental biodiversidade, economia e sustentabilidade no cerrado. Goiânia, 85-100p

SBF/MMA-Secretaria de Biodiversidade e Florestas do Ministério do Meio Ambiente. 2006. Folha Rio Verde-SE-22-X-C MIR 422. Brasília, DF. Mapa de Cobertura Vegetal dos Biomas Brasileiros (ano-base: 2002), escala 1:250 000.

BRAZIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL; SCHOBENHAUS, Carlos. Carta geológica do Brasil ao milionésimo: folha Goiás (SD-22). 1975.

SCHOBENHAUS, C. et al., A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M. & GONÇALVES, J. H. (Editores.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. CPRM-SGB - Brasília, 2003, 674p; p. 449- 499. 2003.

SIC-Superintendência de geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás –SIG –bacias hidrográfica 1:250 000. Goiânia [Online]. Disponível em www.sieg.go.gov.br. Acesso em 17 de junho de 2022.

SIC-Superintendência de geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás –SIG – Geomorfologia 1:250 000. Goiânia [Online]. Disponível em www.sieg.go.gov.br. Acesso em 17 de junho de 2022.

SIC-Superintendência de geologia e mineração. Sistema de Informações Geográficas do Estado de Goiás –SIG – mapa pedológico 1:250 000. Goiânia [Online]. Disponível em www.sieg.go.gov.br. Acesso em 17 de junho de 2022.

SILVA, Suely Alves; PINHEIRO, Halisson de Souza; NOGUEIRA, Ricardo Emílio Ferreira Quevedo; TEIXEIRA, Joelane Maria de Carvalho; ALBUQUERQUE, José Silvio Veras; NOBRE, Antonio Igor Sampaio. Síntese de mulita por moagem mecânica de alta energia a partir de borra de alumínio e produtos da combustão do carvão mineral. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CERÂMICA, 57º.; CONGRESSO IBEROAMERICANO DE CERÂMICA, 5º., 19 a 22 maio 2013, Natal, Rio Grande do Norte, Brasil. Anais[...] Natal, Rio Grande do Norte, 2013.p.252-261.

SOARES, J.E., BERROCAL, J., FUCK, R.A., MOONEY, W.D., VENTURA, D.B.R., 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 111.

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.

STRIEDER, A.J., SUITA, M.T.F., 1999. Neoproterozoic geotectonic evolution of Tocantins Structural Province, Central Brazil. *J. Geodyn.* 28, 267–289.

UHLEIN, A., FONSECA, M.A., SEER, H.J., DARDENNE, M.A., 2012. Tectônica da faixa de dobramentos Brasília–setores setentrional e meridional. *Revista Geonomos* 2 (20).

UNRUG, R. 1992. The supercontinental cycle and Gondwanaland assembly: component cratons and the timing of suturing events. *Journal of Geodynamics*, 16, 215–240.

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.

VENTURA, D.B.R., SOARES, J.E.P., FUCK, R.A., DA COSTA Coutrim Caridade, L., 2011. Seismic and gravimetric characteristics of the lithosphere beneath the Porangatu deep seismic refraction line, Tocantins Province, Central Brazil. *Rev. Brasil. Geocienc.* 41, 130–140.

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

VOLLMER, 1995. C Program for Automatic Contouring of Spherical Orientation Data Using a Modified Kamb Method. *Computers & Geosciences*, Vol. 21, No. 1, pp. 31--49.

YARDLEY, Bruce; WARREN, Clare. An introduction to metamorphic petrology. Cambridge University Press, 2021.