



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
TRABALHO FINAL DE GRADUAÇÃO

Frederico Léo de Carvalho
Luís Antônio Spyridakis Pereira

TF 2018 – Projeto Monte do Carmo
Área XII

BRASÍLIA/DF
2018

FOLHA DE APROVAÇÃO
TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
PROJETO MONTE DO CARMO – TF 2018

Autores: Frederico Léo de Carvalho e Luís Antônio Spyridakis Pereira

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

Banca Examinadora aprovada por:

Federico Alberto Cuadros Jiménez - Orientador
Professor da Universidade de Brasília – (UnB)

Claudinei Gouveia de Oliveira - Membro
Professor da Universidade de Brasília – (UnB)

Carlos Emanuel Souza Cruz - Membro
Professor da Universidade de Brasília – (UnB)

Brasília-DF, 05 de dezembro de 2018

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Frederico Léo de Carvalho 13/0026441

Luís Antônio Spyridakis Pereira 13/0013595

TF 2018 – PROJETO MONTE DO CARMO

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

ORIENTADORES

Elton Luiz Dantas (coordenador)

Adriana Maria Coimbra Horbe

Elder Yokoyama

Eliza Inez Nunes Peixoto

Federico Alberto Cuadros Jiménez

Jérémie Garnier

Luis Gustavo Ferreira Viegas

Natalia Hauser

Nilson Francisquini Botelho

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues

BRASÍLIA/DF

2018

AGRADECIMENTOS

Eu, Luís Antônio, agradeço aos meus familiares, sobretudo minha mãe Sophia e minha irmã Mariana, me deram e dão todo suporte e apoio incondicional de que precisei ao longo da vida, sem elas, nada seria possível. A minha companheira Raissa, por estar sempre ao meu lado e me dar motivos para sorrir mesmo quando tudo estava difícil e, principalmente, pela paciência e compreensão nas últimas semanas. A Gabriel e Patrícia, por estimularem a alçar voos maiores na vida acadêmica. Ao meu pai e meu avô (*in memoriam*), seu Zé Alair e seu Antônio, que, cada um do seu jeito, são meus exemplos de honestidade e caráter, seja onde estiverem, me acompanham em cada passo.

Agradeço a todos os meus grandes amigos. Em especial, João, Mi, Fran e Pri, por serem minha segunda família em qualquer lugar do mundo, e Borges, Bernardo e Leo, por me suportarem todos esses anos.

Eu, Frederico agradeço a Deus por todas as portas e janelas abertas ao longo da minha vida. Agradeço a minha fiel companheira, minha rainha e esposa a qual sem seu apoio não estaria nesta universidade, obrigado por todo apoio e suporte meu amor.

Ao meu pai Alberico que sem dúvida alguma é o meu maior exemplo de homem, ao qual procuro me espelhar todos os dias. A minha amada e querida mãe Cynthia que, apesar de seu temperamento forte sempre me apoiou e me amou incondicionalmente. Ao meu irmão Gustavo por todos os momentos de brigas e carícias que passamos ao longo destes anos. Aos meus avós Antônio e Carmem que sempre oraram por mim, ao meu avô Leo pelo exemplo de marido amoroso e alto astral, em especial a minha avó Santinha a qual me amou tanto quanto minha mãe e infelizmente não pode ver as minhas conquistas atuais e as que hão de vir. Agradeço de coração minha tia Theresa por tirar de seu precioso tempo para sair comigo e ao meu tio Alex pelas aulas e velejadas de Kite.

Nós, Frederico e Luís, agradecemos aos amigos do 1/2013 pelo companheirismo durante toda trajetória de graduação, descontração tanto nos bons ou maus momentos, as conversas geológicas (ou não) que nos fizeram criar laços que, independentemente do tempo ou distância, permanecerão até o fim do Fanerozoico. Heldin, Celsin, Igão, Tatu, Léa Patrick Estrela, Caspatu (vulgo Paracatu), Ppk, Ana Frita, Ana Lóisa (Andaluzita nas redes), Japa, Sindô, Tanga, Vic, Nat, Pedrosa, Dudu e demais que, por ventura, seguiram outros rumos, mas estiveram presentes nessa cachaça que é a Geologia!

Aos companheiros de TF2018 Monte do Carmo (Porto Naciovrau para os íntimos) que sofreram do mesmo sol, subidas de serras, água quente, natureza selvagem e, até mesmo, chamadas de spot (!), assim como por compartilharem os momentos de escritório intermináveis no pós-tf. Em especial, as melhores companheiras de campo, Cali e Manu, que ao longo de todo o TF foram nossa dupla fora de área.

Aos funcionários do IG, pelo comprometimento e dedicação em fazer todo o TF funcionar. Em especial, Mendes, Serjão, Marcondes e Tião.

Aos professores, por nos incentivarem e estarem empenhados na nossa formação e na realização de um TF excelente. Em especial, Eltinho pela insistência, broncas e tranquilizar nos momentos de desespero. Claudinei, pela disponibilidade em ajudar, conversar e nos orientar no rumo certo. Frederico e Jeremie, por sempre estarem dispostos a nos ajudarem, aconselharem e estimular a realização de um bom trabalho.

*“Never forget what you are.
The rest of the world will not.
Wear it like armor, and it can never be used to hurt you”*

Tyrion Lannister

RESUMO

O Projeto Monte do Carmo coordenado pelo Prof. e Dr. Elton Dantas é o trabalho de mapeamento geológico final de semi-detalle (1:50.000) realizado pelos alunos de graduação em geologia pela Universidade de Brasília. A área mapeada se encontra nos arredores das cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo TO. A área de pesquisa está inserida na Província Estrutural Tocantins a qual é composta por cinturões orogênicos ou faixas móveis (Brasília, Araguaia e Paraguaia). A região compreende diversas rochas de idades diferentes desde embasamento paleoproterozoico a rochas mais recentes do Fanerozoico. As estruturas dúcteis-rúpteis geradas principalmente por grandes falhas transcorrentes são responsáveis pela percolação de fluidos, transporte e controle de mineralizações auríferas. O presente trabalho apresenta o mapa geológico da área, descrições petrográficas, geologia estrutural, condições de metamorfismo, potencialidade econômica e possível evolução geológica ao longo do tempo.

Palavras-Chave: *Província Tocantins; Faixa Araguaia; Lineamento Transbrasiliano; Suíte Manduca; Formação Morro do Aquiles; Mapeamento Geológico*

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AGHT - Amplitude do Gradiente Horizontal Total

AMG – Arco Magmático Goiás
Amplitude do Gradiente Horizontal Total

AMG – Arco Magmático Goiás

ALOS - *Advanced Land Observing Satellite*

ANP - Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis

ASF - *Alaska Satellite Facility*

CA – Cráton Amazônico

CGPN - Complexo Granulítico Porto Nacional

CMC - Campo Magnético Crustal

CME - Campo Magnético Externo

CMI - Campo Magnético Interno

CMT - Campo Magnético Total

CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

CSF- Cráton São Francisco

DRX - Difractometria de Raios-X

1Dz - Primeira derivada vertical

ETRs – Elementos Terras Raras

eTh - Equivalente de Tório

eU - Equivalente de Urânio

GBM - *grain boundary migration*

GHT - Gradiente Horizontal Total

GPS - *Global Positioning System*

IG - Instituto de Geociências

IGRF - *International Geomagnetic Reference Field*

JAXA - *Japan Aerospace eXploration Agency*

LANDSAT - *Land Remote Sensing Satellite*

LTB - Lineamento Transbrasiliano

Lx – Lineação mineral

MDE - Modelo de elevação digital

MG - Maciço de Goiás

NASA - *National Aeronautics and Space Administration*

OLI - *Operational Land Imager*

PALSAR - *Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar*

PF - Perda ao Fogo

PMC - Projeto Monte do Carmo

RADAM - Radar da Amazônia

REM – Radiação eletromagnética

SA3D - Sinal Analítico 3D

SAR - Synthetic Aperture Radar

SEPLAN-TO - Secretaria de Planejamento e Assuntos Econômicos, Tocantins.

SIG – Sistema de Informações Geográficas

SIRGAS - Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas

Sm - Foliação Milonítica

SRTM - Shuttle Radar Topography Mission

Sn – Foliação Regional

T_{DM} - Idade Modelo do Manto Empobrecido

TO – Tocantins

TIRS - *Thermal Infrared Sensor*

TTG - *Tonalite-trondhjemite-granodiorite*

UFPA - Universidade Federal do Pará

UnB - Universidade de Brasília

USGS - *United States Geological Survey*

ZCA - Zona de Cisalhamento Areias

ZCC - Zona de Cisalhamento Cruz

ZCMC - Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo

ZCPN - Zona de Cisalhamento Porto Nacional

ZCRC - Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo

ZCST - Zonas de Cisalhamento Santa Teresinha

Minerais:

And – Andaluzita

An – Anortita

Bt – Biotita

Chl - Clorita

Cpx – Clinopiroxênio

Grf – Grafita

Grt – Granada

Kf – Feldspato Potássico

Lf – Fragmento lítico

Msc – Muscovita

Pl – Plagioclásio

Px - Piroxênio

Py - Pirita

Qtz – Quartzo

Ttn - Titanita

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1.1. Mapa de localização e vias de acesso à área do Projeto Monte do Carmo | 21 |
| Figura 1.2. Climograma da região de Porto Nacional (TO) | 22 |
| Figura 1.3. Compartimentação geomorfológica do Projeto Monte do Carmo (Adaptado do Mapa Geomorfológico do estado do Tocantins) | 24 |
| Figura 1.4. Mapa pedológico do Projeto Monte do Carmo (Adaptado do Mapa de Solos do estado do Tocantins)..... | 25 |
| Figura 1.5. Foto aérea da área XII marcada pelo retângulo vermelho | 26 |
| Figura 1.6. Imagem já processada destacando as estruturas. Em vermelho, as divisões por áreas do Projeto Monte do Carmo | 27 |
| Figura 1.7. Fluxograma apresentando o processamento de dados das imagens de OLI e do PALSAR..... | 29 |
| Figura 1.8. Alvo reagindo a REM e retornando ao sensor | 32 |
| Figura 1.9. Área de realização dos levantamentos | 34 |
| Figura 2.1. Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Porto Nacional-Monte do Carmo | 41 |
| Figura 3.1. Mapa dos lineamentos estruturais interpretados da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT). As linhas azuis delimitam os 6 domínios, nomeados por números romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os diques de diabásio. Ao redor da imagem podem ser observadas as rosetas, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio | 54 |
| Figura 3.2. Mapa de domínios magnéticos SA3D..... | 55 |
| Figura 3.3. Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos..... | 55 |
| Figura 3.4. Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo, delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo | 58 |
| Figura 3.5. Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo | 69 |
| Figura 3.6. Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo | 71 |
| Figura 4.1. Contexto morfológico no qual está inserida a área XII, destacada em vermelho, mostrando a extensão da Serra Manoel do Carmo (verde) e do Córrego do Manduca (azul).. | 73 |
| Figura 4.2. Domínios gamaespectométricos da área XII do projeto Monte do Carmo..... | 74 |
| Figura 4.3. Mapa morfoestrutural da área XII..... | 75 |
| Figura 4.4. Mapa de Zonas Fotolitológicas da área XII..... | 76 |
| Figura 4.5. Mapa Geológico da Área XII, com unidades e litotipos descritos nesta seção | 78 |
| Figura 4.6. Visão panorâmica de relevo do contato entre a serra de quartzitos e a Unidade Xisto, muito aplainado e suave, onde estão as principais estradas de terra que cortam a área e extensas plantações e pastos | 79 |
| Figura 4.7. (A) Trincheira feita pela mineradora local. Nota-se o aspecto bastante saprolitizado em superfície da unidade; e (B) quartzo-sericita xisto saprolitizado intensamente foliado com bolsão de grafita xisto e veios de quartzo associados em cava feita pela mineradora local | 80 |
| Figura 4.8. Amostras do ponto TF18XII-139 da unidade xisto coletadas no Córrego do Manduca em (A) quartzo-muscovita xisto em estado de intensa alteração, preservando | |

| | |
|--|----|
| filossilicatos e foliação proeminente; e (B) granada-grafita xisto com visíveis pseudomorfos de óxidos de Fe, segundo granada | 80 |
| Figura 4.9. Amostragem do furo FMD-17 em (A) porfiroblastos de andaluzita com finas lamelas de grafita cruzando em formato de X, caracterizando quiaistolita, uma variedade de andaluzita; e (B) destaca-se em 1 bolsão de quartzo no andaluzita-xisto da Formação Morro do Aquiles, e em 2, porfiroblastos de quiaistolita associado a bolsão de grafita | 81 |
| Figura 4.10. Perfil esquemático do furo de sondagem FMD-17 com aproximadamente 40 m (metros) descritos, identificando estruturas encontradas em cada intervalo de metragem e fotos ilustrativas destes intervalos | 82 |
| Figura 4.11. (A) Amostra TF18_XII_FMD21.1, andaluzita-quartzo-muscovita xisto; e (B) Amostra TF18_XII_FMD21.2, grafita xisto com piritas orientadas na direção da foliação.... | 82 |
| Figura 4.12. Fotomicrografias da seção TF18_XII_FMD21.1 evidenciando em (A) textura granolepidoblástica definida por agregados policristalinos de quartzo e filossilicatos, com muscovita definindo a foliação a nicóis cruzados; e (B) dobras e crenulações do domínio filossilicático com piritas nos planos da foliação da rocha à luz refletida | 83 |
| Figura 4.13. Fotomicrografias de seções delgadas TF18XII-FMD21.1 a nicóis cruzados em (A) domínio lepidoblástico definido pelas muscovitas com microdobras e crenulação evidentes; e (B) Porfiroblasto de andaluzita sericitizado acompanhando a foliação | 84 |
| Figura 4.14. Fotomicrografias de seções delgadas TF18XII-FMD21.1 à luz refletida em (A) visão geral com foliação bem marcada e destaque para a porcentagem de grafita associada a sulfeto, e (B) piritas subédrica a anédrica na direção dos planos de foliação associadas, também, a quartzo e grafita | 84 |
| Figura 4.15. Fotomicrografias de seções delgadas TF18XII-FMD21.1 à luz polarizada com nicóis cruzados em (A) domínio de quartzo recristalizado formando bolsões associado a opacos (pirita e grafita); e (B) grãos finos de muscovita definindo a direção de foliação da rocha | 85 |
| Figura 4.16. Difratoograma de raios-X da amostra TF18_XII_139a (quartzo-muscovita xisto) | 86 |
| Figura 4.17. Difratoograma de raios-X da amostra TF18_XII_139b (grafita xisto)..... | 86 |
| Figura 4.18. (A) Drenagem típica nos afloramentos do Muscovita-Biotita Granito da Suíte Manduca com mata ciliar espessa e solo arenoso; e (B) Afloramento-tipo in situ mostrando a capa de alteração e porção fresca da rocha granítica..... | 88 |
| Figura 4.19. Foliação bem marcada em rocha granítica da amostra TF18_XII-136; e (B) Corte em seção de amostra de mão evidenciando foliação do tipo S-C, típica de milonitos... | 88 |
| Figura 4.20. (A) Granito, amostra TFXII-031, em alto grau de alteração e aspecto friável; (B) amostra TF18_XII-136 com alteração restrita as partes próximas à capa de intemperismo; e (C) amostra TF18_XII-137 em estado de maior preservação | 89 |
| Figura 4.21. Fotomicrografias de seções delgadas (A) TF18_XII_031 com visão ampla geral da amostra de maior grau de alteração, relacionada a maior proporção de sericita em matriz; e (B) TF18_XII-137 em maior estado de preservação, com grãos estirados na direção da foliação definida por muscovita e biotita | 90 |
| Figura 4.22. Fotomicrografias da seção TF18_XII_136.1 em (A) Feldspato potássico fraturado com contatos serrilhados e inclusões de quartzo e mica fina; (B) Grão reliquiar de plagioclásio evidenciando saussuritização em contato com grãos cominuídos e recristalizados também de plagioclásio | 90 |

| | |
|---|-----|
| Figura 4.23. Fotomicrografias da seção TF18_XII_136.1 em (A) Agregado policristalino de quartzo interlobado-ameboidal; (B) Grão porfiroclástico de muscovita do tipo fish com bandas de deformação | 91 |
| Figura 4.24. Fotomicrografias da seção TF18_XII_136.1 em (A) Domínio mais fino de muscovita ocorrendo no contato e interior de grão de plagioclásio; e (B) Grão fino subedral de biotita a nicóis paralelos | 91 |
| Figura 4.25. (A) Relevo aplainado e vegetação rasteira do Biotita-Granito da Suíte Córrego do Manduca; e (B) afloramento rasteiro de pequena escala da rocha granítica em meio a solo arenoso..... | 92 |
| Figura 4.26. Biotita-Granito, amostra TF18XII-141 | 93 |
| Figura 4.27. Fotomicrografias de seção delgada TF18XII-141 em (A) visão geral da textura granular e minerais essenciais; e (B) aglomerado de titanita eudral..... | 93 |
| Figura 4.28. Diagrama ternário para classificação de biotitas de acordo com análises de química mineral obtidas em microsonda operando em WDS. Abreviações: Bt = biotita, P = primárias, R = reequilibradas, S = secundárias | 94 |
| Figura 4.29. (A) Diagrama de séries magmáticas para classificação de rochas ígneas; e (B) Diagrama para classificação de rochas ígneas plutônicas | 95 |
| Figura 4.30. Diagrama A/NK vs. A/CNK (Maniar e Piccoli, 1989) das amostras analisadas de granitóides de composição similar, com ênfase para os granitos da Suíte Manduca | 95 |
| Figura 4.31. Imagem de satélite em 3D, destacando em amarelo a Serra Manoel do Carmo, local de maior ocorrência de afloramentos da litofácies metapsamítica | 96 |
| Figura 4.32. (A) Figura ilustrando o início da Serra Manoel do Carmo, sustentada por quartzitos com metapelitos subordinados da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada; (B) Afloramento de quartzito ao longo da serra. (C) Afloramento de quartzito in situ na Serra Manoel do Carmo; e (D) Afloramento de quartzito conglomerático de aspecto maciço encontrado ao noroeste da área..... | 97 |
| Figura 4.33. Amostra de quartzito feldspático de coloração esbranquiçada com veios preenchidos por quartzo dispostos ortogonalmente entre si; (B) Amostra de quartzito feldspático de coloração bege foliado (C) Amostra de quartzito micáceo com planos de foliação bem definidos e penetrativos; (D) Amostra de quartzito conglomerático de coloração cinza e aspecto maciço. É possível observar os grânulos que compõem a rocha..... | 98 |
| Figura 4.34. Fotomicrografias de seção TF18_XII_08 em (A) e (B) com intenso grau de recristalização e orientação dos grãos deformados..... | 99 |
| Figura 4.35. Fotomicrografias da seção TF18_XII_030 em (A) cristais de quartzo apresentando contatos suturados, côncavo-convexos, indicando feições de menor deformação, no limite superior da diagênese com metamorfismo; seção TF18_XII_08 em (B) ênfase em arranjo granoblástico definido pelo quartzo com raros domínios lepidoblásticos definidos pela muscovita..... | 99 |
| Figura 4.36. Fotomicrografias da seção TF18_XII_030 em (A) enfoque em cristal de feldspato de tamanho maior do que a média dos grãos da seção, com fraturas e contato serrilhado; e seção TF18_XII_119 em (B) domínio recristalizado de quartzo com geometria de contatos interlobados e grãos estirados na direção da deformação | 100 |
| Figura 4.37. (A) Cristais de quartzo (Qtz) e cristais de muscovita (Msc) em contato com um fragmento lítico (LF); (B) Cristais de quartzo dos dois domínios apresentando uma visão geral da lâmina; (C) Cristais de quartzo (Qtz) e muscovita (Msc); (D) Contatos planos entre grãos de Quartzo (Qtz). Todas as imagens são da lâmina TF18XII-124 | 101 |

| | |
|---|-----|
| Figura 4.38. (A) Visão geral da lâmina com cristais de quartzo (Qtz) alongados formando cordões quartzosos em nicóis paralelos; (B) Mesma figura anterior com nicóis cruzados; (C) Cristais de quartzo (Qtz) formando objetos de giro e sombras de pressão; (D) Cristais de muscovita apresentando feição de “mica fish”. Todas as fotos pertencem a lâmina TF18XII-089 | 102 |
| Figura 4.39. Afloramentos em (A) e (B) de filitos com foliação pronunciada em drenagem do Córrego do Manduca | 103 |
| Figura 4.40. (A) Amostra mesocópica de filito coletado em drenagem do Córrego do Manduca; (B) Amostra mesoscópica de metassiltito coletado na Serra Manoel do Carmo com bandamento composicional sedimentar preservado | 103 |
| Figura 4.41. Difratoograma de raios-X da amostra TF18_XII_8b (metassiltito)..... | 104 |
| Figura 4.42. Difratoograma de raios-X da amostra TF18_XII_139 (filito) | 105 |
| Figura 4.43. Imagem de satélite em 3D, evidenciando contato entre Morro da Mata (Verde) e faixa de quartzitos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada (Amarelo)..... | 106 |
| Figura 4.44. (A) Contato entre o gabro e os quartzitos; (B). Amostra macroscópica do gabro | 107 |
| Figura 4.45. Perfil esquemático do furo de sondagem FMD-17 com aproximadamente 52 m (metros) descritos, identificando estruturas encontradas em cada intervalo de metragem e fotos ilustrativas destes intervalos | 108 |
| Figura 4.46. (A) Visão geral da lâmina em nicóis descruzados apresentando os cristais de plagioclásio (Pl), piroxênio (Px) e quartzo (Qtz) intersticial; (B) Visão geral da lâmina em nicóis cruzados apresentando os cristais de plagioclásio (Pl) e piroxênio (Px); (C) Piroxênio (Px) em textura subofítica com cristais de plagioclásio (Pl) parcialmente inseridos, e com coloração esverdeada identificando a feição de uralitização em nicóis descruzados; e (D) Mesma figura anterior em nicóis cruzados, evidenciando alterações na birrefringência do piroxênio (Px) devido a uralitização..... | 109 |
| Figura 4.47. Diagrama ternário Ab-An-Or para classificação de plagioclásios (Deer et al., 1992) com dados obtidos em microsonda operando em WDS | 110 |
| Figura 4.48. Diagrama de classificação de clinopiroxênios (Morimoto, 1988) com dados obtidos em microsonda operando em WDS..... | 111 |
| Figura 4.49. Diagrama de classificação de anfibólios enriquecidos em cálcio, com dados obtidos em microsonda operando em WDS..... | 111 |
| Figura 4.50. Diagrama TAS (Cox et al., 1979) em (A) e R1-R2 (De la Roche et al, 1980) em (B) para amostras da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida, com ênfase na amostra analisada TF18_XII_078 | 112 |
| Figura 4.51. (A) Afloramento de laterito apresentando os fragmentos de quartzo e os nódulos de hematita e goethita; e (B) Afloramentos métricos de lateritos, encontrados ao longo da área | 112 |
| Figura 4.52. Difratoograma obtido pela análise de raios-X da amostra TF18_XVI_32, indicando picos para quartzo, caulinita, gibbsita e goetita | 113 |
| Figura 4.53. Mapa estrutural da área XII. | 114 |
| Figura 4.54. Estereograma apresentando os polos dos planos das foliações regionais (Sn) com direção principal SE..... | 115 |
| Figura 4.55. (A) Foliação descrita no quartzito com espaçamento milimétrico a centimétrico e padrão anastomosado (B) Desenho esquematizando a disposição da foliação no afloramento; (C) Foliação descrita em metapelito com espaçamento milimétrico a | |

| | |
|---|-----|
| centimétrico e padrão anastomosado; e (D) Desenho esquemático do padrão da foliação na amostra de metapelito..... | 116 |
| Figura 4.56. Aspecto do Muscovita Xisto com veios de quartzo..... | 117 |
| Figura 4.57. (A) Foliação milonítica (Sm) gerada pela zona de cisalhamento no quartzito; (B) Desenho esquemático do padrão das estruturas; (C) Cataclasitos que ocorrem próximos à serra da área; (D) Desenho esquemático representando o padrão dos elementos que definem o cataclasito; e (E) Zona de cisalhamento em quartzito gerando sigmoides em fraturas preenchidas por quartzo..... | 118 |
| Figura 4.58. Em destaque marcado de vermelho, dobras inferidas a partir das imagens de satélite..... | 119 |
| Figura 4.59. (A) Afloramento de muscovita xisto em frente de lavra, sua geometria apresenta dobras simétricas e fechadas; (B) Desenho esquemático do afloramento visto em campo; e (C) Estereograma apresentando os pontos pretos sendo flancos de dobras a partir dos polos e a estrela azul seu eixo médio subhorizontal de dobra com direção 030° | 120 |
| Figura 4.60. (A) Afloramento em drenagem do metapelito dobrados, sua classificação se dá como dobras assimétricas abertas; (B) Desenho esquemático das dobras descritas; (C) Estereograma apresentando os pontos pretos sendo flancos de dobras a partir dos polos e a estrela azul seu eixo médio de dobra com direção 240° e caimento moderado de 45° | 121 |
| Figura 4.61. Estereograma indicando a relação do estiramento mineral com o plano do quartzo-muscovita xisto..... | 122 |
| Figura 4.62. Roseta de fraturas representando as medidas obtidas na área XII..... | 124 |
| Figura 4.63. (A) Fraturas preenchidas por veios de quartzo; (B) Desenho esquemático simbolizando os veios; (C) Veios de quartzo registrados de perto; (D) Ilustração das fraturas preenchidas por veios | 125 |
| Figura 4.64. Roseta de fraturas não preenchidas dos quartzitos com direção principal correspondendo as famílias II e III, n = 55..... | 126 |
| Figura 4.65. Roseta de fraturas preenchidas por veios de quartzo recristalizado dos quartzitos em que a direção principal corresponde à família III, n = 17 | 126 |
| Figura 4.66. (A) Microestruturas de compactação mecânica formando contatos suturados e côncavo-convexos nos grãos; (B) Grão de quartzo com fraturamento interno indicando processo rúptil; e (C) Grãos de quartzo com contatos serrilhados e formação de subgrãos indicando recristalização intracristalina | 128 |
| Figura 4.67. (A) Grão de quartzo deformado em formato tipo σ com micas nas sombras de pressão; (B) Geometria de contato interlobado com formação de bulges indicando recristalização dos grãos; e (C) Fraturamento transgranular centimétrico com preenchimento por quartzo recristalizado | 129 |
| Figura 4.68. Fotomicrografias da seção TF18_XII_089 com (A) panorama geral da rocha de composição quartzo-muscovítica com foliação milonítica penetrativa do tipo S-C; (B) Grãos recristalizados de quartzo como ribbons e grãos recristalizados nas bordas daqueles, além de muscovita com formato tipo fish..... | 130 |
| Figura 4.69. Fotomicrografia da seção TF18_XII_031 com enfoque nos grãos de quartzo recristalizados formando agregados orientados em direção preferencial definida junto com grãos de muscovita | 131 |
| Figura 4.70. Fotomicrografias de diferentes seções TF18_XII_127 (A) e TF18_XII_030 (B) ilustrando feldspatos com microestruturas rúpteis de fraturamentos intra- e transgranulares..... | 132 |
| Figura 4.71. Fotomicrografias das seções TF18_XII_136.2 em (A) identificando estruturas de bandas deformacionais no grão localizado no canto superior esquerdo e fraturamentos | |

| | |
|---|-----|
| preenchidos e (B) enfocando microestruturas de falhamento em grão de plagioclásio com fraturas preenchidas por agregados micáceos; e TF18_XII_031 em (C) e (D) evidenciando maclas de geminação mecânica e juntas tríplices indicando recristalização do plagioclásio | 133 |
| Figura 4.72. Fotomicrografias das seções TF18_XII_031 evidenciando feldspatos potássicos em (A) com fraturas em duas direções; e TF18_XII_136.2 em (B) ilustrando inclusões de micas e fraturas preenchidas por filossilicatos, definindo textura poiquiloblástica | 134 |
| Figura 4.73. Fotomicrografias da seção TF18_XII_127 indicando microestruturas de compactação por processo de diagênese em (A) , gerando aplastamento de muscovita com formação de pseudomatriz; e (B) rompendo cristal de muscovita | 134 |
| Figura 4.74. Fotomicrografias da seção TF18_XII_136.1; em (A) visão geral da seção com muscovitas definindo foliação incipiente do tipo S, destacadas por linhas em amarelo; e (B) cristal de muscovita com típica microestrutura do tipo fish | 135 |
| Figura 4.75. Fotomicrografia da seção TF18_XII_FMD21.1 ilustrando dobramentos suaves e direção preferencial das micas, que definem domínio lepidoblástico sem deflexão da foliação nos porfiroblastos de andaluzita, o que sugere um caráter pós-tectônico do cristal | 136 |
| Figura 4.76. Grid petrogenético para rochas metassedimentares, com reações extraídas de Yardley (1994) e Passchier et al. (1993). Em vermelho , estão destacados os limites superiores de estabilidade da muscovita em condições anidras e hidratadas, dados pela cristalização de feldspato potássico. Em azul , está destacado o limite de estabilidade da andaluzita em condições de metamorfismo regional. Abreviações: cia = cianita; and = andaluzita; sil = silimanita; als = alumnossilicatos; ctd = cloritóide; est = estauroлита; qz = quartzo; mus = muscovita; bio = biotita; cord = cordierita; alm = almandina; gra = granada; kf = K-feldspato; em = enstatita; v = vapor; hidt = hidratada. (Adaptado de Carvalho e Pereira, 2000) | 138 |
| Figura 4.77. Diagramas AFM correspondendo às condições de metamorfismo em fácies xisto verde a anfíbolito, correlacionando o intervalo de temperatura sugerido por Mesquita et al. (2006) com as ocorrências descritas no projeto. Em (a) temperatura do primeiro aparecimento da biotita, marcando a zona da biotita; (b) temperatura relativa ao primeiro aparecimento de granada, marcando a zona da granada; (c) , (d) e (e) são os possíveis intervalos de temperatura em que as ocorrências encontradas podem estar associadas com o intervalo de grafita (Adaptado de Bucher e Grapes, 2011). Em vermelho corresponde as possíveis condições no intervalo de metamorfismo para os xistos da Formação Morro do Aquiles | 139 |
| Figura 4.78. Gráfico ilustrando a comportamento de agregados de quartzo e feldspato de acordo com a profundidade, com destaque para agregados de quartzo. Em condições de muito baixo grau de deformação, o quartzo apresenta comportamento rúptil. Em condições de baixo-alto grau de deformação, o quartzo deforma-se por dislocation creep | 140 |
| Figura 4.79. Diagramas AFM correspondendo em (a) , (b) e (c) às condições de anquimetamorfismo a xisto-verde baixo para metassiltitos e filitos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada | 141 |
| Figura 4.80. Seção esquemática ilustrando a relação espacial entre os furos FMD-19 e FMD-17, evidenciando metamorfismo de contato gerado por magmatismo máfico da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida | 142 |
| Figura 5.1. Ouro livre encontrado em veio de quartzo hidrotermal na área II, com granulação inferior a 0.5mm | 145 |
| Figura 5.2. Mapa de ocorrências minerais e localizações de minas e garimpos na área XII | 148 |
| Figura 5.3. Afloramento de Filito no córrego Manduca | 150 |
| Figura 5.4. (A) Afloramento de Laterito; e (B) Laterito apresentando nódulos de hematita e goethita, fragmentos de quartzo, gibbsita e estrutura vermiforme | 151 |

| | |
|---|-----|
| Figura 5.5. (A) Testemunho de sondagem FMD-21.2 de grafita xisto com pirita subedral a anedral segundo a direção da foliação e associado a bolsões de quartzo; e (B) Testemunho de sondagem FMD-19 com pirita disseminada em muscovita xisto..... | 152 |
| Figura 5.6. (A) e (B) Apresentam o afloramento e são divididos 3 níveis; o nível 1 corresponde ao xisto sericítico; 2 corresponde ao grafita xisto; 3 apresenta os veios mineralizados de quartzo | 153 |
| Figura 6.1. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I..... | 156 |
| Figura 6.2. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II | 157 |
| Figura 6.3. Desenho esquemático do quadro tectônico da região do Projeto Monte do Carmo | 159 |
| Figura 7.1. Mapas Geológicos dos principais trabalhos de mapeamentos realizados na área do Projeto Monte do Carmo em comparação com o que foi definido no projeto. | 163 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|--|-----|
| Tabela 1.1. Código das imagens e datas de aquisição | 28 |
| Tabela 1.2. Sensores com suas respectivas bandas, resoluções espaciais e comprimentos de ondas | 28 |
| Tabela 1.3. Cronograma de atividades | 30 |
| Tabela 1.4. Protocolo de preparação de amostras para determinação mineralógica por difratometria de raio-x | 36 |
| Tabela 1.5. Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis | 37 |
| Tabela 1.6. Protocolo de abertura de amostras em Savillex® | 37 |
| Tabela 2.1. Dados geocronológicos e isotópicos das unidades descritas, tomados da literatura existente | 49 |
| Tabela 3.1. Características dos principais domínios com base nas assinaturas magnéticas | 56 |
| Tabela 3.2. Análise dos domínios gamaespectrométricos | 59 |
| Tabela 4.1. Padrão de elementos texturais e de relevo para zonas fotolíticas correlacionando a unidades litológicas | 77 |
| Tabela 4.2. Famílias separadas a cada 15°, mostrando o número de fraturas e a porcentagem que representam | 123 |
| Tabela 4.3. Famílias de fraturas nos quartzitos | 124 |

SUMÁRIO

| | |
|--|----|
| CAPÍTULO 1 | 18 |
| 1 INTRODUÇÃO | 19 |
| 1.1 Objetivos | 19 |
| 1.2 Localização e Vias de Acesso | 20 |
| 1.3 Aspectos Fisiográficos | 21 |
| 1.3.1 <i>Clima</i> | 21 |
| 1.3.2 <i>Vegetação</i> | 22 |
| 1.3.3 <i>Geomorfologia</i> | 23 |
| 1.3.4 <i>Solos</i> | 24 |
| 1.3.5 <i>Hidrografia</i> | 25 |
| 1.4 Materiais e Métodos | 25 |
| 1.4.1 <i>Materiais</i> | 25 |
| 1.4.2 <i>Métodos</i> | 30 |
| CAPÍTULO 2 | 39 |
| 2 GEOLOGIA REGIONAL | 40 |
| 2.1 Introdução | 40 |
| 2.2 Contexto Tectônico e Estratigráfico | 40 |
| 2.2.1 <i>Litoestratigrafia e Geocronologia</i> | 43 |
| CAPÍTULO 3 | 52 |
| 3 GEOLOGIA DO PROJETO | 53 |
| 3.1 Aerogeofísica do Projeto Monte do Carmo | 53 |
| 3.1.1 <i>Aeromagnetometria</i> | 53 |
| 3.1.2 <i>Gamaespectrometria</i> | 57 |
| 3.2 Unidades Litoestratigráficas do Projeto Monte do Carmo | 60 |
| 3.2.1 <i>Introdução</i> | 60 |

| | | |
|------------------|--|-----|
| 3.3 | Geologia Estrutural | 66 |
| 3.3.1 | <i>Introdução</i> | 66 |
| 3.3.2 | <i>Quadro Estrutural Regional</i> | 66 |
| CAPÍTULO 4 | | 72 |
| 4 | GEOLOGIA LOCAL..... | 73 |
| 4.1 | Fotointerpretação | 75 |
| 4.2 | Unidades Litoestratigráficas | 78 |
| 4.2.1 | <i>Formação Morro do Aquiles</i> | 79 |
| 4.2.2 | <i>Plutônicas sin- a tardi- tectônicas</i> | 87 |
| 4.2.3 | <i>Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada</i> | 96 |
| 4.2.4 | <i>Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida</i> | 106 |
| 4.2.5 | <i>Cobertura Detrito-Laterítica</i> | 112 |
| 4.3 | Geologia Estrutural | 113 |
| 4.3.1 | <i>Elementos de trama dúctil</i> | 115 |
| 4.3.2 | <i>Elementos de trama rúptil</i> | 122 |
| 4.3.3 | <i>Microestrutural</i> | 127 |
| 4.4 | Metamorfismo..... | 137 |
| 4.4.1 | <i>Suíte Manduca</i> | 137 |
| 4.4.2 | <i>Formação Morro do Aquiles</i> | 138 |
| 4.4.3 | <i>Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada</i> | 139 |
| 4.4.4 | <i>Considerações sobre o metamorfismo</i> | 141 |
| CAPÍTULO 5 | | 143 |
| 5 | GEOLOGIA ECONÔMICA..... | 144 |
| 5.1 | Introdução | 144 |
| 5.2 | Ocorrências e Potenciais Minerais Regionais..... | 144 |
| 5.2.1 | <i>Ouro</i> | 144 |
| 5.2.2 | <i>Minério de Ferro</i> | 145 |

| | | |
|----------------------------------|---|-----|
| 5.2.3 | <i>Manganês</i> | 146 |
| 5.2.4 | <i>Grafita</i> | 146 |
| 5.3 | Minerais e rochas industriais | 146 |
| 5.3.1 | <i>Feldspatos</i> | 146 |
| 5.3.2 | <i>Agregados</i> | 147 |
| 5.4 | Rochas ornamentais e/ou de revestimento | 147 |
| 5.5 | Recursos Minerais Locais | 147 |
| 5.5.1 | <i>Minerais e rochas industriais</i> | 149 |
| 5.5.2 | <i>Areia e seixos</i> | 149 |
| 5.5.3 | <i>Rochas ornamentais e de revestimento</i> | 149 |
| 5.5.4 | <i>Lateritos</i> | 151 |
| 5.5.5 | <i>Minerais metálicos</i> | 151 |
| 5.5.6 | <i>Considerações metalogenéticas</i> | 153 |
| CAPÍTULO 6 | | 154 |
| 6 | EVOLUÇÃO TECTÔNICA | 155 |
| CAPÍTULO 7 | | 162 |
| 7 | DISCUSSÕES E CONCLUSÕES | 163 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | | 167 |
| ANEXOS | | 175 |



1 INTRODUÇÃO

O Projeto Monte do Carmo (2018) é o nome dado à fase de campo correspondente à disciplina Trabalho de Mapeamento Final, realizado durante os semestres letivos 1/2018 (Pré-Campo) e 2/2018 (Pós-Campo), englobando as disciplinas “Preparação do Mapeamento Geológico Final” (Cód.: 112470) e “Trabalho de Mapeamento Geológico Final” (Cód.: 112941), com levantamentos de campo e mapeamento realizados no período compreendido entre 1 a 21 de Julho, em escala 1:50.000, com área total de aproximadamente 2.445 km². A área do projeto está localizada no extremo sudeste da Folha Porto Nacional SC-22-Z-B, no Estado do Tocantins, com sede de atividades na cidade de Porto Nacional. A realização do projeto contou com apoio financeiro e de infraestrutura do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB).

A elaboração e coordenação do projeto foi desenvolvida pelo Prof. Dr. Elton Luiz Dantas com equipe de apoio composta pelos docentes: Nilson Francisquini Botelho, Luiz Gustavo Ferreira Viegas, Natalia Hauser, Federico Alberto Cuadros Jiménez, Suzan Waleska Pequeno Rodrigues, Elder Yokoyama, Adriana Horbe, Jérémie Garnier e Eliza Inez Nunes Peixoto. São orientados ao todo 44 alunos, divididos em duplas e/ou trios para uma totalidade de 19 áreas variando de aproximadamente 100 a 200 km², marcadas por números romanos, dos quais o presente relatório expõe as atividades desenvolvidas e os resultados e interpretações realizadas referentes ao mapeamento da área XII do Projeto Monte do Carmo.

1.1 Objetivos

O objetivo do Projeto Monte do Carmo é o mapeamento geológico de semi-detalhe (1:50.000) da região vizinha aos municípios de Porto Nacional e Monte do Carmo, que se encontra inserida no contexto tectônico de limite entre as faixas móveis Araguaia e Brasília, influenciadas pelo Lineamento Transbrasiliano (LTB).

O mapeamento dessa região busca apresentar e/ou atualizar importantes dados geológicos com maior detalhamento que ofereçam novas soluções e fomentem a discussão e um maior interesse acadêmico-científico para uma região com escassez de produções geocientíficas, assim como mapas geológicos, sendo o mais recente trabalho o relatório e mapa geológico da Folha Porto Nacional em escala 1:250.000 (CPRM, 2017). Alguns dos

pontos mais importantes do projeto a serem debatidos e/ou esclarecidos se centram na continuidade do Arco Magmático de Goiás, existência de rochas co-genéticas com o unidades do Maciço de Goiás na região, a natureza do contato entre o embasamento da Faixa Araguaia e as sequências da Faixa Brasília, a caracterização de padrões deformacionais nos domínios tectônicos existentes e refinamento da caracterização e identificação das suítes de rochas ígneas que ainda representam incógnitas e ambiguidades com relação aos seus aspectos cronoestratigráficos.

As diversas etapas do projeto focam em gerar e interpretar dados levantados na área de estudo a partir de sensoriamento remoto, aerogeofísica, descrição e amostragem de afloramentos, análises petrográficas, químicas e cronoestratigráficas para geração de mapas, seções, perfis e demais produtos que permitam o entendimento dos aspectos estruturais e litoestratigráficos.

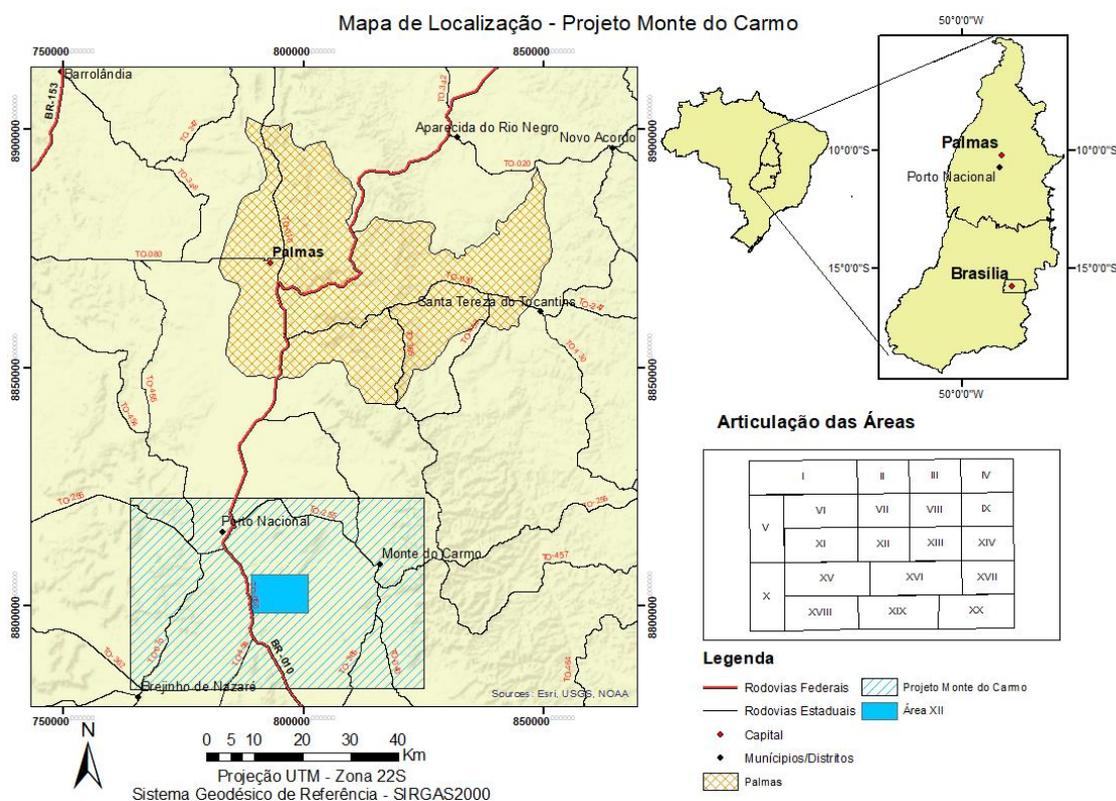
1.2 Localização e Vias de Acesso

A área do projeto está localizada no centro-sul do estado do Tocantins, a aproximadamente 800 km ao norte de Brasília e 60 km ao sul de Palmas, nas vizinhanças dos municípios de Porto Nacional, Monte do Carmo e Brejinho de Nazaré.

O acesso à área partindo de Brasília pode ser feito por via terrestre pela rodovia federal BR-010, percorrendo cerca de 785 km de via pavimentada até a cidade de Porto Nacional. No interior da área o acesso pode ser dado pelas rodovias estaduais pavimentadas TO-458, TO-455, TO-365, TO-362, TO-255, TO-070, TO-050 e TO-040 (Figura 1.1).

O acesso à área XII por vias pavimentadas é feito por cerca de 0,5 km da TO-050 a sul de Porto Nacional, e o restante em aproximadamente 30 km de vias não pavimentadas que servem as inúmeras fazendas da região, sendo estas as principais vias para o acesso à área de trabalho.

Figura 1.1. Mapa de localização e vias de acesso à área do Projeto Monte do Carmo



F
onte
:
UnB
,
201
8.

1.3
As
pec
tos
Fisi
ogr
áficos
os

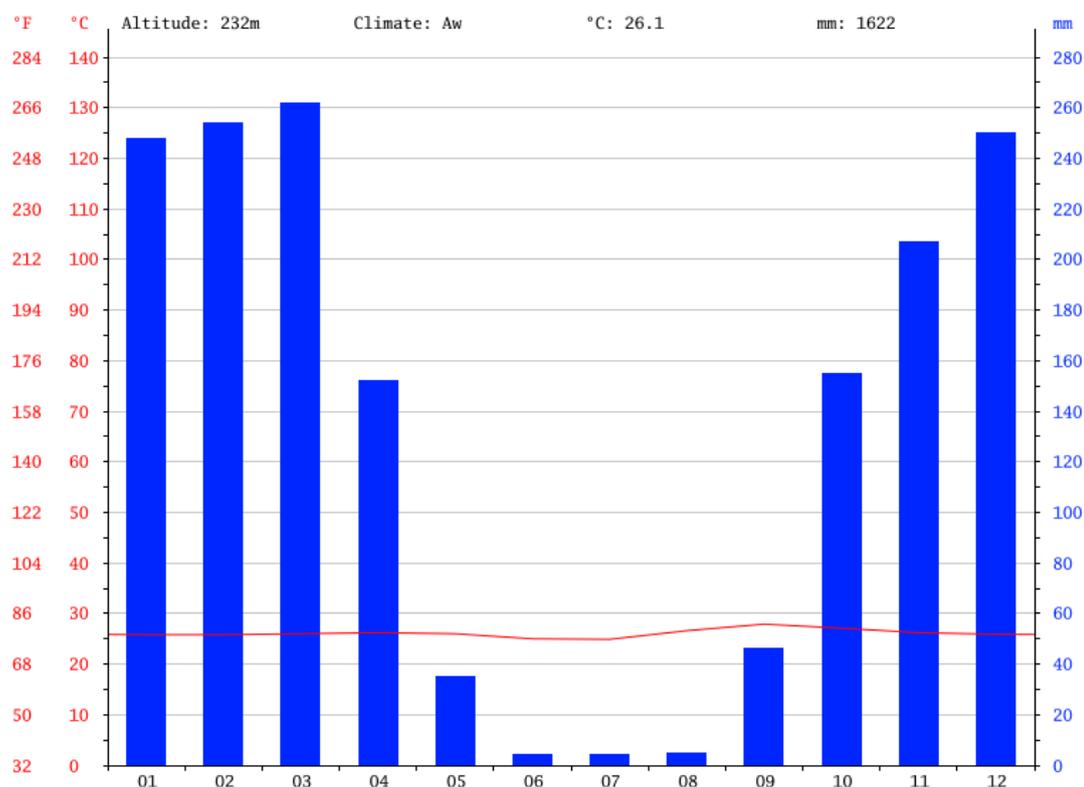
1.3.1 **C**
lim
a

O

estado do Tocantins caracteriza-se pelo clima tropical, sendo a região de Porto Nacional e arredores classificados como tipo Aw, segundo Köppen-Geiger (1984), com duas estações bem definidas: primavera-verão úmida e chuvosa, durante os meses de outubro a abril, e outono-inverno seco, durante os meses de maio a setembro (Figura 1.2).

A média anual de pluviosidade mostra valores em torno de 1.622 mm, com concentrações das precipitações nos meses de dezembro a março, e virtual ausência dessas entre junho e agosto. A temperatura média anual da região é de 26.1 °C, com variação mínima de 18.1 °C (média mais baixa de 24.9° C em Julho) e máxima de 35.2 °C (média mais alta de 27.9 °C em Setembro) (Inmet, 2018).

Figura 1.2. Climograma da região de Porto Nacional (TO)



Fonte: climate-data.org.

1.3.2 *Vegetação*

A vegetação da área do Projeto Monte do Carmo é predominantemente do bioma Cerrado, variando entre formações campestre, savânica e florestal. Nas formações campestres estão inclusos os cerrados do tipo campo limpo e campo sujo. Já nas formações savânicas há predomínio de camadas rasteiras herbáceas e coberturas lenhosas que se desenvolvem bem em afloramentos rochosos de cerrado rupestre e nas planícies inundáveis; formações savânicas do tipo vereda se desenvolvem em nascentes de leitos de rios. Formações florestais podem ser encontradas em cerradão, em menor proporção. Além das formações típicas do Cerrado, é possível encontrar focos de floresta estacional que comportam, por exemplo, matas de galeria e ciliar (Bastos e Ferreira, 2010).

Todavia, destaca-se na área do projeto grande substituição da vegetação nativa por culturas agropecuárias. Alguns focos de atividade minerária em andamento também geraram devastação de parte da mata nativa. Em relação à área XII, os setores aplainados se encontram

quase completamente devastados pela atividade agropecuária, com vegetação nativa restrita apenas à região da Serra do Carmo.

1.3.3 *Geomorfologia*

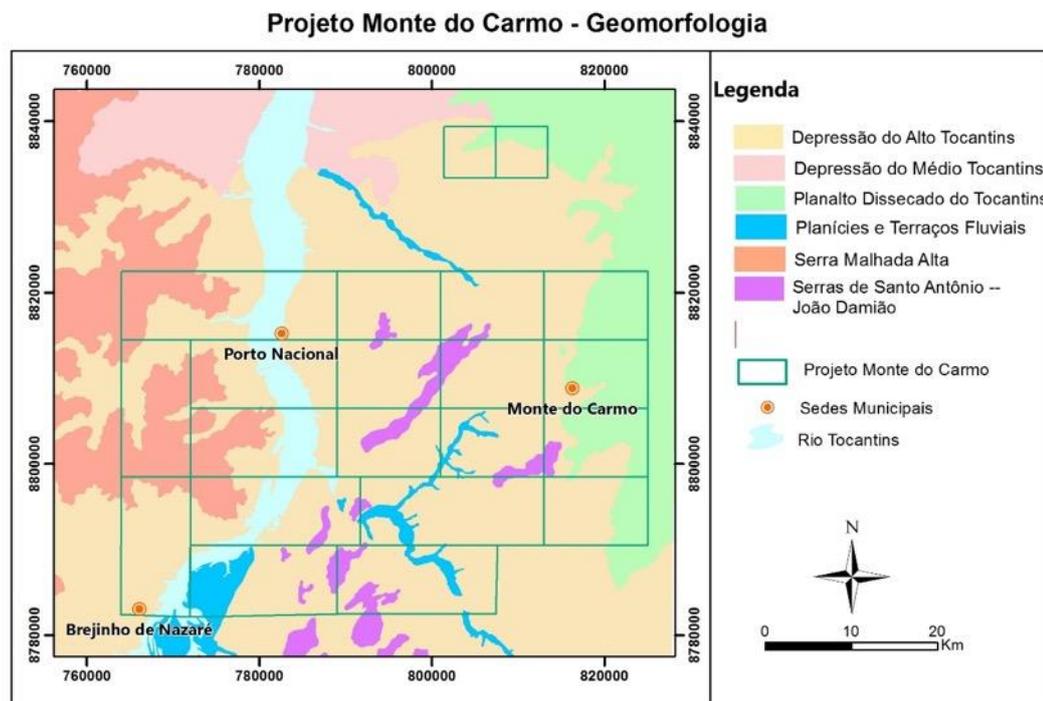
A região de Porto Nacional-Monte do Carmo localiza-se na interface de duas unidades geomorfológicas: Planalto Residual do Tocantins e Depressão do Tocantins (Mamede et al., 1981).

O Planalto Residual do Tocantins é descrito pelos autores como composto por feições tais como a Serra do Carmo, na área do projeto, e as serras Lajeado e Malhada Alta, nas vizinhanças. Essa unidade consiste de relevos tabulares e pediplanos, assim como formas residuais convexas e aguçadas, e encostas com altitudes variando de 500 a 600 m (CPRM, 2017). Essas feições são predominantemente esculpidas na sequência sedimentar da Bacia do Parnaíba. O relevo se encontra em processo de erosão remontante, particularmente por afluentes da margem direita do rio Tocantins.

A Depressão do Tocantins, também caracterizada pelos autores, é um corredor abatido do vale do rio Tocantins, com relevo homogêneo e altura variando de 200 a 300 m (CPRM, 2017). A faixa rebaixada se origina em falhas paralelas de direção N-S. Nessa unidade há relevos tabulares e blocos residuais, com formas aguçadas ou convexas da unidade do Planalto Residual do Tocantins.

A figura 1.3 apresenta parte do Mapa Geomorfológico do Tocantins, com ênfase para a região do Projeto Monte do Carmo.

Figura 1.3. Compartimentação geomorfológica do Projeto Monte do Carmo (Adaptado do Mapa Geomorfológico do estado do Tocantins)



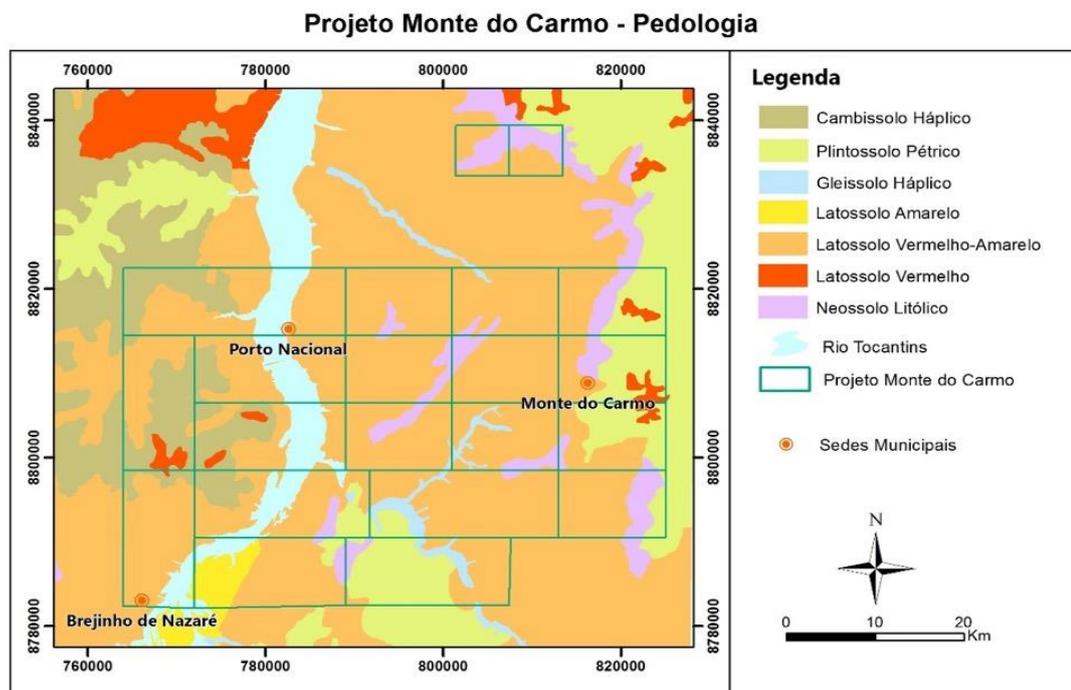
Fonte: DZE/Seplan (TO), 2008.

1.3.4 Solos

A região de estudo é caracterizada pela predominância de latossolo vermelho-amarelo nas porções da unidade geomorfológica da Depressão do Tocantins, com domínios de solos concrecionários nas regiões onde afloram rochas da Bacia do Parnaíba, que também possuem, restritamente, latossolo vermelho-escuro nas partes aplainadas. Solos Litólitos podem ser encontrados nas unidades residuais e na extensão da Serra do Carmo. Ainda há solo hidromórfico gleizado ao longo do rio Tocantins e do rio Areias (CPRM, 2017).

A figura 1.4 mostra o Mapa de Solos do Tocantins, com destaque para a região do Projeto Monte do Carmo.

Figura 1.4. Mapa pedológico do Projeto Monte do Carmo (Adaptado do Mapa de Solos do estado do Tocantins)



Fonte: DEZ/Seplan (TO), 2008.

1.3.5 *Hidrografia*

A área do Projeto Monte do Carmo está inserida no sistema hidrográfico do rio Tocantins, na bacia hidrográfica do mesmo rio, compreendendo 4 sub-bacias: Ribeirão Conceição, Ribeirão do Carmo, Rio Matança e Rio Água Suja. Os principais cursos d'água inseridos no contexto de estudo são o Rio Tocantins, Rio Areias, Rio Água Suja, Ribeirão Conceição, Córrego Manduca, Córrego São João e Córrego Itaboca.

Em relação a área XII, grande parte da rede de drenagem é constituída por cursos d'água intermitentes, sendo os perenes mais importantes, representados pelo Córrego Manduca e Ribeirão Conceição.

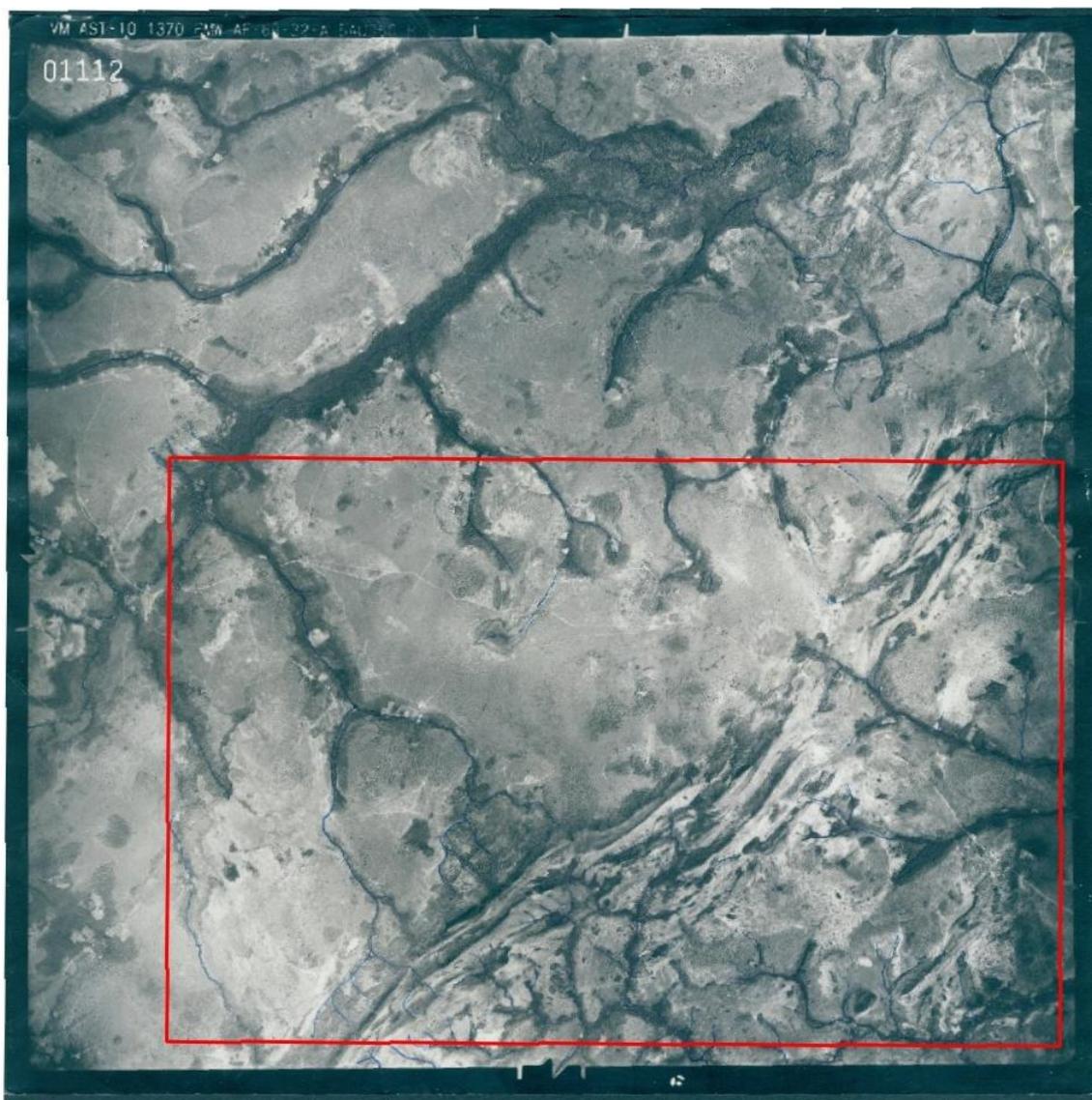
1.4 **Materiais e Métodos**

1.4.1 *Materiais*

1.4.1.1 **Fotos Aéreas**

As imagens aéreas foram disponibilizadas pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). As fotos mostradas abaixo (Figura 1.5) se encontram na escala de 1:60.000 e foram adquiridas durante o projeto AF-63-32A realizado pelo 30º Batalhão de Engenharia de Construção durante os anos de 1966 a 1968.

Figura 1.5. Foto aérea da área XII marcada pelo retângulo vermelho



Fonte: CPRM, 1968

1.4.1.2 ALOS/PALSAR

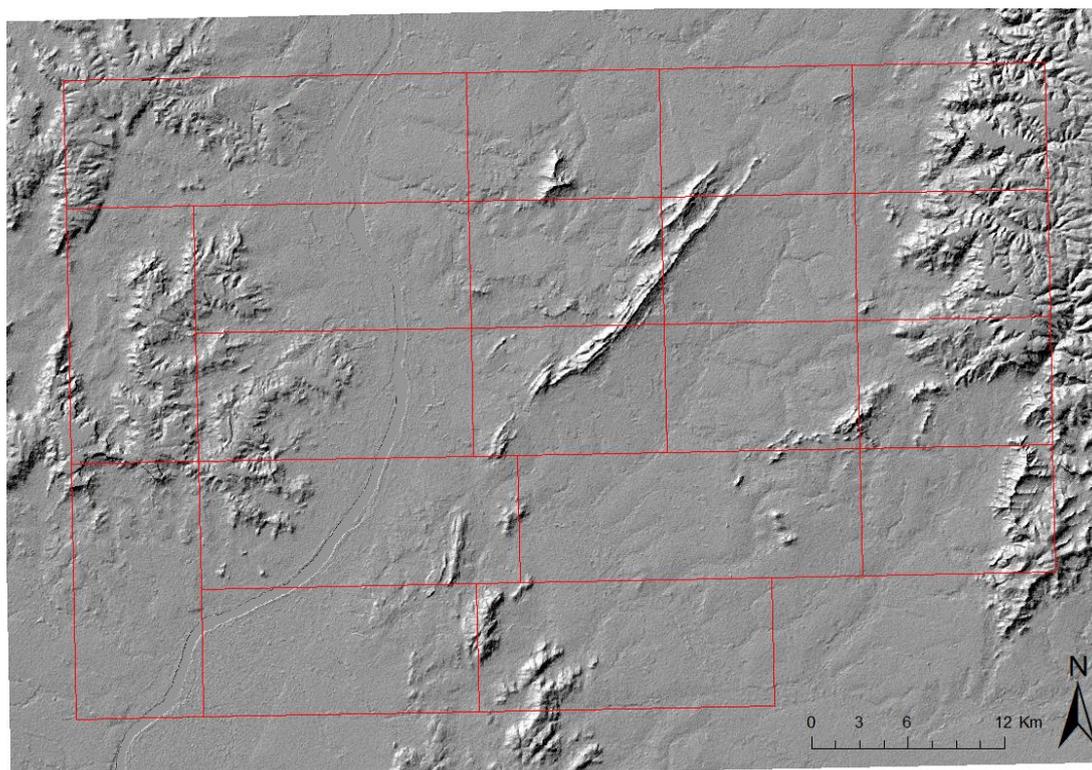
A sigla ALOS significa “*Advanced Land Observing Satellite*”. Esse satélite foi lançado pela agência japonesa de exploração aeroespacial (JAXA) no ano 2006 e orbitou até o ano de

2011. PALSAR é um radar ativo de micro-ondas que usado para produção de modelos de elevação digital (MDE).

Essas imagens obtidas possuem resolução espacial de 12,5 m e foram adquiridas na plataforma *Alaska Satellite Facility* (ASF). A ASF faz parte do instituto de geofísica da universidade do Alaska.

A partir do programa ENVI 5.3 as imagens foram tratadas utilizando a ferramenta “*Hill Shade Image*” utilizando o ângulo de elevação do Sol igual a 45° e o ângulo de azimute do Sol igual a 315. Esse procedimento destaca melhor as estruturas presentes na área. Por fim, foi realizado um procedimento de sinergismo desta imagem já tratada com uma imagem do LANDSAT 8, melhorando a qualidade da última e refinando a produção do mapa fotointerpretado. A imagem gerada é apresentada abaixo (Figura 1.6).

Figura 1.6. Imagem já processada destacando as estruturas. Em vermelho, as divisões por áreas do Projeto Monte do Carmo



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

1.4.1.3 LANDSAT 8, sensor OLI

O projeto Landsat é uma parceria entre a NASA e o Serviço Geológico dos Estados Unidos da América (USGS) com projeto ativo há mais de 45 anos. O programa é

completamente voltado para o sensoriamento remoto. Para este trabalho foram usadas imagens do Landsat 8, que atualmente é o satélite mais moderno deste programa. A cada 16 dias o satélite em questão completa uma volta sobre o globo. Os códigos das imagens adquiridas com as datas estão indicados na tabela 1.1.

Tabela 1.1. Código das imagens e datas de aquisição

| Sensor Remoto | Código (ID) | Data de aquisição |
|-----------------------|--|-------------------|
| LANDSAT 8 OLI/TIRS | LC08_L1TP_222067_20170917_20170929_01_T1 | 17. Set. 2007 |
| | LC08_L1TP_222068_20170917_20170929_01_T1 | |
| ALOS PALSAR | AP_26854_FBS_F6960_RT1 | 08. Fev. 2011 |
| | AP_26854_FBS_F6970_RT1 | 08. Fev. 2011 |
| | AP_27277_FBS_F6960_RT1 | 08. Fev. 2011 |
| | AP_27277_FBS_F6970_RT1 | 08. Fev. 2011 |

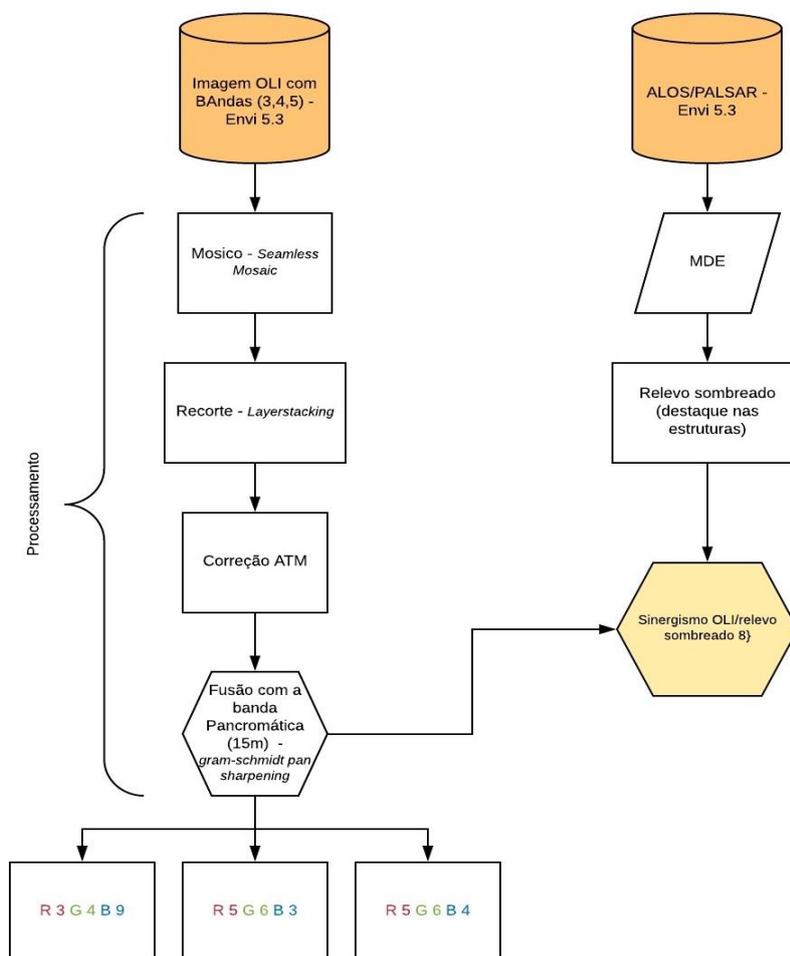
O Landsat 8 possui dois sensores distintos, o primeiro recebe o nome de *Operational Land Imager* (OLI) e o segundo *Thermal Infrared Sensor* (TIRS). São captadas no total 11 bandas espectrais, sendo elas 9 pelo OLI e 2 pelo TIRS; as bandas de 1 a 7, e a 9, possuem resolução espacial de 30 metros, enquanto a banda número 8 possui resolução de 15 metros. Já as bandas 10 e 11 são bandas termais e, portanto, fornecem informação sobre temperaturas terrestres e são obtidas a 100m da superfície (Tabela 1.2).

Tabela 1.2. Sensores com suas respectivas bandas, resoluções espaciais e comprimentos de ondas

| Satélite Landsat-8 | | | |
|--------------------|---------------------------|------------------------|---------------------------------------|
| Sensor | Bandas Espectrais | Resolução Espacial (m) | Comprimento de Onda (μm) |
| OLI | Banda 1 - Coastal/Aerosol | 30 | 0.435-0.451 |
| | Banda 2 - Azul | 30 | 0.452-0.512 |
| | Banda 3 - Verde | 30 | 0.533-0.590 |
| | Banda 4 - Vermelho | 30 | 0.636-0.673 |
| | Banda 5 - NIR | 30 | 0.851-0.879 |
| | Banda 6 - SWIR - 1 | 30 | 1.566-1.651 |
| | Banda 7 - SWIR - 2 | 30 | 2.107-2.294 |
| | Banda 8 - Pancramática | 15 | 0.503-0.676 |
| | Banda 9 - Cirrus | 30 | 1.363-1.384 |
| TIRS | Banda 10 - TIR - 1 | 100 | 10.60-11.19 |
| | Banda 11 - TIR - 2 | 100 | 11.50-12.51 |

O fluxograma apresentado na figura 1.7 apresenta um resumo do processamento executado neste trabalho. No caso das imagens do OLI, primeiro foi feito um mosaico, seguido de um recorte e correção atmosférica (processados pelo programa Envi 5.3). Por fim, foi feita a fusão a partir da ferramenta *Gram-Schmidt Pan Sharpening* com o intuito de melhorar a resolução espacial da imagem. O último passo utilizando esta imagem foi o sinergismo da imagem OLI com o relevo sombreado do modelo de elevação digital, como já citado anteriormente.

Figura 1.7. Fluxograma apresentando o processamento de dados das imagens de OLI e do PALSAR



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

1.4.1.4 Materiais de Campo

Para as atividades de campo foram necessários equipamentos individuais que incluem: caderneta, lupa de bolso, martelo geológico e marreta, canivete, perneira e ácido clorídrico (HCl).

O Instituto de Geociências (IG-UnB) disponibilizou GPS modelo Garmin Etrex 10, bússola tipo Brunton DQL-8, rádio comunicador Motorola modelo ep450S e localizador pessoal SPOT Gen3. Mapa base com estradas, drenagens e fazendas foram utilizados em conjunto com o GPS para localização em campo (Anexo VII).

1.4.2 Métodos

1.4.2.1 Cronograma de atividades

O Projeto Monte do Carmo realizou suas atividades pré-campo, campo e pós-campo no período de março a novembro, com defesa de monografia na primeira semana de dezembro. Durante o período, estabeleceu-se um cronograma para o tempo previsto de realização de atividades e entrega dos produtos (Tabela 1.3).

| Cronograma de Atividades - Projeto Monte do Carmo | | | | | | | | | | | |
|---|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Etapa | Atividades | Mar | Abr | Mai | Jun | Jul | Ago | Set | Out | Nov | Dez |
| Pré-Campo | Revisão Bibliográfica | | | | | | | | | | |
| | Geologia regional | | | | | | | | | | |
| | Elaboração do Mapa Base | | | | | | | | | | |
| | Processamento e Interpretação dos dados de Sensoriamento Remoto | | | | | | | | | | |
| | Interpretação dos dados geofísicos | | | | | | | | | | |
| Campo | Fotointerpretação | | | | | | | | | | |
| | Trabalho de Campo | | | | | | | | | | |
| | Mapa Geológico | | | | | | | | | | |
| | Introdução | | | | | | | | | | |
| Pós-Campo | Revisão Cap. Geologia Regional | | | | | | | | | | |
| | Revisão Cap. Materiais e Métodos | | | | | | | | | | |
| | Cap. Petrografia | | | | | | | | | | |
| | Cap. Geologia Estrutural | | | | | | | | | | |
| | Cap. Geologia Econômica | | | | | | | | | | |
| | Cap. Evolução Geológica | | | | | | | | | | |
| | Defesa do trabalho final | | | | | | | | | | |

Tabela 1.3. Cronograma de atividades

1.4.2.2 Etapa Pré-Campo

A primeira parte do trabalho abordou o levantamento bibliográfico de trabalhos pré-existent na região, com o objetivo de entender o contexto geológico regional da área a ser estudada. Em especial contribuíram autores como Costa, Fuck e Gorayeb, e os professores do Instituto de Geociências em conjunto com profissionais que trabalharam na região, foram convidados pelo coordenador do projeto para dar palestras sobre a região a ser estudada.

Também foram empregadas ferramentas importantes para o estudo da região, tais como mapas de levantamentos aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria, imagens de satélites, modelos digitais de elevação e fotografias aéreas. Todas estas ferramentas foram importantes para delimitar feições geológicas, morfológicas, lineamentos, drenagens, e vias de acesso, entre outras. Toda esta etapa se deu de março a junho de 2018.

1.4.2.3 Etapa de Campo

A etapa de campo teve duração de 20 dias, entre as datas de 01 a 20 de julho de 2018, com sede de atividades na cidade e município de Porto Nacional-To. As atividades realizadas foram, principalmente, de campo, embora atividades de escritório também tenham sido executadas.

As atividades de campo se concentraram na realização de perfis preferencialmente NW-SE, motivados pela disposição em direção NE-SW das grandes estruturas e unidades, além de discriminação dos diferentes tipos de rochas e estruturas em escala mesoscópica, coleta de amostras, medidas estruturais e confecção do mapa geológico preliminar de campo.

A área XII possui cerca de 100 km², percorridos por veículos (micro-ônibus, Kombi e caminhonete). Ao total foram visitados 155 pontos, sendo 99 de afloramentos e 56 de controle, com coleta sistemática de 36 amostras.

1.4.2.4 Etapa Pós-Campo

A etapa pós-campo teve duração de 4 meses, com período de realização entre agosto e novembro. Durante este período foram encaminhados lotes com, no mínimo, 10 seções delgadas para cada área, de rochas que contemplassem a maior variedade de unidades litológicas do Projeto Monte do Carmo. Foram selecionadas amostras representativas para subsequentes análises geoquímicas de elementos maiores e menores, assim como difratometria de raios-X para auxiliar nas interpretações e no refinamento do mapa geológico. A área XII foi contemplada com 15 seções delgadas, 9 análises de difratometria de raios-X e 6 amostras para geoquímica.

As interpretações dos dados obtidos foram realizadas de acordo com a compartimentação do projeto em domínios estruturais e litológicos, assim como o estabelecimento dos eventos tectono-metamórficos da região.

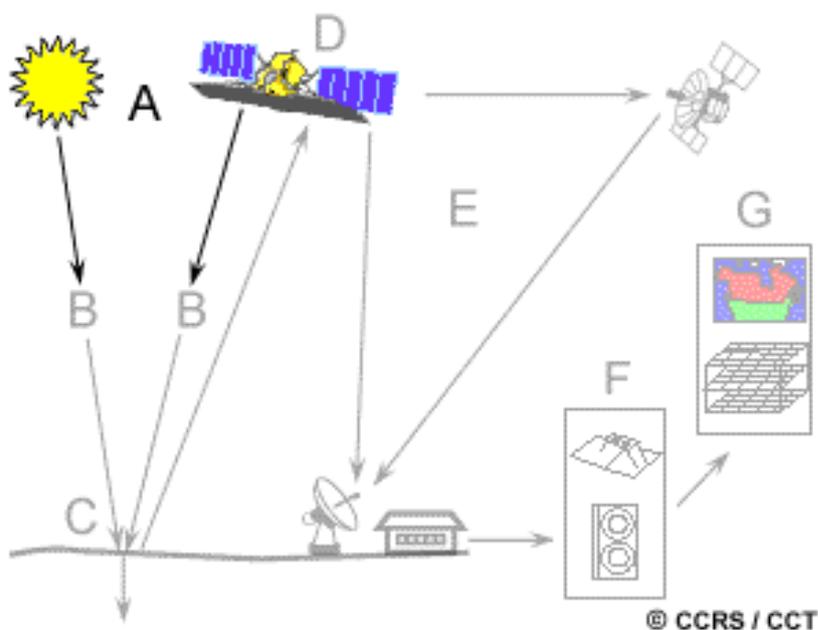
Foram feitas propostas de revisões a bibliografias base do projeto, e levantada novas questões sobre a região, incentivando a realização de futuros estudos e pesquisas.

1.4.2.5 Sensoriamento Remoto

De acordo com Lillesand e Kiefer (1994), sensoriamento remoto não é só uma ciência, mas a arte de conseguir informação de um alvo que pode ser objeto ou área através de dados retirados por um sensor sem possuir contato direto.

Esses sensores medem a radiação eletromagnética (REM) que é gerada por uma fonte e propagada até um corpo, que reage de uma forma específica absorvendo parte da radiação e reemitindo o restante como mostrado na figura 1.8.

Figura 1.8. Alvo reagindo a REM e retornando ao sensor



Fonte: CCRS/CCT

1.4.2.6 Fotoleitura, fotoanálise e fotointerpretação

A fotointerpretação foi feita a partir do método de estereoscopia, onde duas imagens são sobrepostas formando uma imagem que fornece informação em três dimensões. A partir desta imagem é possível identificar diferenças de texturas geradas por aspectos como relevo (quebras positivas e negativas), vegetação e estruturas geradas por lineamentos e foliações, entre outras.

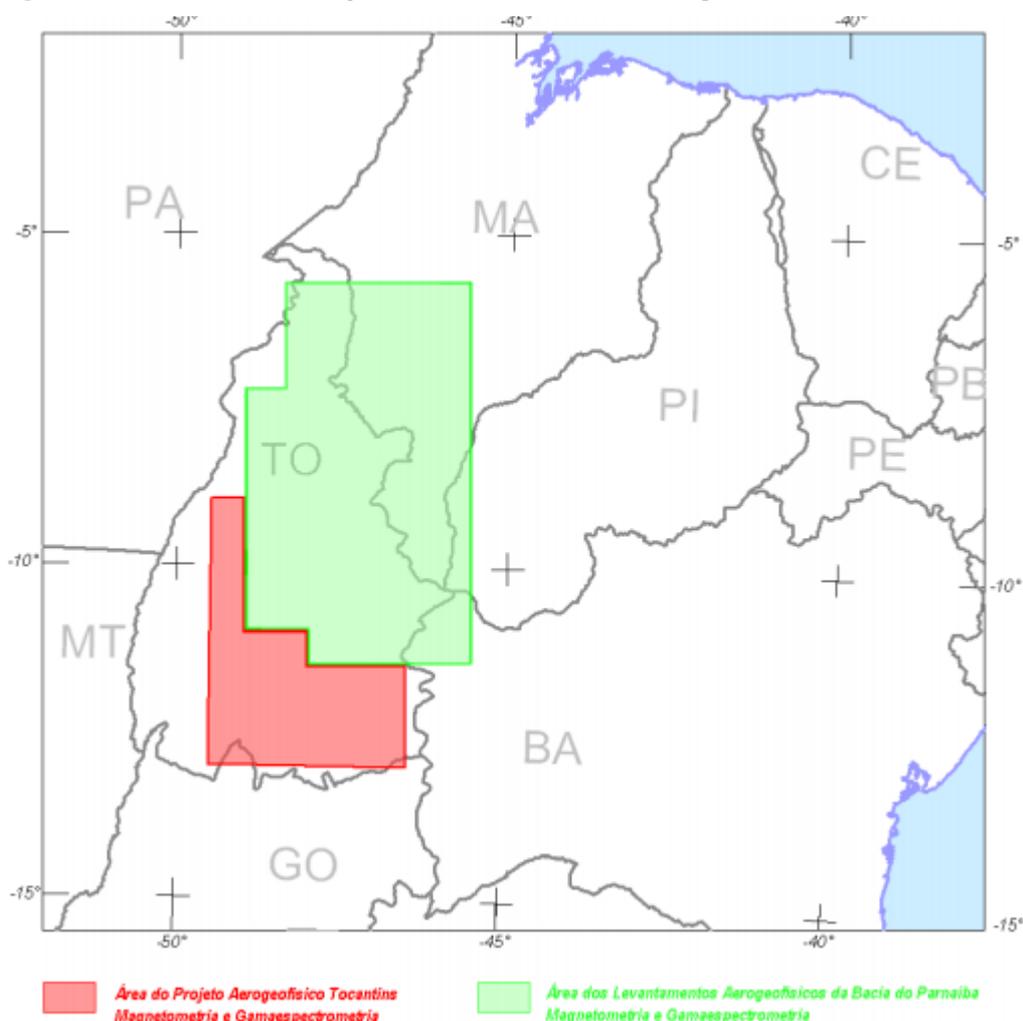
Existem dois métodos de fotointerpretação; o método convencional (utilizado pela escola americana) e o método lógico-sistemático (utilizado pela escola francesa). O último citado foi escolhido para este trabalho (Arcanjo, 2011).

O método lógico-sistemático desenvolvido em 1966 pelo francês M. Guy consiste inicialmente da fotoleitura, onde são reconhecidas as principais feições apresentadas na imagem (drenagens, estradas e áreas urbanas, entre outras). Em seguida, vem a etapa de fotoanálise, onde são traçadas drenagens, quebras positivas e negativas, e lineamentos. Também são observados aspectos como diferenças na tonalidade e vegetação. Depois são separadas as zonas fotolitológicas; ou seja, zonas que possuem mesmas características e, por fim, é feita uma interpretação geológica ou fotointerpretação a partir de todos os aspectos analisados anteriormente.

1.4.2.7 Aerogeofísica

Os dados aerogeofísicos utilizados neste trabalho são referentes a dois projetos como mostra a figura 1.9, ambos envolvendo levantamentos magnetométricos e gamaespectométricos. O primeiro foi realizado na região correspondente à Bacia do Parnaíba, e o segundo é conhecido como projeto aerogeofísico Tocantins. A Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) foi a responsável pelo levantamento dos dados que ocorreu durante os anos de 2004 a 2006.

Para a execução dos levantamentos foram destinadas aproximadamente 5500 horas de voo, gerando 544.446 km de perfis e uma área de 240.000 km². As linhas de voo foram orientadas nas direções N-S e E-W e possuem espaçamento de 0,5 km, enquanto que as linhas de controle tiveram espaçamento de 4,0km. A altura de voo escolhida foi de 100 m com tolerância de 50 m por quilômetro voado.

Figura 1.9. Área de realização dos levantamentos aerogeofísicos


Fonte: CPRM, 2014

Os métodos utilizados para o processamento de dados foram os seguintes: Remoção do campo normal (IGRF) baseada na diferença temporal entre os períodos de aquisição de dados nestas áreas, além da diferença no IGRF calculado e a remoção da variação magnética diurna.

Os dados foram obtidos e processados pela Prof^a. Dr^a Roberta Mary Vidotti, quem disponibilizou todos os produtos da magnetometria e da gamaespectrometria utilizando o software Geosoft Oasis Montaj 8.3.3. Em relação à magnetometria, foram gerados mapas da 1^o derivada, Gradiente Horizontal Total (GHT), Sinal Analítico 3D (SA3D) e a derivada TILT. No caso da gamaespectrometria foram gerados mapas utilizando as variações das razões eU/eTh, eU/K, eTh/K.

1.4.2.7.1 Método Aeromagnetométrico e Gamaespectométrico

O **Método da Aeromagnetometria** se baseia na leitura de sinais magnéticos em profundidade. Esse sinal tem como fontes primordiais os minerais magnéticos magnetita, pirrotita e ilmenita. Estes são encontrados em maiores concentrações em rochas máficas/ultramáficas, porém, devido a vários processos, tendem a serem formados e concentrados em zonas de falhas e fraturas. Isso faz com que através da aplicação do método aeromagnético, seja possível investigar a estruturação de uma região em profundidade.

Os lineamentos observados nos produtos geofísicos são capazes de fornecer importantes informações a respeito da composição dos minerais magnéticos das rochas em profundidade, das feições estruturais e do arcabouço estrutural regional. Desta forma, este produto auxilia na identificação das principais falhas, as grandes zonas de cisalhamentos (rúpteis, rúpteis-dúcteis e dúcteis) e os grandes dobramentos e sua cinemática regional.

O **Método Gamaespectométrico** é uma das ferramentas mais importantes do mapeamento geológico, pois fornece informação direta a respeito das associações litológicas aflorantes. É largamente utilizado na prospecção mineral para a identificação de litologias devido à variação dos conteúdos de minerais que possuem os elementos U, Th e K em sua estrutura química.

A gamaespectometria estuda a intensidade da radiação emitida a partir do decaimento dos isótopos ^{40}K , ^{232}Th e ^{238}U , sendo medida por meio dos sensores do gamaespectômetro e, por fim, convertida em valores numéricos que quando processados resultam em mapas que mostram as áreas mais e menos ricas em tais elementos. Um fator limitante do método é a posição da fonte, que não ultrapassa 50 cm de profundidade. Sendo assim, o método é confiável apenas para investigações rasas, não sendo possível a observação de materiais mais profundos.

1.4.2.8 Mineralogia e Geoquímica

1.4.2.8.1 Difractometria de Raios-X

A análise por DRX foi realizada no Laboratório de Difração de Raios-X do IG/UnB, usando um difratômetro RIGAKU – ULTMA IV, operando com tubo de cobre e filtro de níquel sob 35 kV e corrente de 15 mA, velocidade da varredura de 2°/minuto e

passos de 0,05°. As Análises foram realizadas no intervalo 2θ de 0° a 60° e o processo consistiu em três varreduras: uma da argila normal, outra com etileno glicol, e por fim com glicerol.

A composição mineralógica de amostra total e da fração argila foi determinada por Difractometria de Raio-X no aparelho Rigaku D-MAXB com radiação em tubo correspondente ao $\text{CuK}\alpha$ e velocidade de varredura de 2°/min, intervalo de medida de 0,05° e intervalo de varredura de 2° a 65°. A preparação de amostras (rocha total e fração argila) seguiu as técnicas de rotina do Laboratório de Difractometria de Raio-X do Instituto de Geociências da UnB (Tabela 1.4).

Tabela 1.4. Protocolo de preparação de amostras para determinação mineralógica por difratometria de raio-x

| Determinação mineralógica |
|--|
| 1 - macerar a amostra > dispor em lâmina para amostra total > proceder para leitura em equipamento ; |
| 2 - extração da fração argila pelo método de sedimentação (Lei de Stokes) > orientar a amostra em lâmina > proceder para leitura no equipamento; |
| 3 - após a leitura da fração argila, solvatar com etileno glicol por 12h > proceder para leitura no equipamento; |
| 4 - após leitura, fazer o tratamento térmico a 490°C por 4h30min > proceder para leitura no equipamento. |

Após análise das amostras, os difratogramas gerados foram interpretados e os minerais foram identificados com apoio do software JADE 9.0 da MDI, que dispõe de rotinas de busca automática de picos e pesquisa de possíveis minerais no banco de dados PC-PDF (Powder Diffraction File – PDF para PC/ICDD).

1.4.2.8.2 Geoquímica de Elementos Maiores e Traços

A composição química de amostras de pó de rocha foi determinada de acordo com o seguinte protocolo:

i) Perda ao Fogo (PF)

A Perda ao Fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (Tabela 1.5).

Tabela 1.5. Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis

| Determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis | |
|--|--|
| 1 - Pesar o cadinho de porcelana vazio (Mcv)+ 1,0000 ± 0,0001g de amostra (Ma); | |
| 2 - queimar por 8h em forno mufla a 500°C; | |
| 3 - esfriar em dessecador e obter o peso (Mf); | |
| 4 - calcular a porcentagem de PF pela fórmula: [(Mcv + Ma) - Mf]*100/Ma; | |
| 5 - repetir os passos de 2 a 4. Considerar a PF efetiva caso a diferença de uma queima para outra não ultrapassar 2%. Caso seja maior, repetir os passos de 2 a 4. | |

ii) Digestão das Amostras

Em laboratório limpo, as amostras de rocha foram digeridas seguindo o protocolo mostrado na tabela 1.6 com mistura ácida (HF, HCl, e HNO₃) e H₂O₂ em savillex®, utilizando chapa quente e capela de exaustão.

iii) Determinação Química

As soluções coletadas no laboratório após as digestões foram analisadas para a determinação da concentração de elementos maiores e de alguns traços por ICP_OES (Agilent 5100 Dual-View) no Laboratório de Geoquímica da UnB.

Tabela 1.6. Protocolo de abertura de amostras em Savillex®

| Etapa | Procedimento |
|-------|--|
| 1 | Pesa-se a amostra de forma a obter 0,1 g |
| 2 | Adição de 4 ml de HF + 1 ml de HNO ₃ a 120 °C por 36 horas |
| 3 | Após a evaporação a 90 °C, adição de 3 ml de HCl 6 M+ 1 ml de HNO ₃ a 120 °C por 48 horas. Após esta etapa, se ainda houver matéria orgânica não dissolvida, adiciona-se 2 ml de H ₂ O ₂ + 2 ml de HNO ₃ a frio por 24 horas e mais 12 horas a 120 °C. Se a dissolução total ocorrer, passa-se para a etapa 4. Caso contrário, adiciona-se pequenas alíquotas de 0,5 ml de H ₂ O ₂ em chapa quente a 60 °C com cuidado e atenção para evitar o desprendimento de gases de forma vigorosa. Prossegue-se esta etapa até a completa eliminação da matéria orgânica. |
| 4 | Após evaporação a 90 °C, adição de 2 ml de HCl 6M a 120 °C por 24 horas. |
| 5 | Após evaporação a 90 °C, adição de 1 ml de HCl 6M a 120 °C por 8 horas |
| 6 | Após evaporação a 90 °C, o resíduo é solubilizado em solução de HCl 2M e diluído até obter |

volume final de 25ml.

1.4.2.8.3 Microsonda Eletrônica

As análises foram realizadas no equipamento JEOL modelo JXA-8230, sob voltagem de 15kV e corrente de 10 nA, tempos de contagem de 10 segundos nos picos, e 5 segundos nos *background* superior e inferior, usando um diâmetro feixe de aproximadamente 01 μm . Os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P (ferro assumido como Fe^{2+}) foram determinados sobre lâminas delgadas, polidas e metalizadas com carbono.



2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 Introdução

As investigações pioneiras realizadas na região de Porto Nacional e Monte do Carmo remetem aos projetos Araguaia (Ramos e Barbosa, 1967), Letos (Costa et al., 1976) e RADAMBRASIL (Cunha et al., 1981). Com a metodologia pautada essencialmente no uso de fotografias aéreas e reconhecimento de campo, foram construídas as primeiras sínteses geológicas, e propostas hipóteses do entendimento tectônico regional da Província Tocantins, cujos resultados foram publicados por Costa (1982), Costa et al. (1984) e Gorayeb (1996). Costa et al., (1984) individualizaram as demais unidades litoestratigráficas, tomando como base mapeamentos geológicos realizados pela Universidade Federal do Pará -UFPA, bem como reconhecimentos de campo de Barbosa et al., (1966) e dados geofísicos. O até então chamado de Complexo Goiano (Cunha et al., 1981) foi desmembrado em diversas outras unidades granulíticas, gnáissicas, graníticas e vulcano-sedimentares. Apoiado por algumas poucas datações radiométricas, Costa et al., (1984) apontaram ainda uma evolução geológica policíclica para a região, envolvendo os eventos tectônicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro (Hasui et al., 1980).

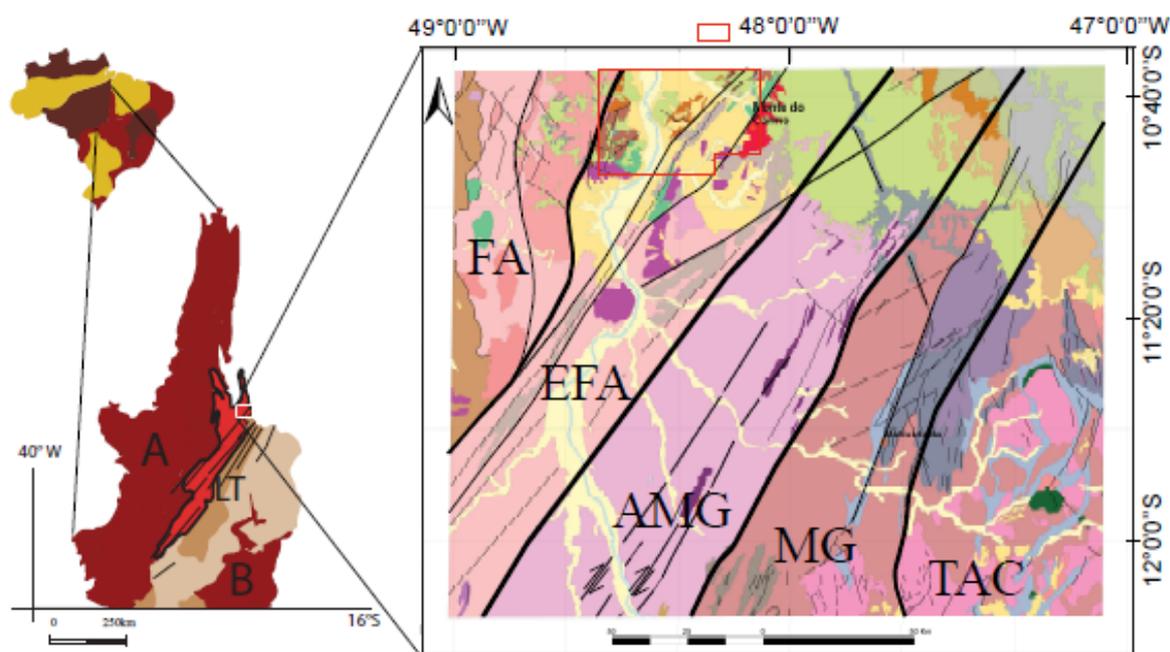
Interpretações aerogeofísicas realizadas por Haralyi & Hasui (1985) propiciaram o surgimento dos primeiros modelos tectônicos envolvendo colisão de blocos crustais arqueanos.

2.2 Contexto Tectônico e Estratigráfico

A área em estudo abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba e encontra-se inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da faixa Brasília e a porção meridional da faixa Araguaia (Figura 2.1). Ao leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, ao oeste, encontram-se os limites do Cráton Amazônico.

A **Província Estrutural Tocantins** está inserida na porção central do Brasil. Foi definida por Almeida et al., (1977) e Hasui et al., (1984) como uma compartimentação geotectônica decorrente da amalgamação dos crátons Amazônico, São Francisco e do Bloco Paranapanema, na porção oeste do supercontinente Gondwana, durante a Orogênese Brasileira ao longo do Neoproterozoico e o Eocambriano. Tal colisão resultou na formação dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos das Faixas Brasília, Araguaia e Paraguai.

Figura 2.1. Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Porto Nacional-Monte do Carmo



Modificado de: Geologia e recursos minerais da região de Palmas - folhas Miracema o Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A: estado do Tocantins. RIBEIRO, Pedro Sérgio Estavam; ALVES, Cleber Ladeira, 2017.

Modificado de: SABOIA, André Menezes. O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do Grupo Natividade, estado de Tocantins. 2009. 96 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

Legenda Provincias Brasil

- Bacias Paleozoicas Intracratônicas
- Faixas Móveis Neoproterozoicas
- Províncias Cratônicas

Legenda Provincia Tocantins

- Arco Magmático de Goiás
- Faixas Móveis: A) Araguaia B) Brasília
- Maciço de Goiás
- Embasamento Paleoproterozoico

Legenda

FA: Faixa Araguaia; EFA: Embasamento da Faixa Araguaia; AMG-Arco Magmático de Goiás; MG: Maciço de Goiás e TAC: Terreno Almas-Cavalcante

Principais Unidades Litoestratigráficas e Litodêmicas

- | Fanerotozoico | Paleoproterozoico |
|---|---|
| ■ Formação Pimenteiras, Grupo Canindé | ■ Sítio Intrusiva Ipeueiras |
| ■ Neoproterozoico | ■ Granito do Carmo |
| ■ Sítio Gabro-Anortositica Carneira Comprida | ■ Almas Cavalcante - unidade gnássica-migmattica |
| ■ Granito Matança | ■ Almas Cavalcante - unidade ortognássica-granítica |
| ■ Formação Monte do Carmo | ■ Complexo Rio dos Mangues |
| ■ Ortognaisses do Oeste do Goiás | ■ Complexo Porto Nacional-Unidade Ortoderivada |
| ■ Pale-Mesoproterozoico | □ Área do Projeto Monte do Carmo |
| ■ Grupo Natividade | |

Fonte: Modificado de Ribeiro, 2017 e Saboia, 2009 pelos alunos do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

A **Faixa Brasília** é um sistema de dobramentos neoproterozóicos que ocupa a porção leste da Província Tocantins (Almeida et al., 1981; Fuck, 1994; Costa e Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Marini et al., 1984b; Fuck, 1994). Esta faixa ocorre nos estados do Tocantins, Goiás, Distrito Federal e Minas Gerais, e se estende por cerca de 1100 km da direção N-S (Pimentel et al. 1998, 2000, 2004). A **Faixa Araguaia**, localizada na porção

setentrional da província, possui orientação N-S e vergência das estruturas em direção ao Cráton Amazônico (Alvarenga et al., 2000).

Na região de Porto Nacional-Natividade, entre a Faixa Brasília e Faixa Araguaia, o Lineamento Transbrasiliano (LTB) é a principal feição estrutural observada (Schobbenhaus Filho et al., 1975), responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive as unidades granito-gnáissicas do embasamento paleoproterozóico, além das unidades meso-neoproterozóicas (Gorayeb et al., 1988). Esse lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada N20E-S20W, provavelmente de idade Paleoproterozóica, que foram posteriormente reativadas em regime rúptil-dúctil e rúptil no Meso e Neoproterozóico (Costa et al., 1984, 1988a; Hasui et al., 1984; Costa, 1985; Gorayeb et al., 1988). O LTB na Província Tocantins apresenta orientação N35E e é bem caracterizado por foliações, lineações de estiramento e eixos de alongamento maior de boudins dispostos no plano da foliação milonítica (Dantas et al., 2007). Os critérios cinemáticos e elementos estruturais indicam movimentação sinistral e dextral em diferentes porções estudadas na região (Hasui e Mito, 1988; Strieder et al., 1994).

Ao longo do LTB, ocorrem as rochas relacionadas ao **Arco Magmático de Goiás**, que é descrito como um terreno de assinatura isotópica juvenil localizado na porção oeste da Faixa Brasília, representando um expressivo episódio de acreção de crosta neoproterozóica durante a formação do supercontinente Gondwana. É composto por sequências metavulcanossedimentares associadas a ortognaisses tonalíticos a graníticos. Sua evolução começou há aproximadamente 900 Ma, como arco de ilha interoceânico (Pimentel e Fuck, 1992), com um evento magmático posterior entre 630-600 Ma durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusian (Cordani et al., 2013).

Existem controvérsias sobre o posicionamento do **Maçiço de Goiás** (MG) no contexto tectônico da Província Tocantins. O MG é uma unidade geotectônica constituída essencialmente de: (I) terrenos arqueanos- paleoproterozóicos de complexos gnáissicos dômicos do tipo TTG e greenstone belts metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito inferior (Jost et al., 2013) e (II) complexos máficos ultramáficos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava) associados a sequências vulcanossedimentares (Correia et al., 1997). Diversos autores propõem que o MG teria sido amalgamado na margem oeste da Faixa Brasília durante a orogenia neoproterozóica (e.g., Jost et al., 2013). No entanto, trabalhos recentes reinterpretam a história evolutiva do maciço, e sugerem que a acreção desse micro

continente à Faixa Brasília teria ocorrido durante o paleoproterozóico (Cordeiro e Oliveira, 2017).

Segundo Soares (2005), os valores médios de velocidade da onda P (V_P) e V_P/V_S (velocidade da onda S) da Faixa Araguaia, Arco Magmático de Goiás, Maciço de Goiás e sob o cinturão de dobras e empurrões a oeste do Craton do São Francisco, indicam crosta de composição félsica, exceto para a camada da crosta inferior do domínio da Faixa Araguaia. Os dados possibilitaram separar a raiz máfica-ultramáfica dos terrenos do Arco Magmático de Goiás e apontar suturas neoproterozóicas relacionadas à subducção da placa do São Francisco para oeste, e do Amazonas para leste durante a formação da Província Tocantins. Estes resultados mostraram que a anomalia gravimétrica positiva do Brasil central é gerada pela ascensão do manto neoproterozóico sob a crosta mais fina do arco Magmático de Goiás.

2.2.1 *Litoestratigrafia e Geocronologia*

Com intuito de organizar a apresentação do trabalho, serão descritas a seguir as unidades existentes na região do Projeto Monte do Carmo segundo critérios geocronológicos, descrevendo das unidades mais antigas para as mais recentes.

A mais importante unidade geotectônica presente na região é o **Complexo Granulítico Porto Nacional** (CGPN), definido por Costa et al. (1982), e incluído no Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional por Gorayeb et al. (2000a). O complexo é constituído de rochas com protólitos de idades próximas a 2.14 Ga (Gorayeb et al., 2000b), dispostas em uma faixa com orientação NE-SW e uma largura aproximada de 35 km, e tendo uma parte recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Gorayeb, 1996). Apresenta rochas metamórficas tanto ortoderivadas quanto paraderivadas que atingiram fácies granulito, e se reequilibraram posteriormente em condições metamórficas de menor grau. Os principais litotipos são granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e raros charnockitos e granitos peraluminosos (Gorayeb, 1996; Chaves et al., 2008).

Gorayeb (1996) descreve a **Formação Morro do Aquiles**, definida primeiramente por Costa et al. (1982) como uma unidade do Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfibolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragnaisseis aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, e rochas metavulcânicas básicas e ácidas intercaladas

com ortognaisses e anfibolitos (Sachett, 1996; Gorayeb et al., 2013). A formação aflora principalmente entre as cidades de Porto Nacional e Brejinho de Nazaré, em uma faixa com direção NE-SW, e em faixas de menor extensão junto a granulitos, anortositos e granitóides miloníticos (Gorayeb, 1996). As rochas desta formação encontram-se localmente truncadas pelos plútons da Suíte Lajeado, ou limitadas por falhas, gerando contatos tectônicos com as formações mais novas do Fanerozóico.

Na região de estudo, encontram-se algumas suítes graníticas. Os eventos magmáticos granitogênicos ocorridos no paleoproterozóico, responsáveis pela formação das suítes, são interpretados como uma resposta ao fechamento de bacias de arcos vulcânicos no final do ciclo transamazônico. Dentre elas, pode-se citar a **Suíte Intrusiva Ipueiras**, composta de sete corpos graníticos e rochas vulcânicas associadas cogenéticas (Bezerra et al., 1981). Posteriormente, foi redefinida por Chaves e Gorayeb (2007) em quatro plútons graníticos paleoproterozóicos: Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo. Segundo Chaves (2008), estes corpos têm caráter subalcalino e peraluminoso, com assinatura geoquímica de granitos anorogênicos, e dispostos ao longo de uma faixa orientada NNE-SSW. A partir de datações em zircões pelo método Pb-Pb, Chaves e Gorayeb (2007) definiram a idade de cristalização desses corpos graníticos em torno de 2,08 Ga. As idades modelo Sm-Nd com valores de T_{DM} entre 2,19 a 2,15 e $\epsilon_{Nd}(2,08 \text{ Ga})$ entre +2,5 e +2,9, indicam curto tempo de residência crustal para a rocha fonte da qual derivou este magmatismo granítico. Os valores de ϵ_{Nd} indicam contribuição mantélica na formação desses granitos, conferindo um caráter juvenil. Saboia (2009) fez uma correlação entre o *Granito do Carmo* e a Suíte Vulcânica Santa Rosa baseada na similaridade de idade, dos padrões de ETR e dos elementos traços. O referido autor propôs que essas unidades foram geradas a partir de acreção juvenil paleoproterozóica durante a fase tardia do Evento Transamazônico.

A **Suíte Vulcânica Santa Rosa** também faz parte das suítes paleoproterozóicas presentes na área. Esta suíte é caracterizada por uma sequência de rochas vulcânicas ácidas (riolitos, dacitos e piroclásticas, como tufos e brechas) com baixo grau metamórfico. Os estudos geocronológicos realizadas por Sachett et al. (1996), determinaram idades de 2,1 Ga por meio do método de U-Pb, enquanto Saboia et al. (2009) obtiveram idades semelhantes pelo método U-Pb de 2,08 Ga e T_{DM} entre 2,11 e 2,12 Ga, além de valores positivos de ϵ_{Nd} que definem uma fonte mantélica paleoproterozóica com forte influência continental, em níveis crustais pouco profundos.

A **Formação Monte do Carmo** foi proposta por Costa et al. (1976), como uma sequência vulcanossedimentar composta por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e máficas, além de pacotes de arenitos, siltitos, ardósias, grauvacas, conglomerados e arcóseos. O pacote de rochas vulcânicas foi subdividido em duas sequências, conforme a compartimentação proposta por Saboia et al. (2009) e Braga et al. (2008): (I) Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinha composta por basaltos, gabros e andesitos e (II) Sequência Pedra Furada, composta por riolitos, dacitos e rochas piroclásticas félsicas com tufos e brechas. As Idades modelo T_{DM} obtidas por Saboia (2009) variam entre 1.91 e 0.86 Ga, indicando que a Formação Monte do Carmo foi derivada de fontes paleo- a neoproterozóicas. Ribeiro e Alves (2017) obtiveram idades U-Pb em zircão de brecha vulcânica e basalto andesítico de 643 ± 10 Ma e $588,8 \pm 8,6$ Ma, respectivamente. Frasca et al. (2010) e Saboia (2009) interpretam o ambiente de formação da sequência relacionando-o à abertura de um *rift* continental.

Uma questão que permanece em aberto é a correlação entre a Formação Monte do Carmo e o Grupo Natividade. O **Grupo Natividade** foi distinguido inicialmente por Moore (1963) e denominado *Série Natividade* por Hasui et al. (1984). Foi definido por Costa et al., (1976) como um grupo constituído por uma sequência metassedimentar polideformada e metamorfizada em fácies xisto verde baixo. O grupo aflora de forma descontínua na região de Porto Nacional e Natividade-Almas (Saboia, 2009), sustentando serras e elevações de direção NE-SW a sudeste de Porto Nacional, na Serra Manoel do Carmo, e a sul-sudoeste de Monte do Carmo (Costa et al., 1984; Gorayeb, 1996). A unidade compreende quartzitos puros e micáceos intercalados com níveis de conglomerados polimíticos, filitos, mármore dolomíticos e ardósias, com frequentes estruturas sedimentares primárias, como marcas de onda, estratificação plano-paralela e cruzada tabular (Gorayeb, 1996). A ausência de intercalações de rochas vulcânicas não permite definir idade precisa para o Grupo Natividade, porém, Marques (2009) discute a correlação do Grupo Natividade com as fases pós-rifte da Bacia Araí, que recebeu a deposição do grupo homônimo. Pimentel et al. (1991) atribuíram idade de 1771 ± 2 Ma (U-Pb) para a cristalização de riolitos que ocorrem na base da Formação Arraias, interpretando tal dado como a idade deposicional do Grupo Araí. Essas considerações colocam o Grupo Natividade como integrante dos processos de rifteamento que afetaram o Brasil Central durante o Estateriano (1,8 a 1,6 Ga).

Em relação ao magmatismo Neoproterozóico na região de Porto Nacional, Gorayeb (1996) descreveu a existência de outras suítes no final do neoproterozóico (em torno de 540

Ma), com associação de granitos alcalinos, charnockitos, anortositos e rochas máficas. Dentre elas, citar destaca-se a **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**, a qual foi definida por Gorayeb (1996) como composta por um plúton alongado na direção NNE-SSW, de 25 Km de comprimento e 8 a 10 Km de largura. Esta suíte se encontra inserida na *Zona de Cisalhamento dúctil de Porto Nacional*, encaixada em xistos da Formação Morro de Aquiles. Os dados geocronológicos indicam idades de 2.07 Ga em cristais de zircão pelo método de evaporação de Pb (Gorayeb e Moura, 2001). Porém, Lima et al. (2008) consideram que essa idade corresponde a idades de zircões herdados de um material crustal mais antigo. Esses autores dataram as rochas máficas pelo método U-Pb em zircão e encontraram idades de 526 Ma e 533 Ma, além de obter uma idade modelo de 2160 Ma, e valores de ϵ_{Nd} variando entre -7 e -12,24. A idade modelo é compatível com a contribuição de rochas pertencentes ao embasamento formado pelas rochas dos Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional.

A **Suíte Aliança**, também de idade neoproterozóica, foi definida por Frasca (2010) como um conjunto de granitos, granodioritos e tonalitos peraluminosos, com idade em torno de 600 Ma. A suíte é composta por dois corpos intrusivos distintos: o tonalito-granodiorito Aliança e o tonalito Serra do Tapuio (Bizzi et al., 2003). Os dois apresentam-se amalgamados entre os complexos granulíticos Rio dos Mangues e Porto Nacional, e são, assim, interpretados como parte do embasamento da Faixa Araguaia.

A **Suíte Santa Luzia** é outra suíte com idade neoproterozóica, e foi primeiramente chamada de Granito Santa Luzia. A suíte foi definida por Costa et al. (1983) como um conjunto de rochas graníticas, com morfologia arredondada e diques associados, intrudindo rochas metassedimentares do *Grupo Estrondo*. O nome “Suíte Santa Luzia” foi empregada por Hasui et al. (1984) para integrar rochas de composição granítica e granodiorítica dentro desta unidade. Os estudos geocronológicos realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) obtiveram idades de 593 Ma em zircões segundo o método U-Pb, coincidente com a idade obtida por Frasca (2010).

Por fim, a última suíte neoproterozóica da região é denominada **Suíte Lajeado**. Esta foi definida inicialmente por Barbosa et al. (1966) para agrupar corpos graníticos próximos à cidade de Lajeado. Tal denominação foi utilizada posteriormente por Gorayeb et al., (2001; 2013) para agrupar três corpos graníticos paleoproterozóicos: *Palmas*, *Matança* e *Lajeado*. Ribeiro & Alves (2017) mantiveram a designação de Gorayeb et al. (2013) e adicionaram o Granito Aroeiras, de dimensões reduzidas comparadas às dos outros corpos. Os granitos dessa unidade possuem assinatura geoquímica subalcalina e caráter metaluminoso a levemente

peraluminoso (Gorayeb et al., 2013). Os dados geocronológicos, pelo método de evaporação de Pb em zircão, revelam idades de cristalização entre 552 e 545 Ma. As análises isotópicas de Sm-Nd forneceram idades modelo T_{DM} variando entre 2,1 e 1,7 Ga, e valores de ϵ_{Nd} (0,55 Ga) variando entre -10 e -13, sugerindo envolvimento da crosta paleoproterozóica na formação desses granitos (Gorayeb et al., 2013). A Suíte representa, assim, uma granitogênese do tipo A tardi-colisional, desenvolvida em regime extensional, marcando o final da evolução da Faixa Araguaia.

De idade paleozóica, as rochas da borda sul da **Bacia do Parnaíba** se encontram na região de estudo. Na literatura mais antiga, essa bacia intracratônica é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. A bacia, de 665.888 km², localiza-se entre os crátons Amazônico e São Francisco, distribuindo-se pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (Vaz et al., 2007). Com comprimento de aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura, a bacia apresenta forma elíptica, contendo uma pequena espessura em comparação à sua grande extensão, o que está relacionado à subsidência tectônica flexural que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (Figueiredo e Raja-Gabaglia, 1986). A espessura da coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição (Vaz et al., 2007), com 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames, e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclásticas (Góes et al., 1994; Vaz et al., 2007). As rochas são principalmente formadas por sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos (Góes et al., 1994; Vaz et al., 2007), em embasamento de rochas metamórficas e ígneas de várias idades. Almeida & Carneiro (2004) afirmam que o desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu sobre embasamento continental durante a fase de estabilização da plataforma Sul-Americana, e sua subsidência ocorreu no Ciclo Brasileiro devido a eventos térmicos pós-orogênicos. As rochas da Bacia do Parnaíba se destacam na morfologia apresentando escarpas, planaltos e planícies, formando o *Gráben* de Porto Nacional (Gorayeb, 1996). Essas rochas foram divididas estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano/Eo-devoniano); Grupo Canindé (Mesodevoniano-Carbonífero); Grupo Balsas (Neocarbonífera-Eotriássica); Formação Pastos Bons (Jurássico) e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) (Vaz et al., 2007).

Na região de Monte do Carmo, as coberturas sedimentares de idades paleozóicas recobrem discordantemente grande parte da área, e afloram, predominantemente, as rochas do Grupo Canindé e do Grupo Serra Grande. O **Grupo Canindé** é representado pelas Formações

Itaim e Pimenteiras, de idade Devoniana (Góes e Feijó, 1994), e ocorre recobrando os chapadões da Serra do Lajeado, ao norte da área do projeto, além de ocupar extensas áreas em ambas as margens do Rio Tocantins. Consiste, principalmente, de folhelhos cinza-escuros a pretos esverdeados, em parte bioturbados. São radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia (Vaz et al., 2007). Várias estruturas sedimentares podem ser observadas, assim como a ciclicidade deposicional. Della Fávera (1990) descreveu estratificação cruzada tabular ou sigmoidal, e uma mudança de tendência transgressiva para regressiva na passagem gradacional para a *Formação Cabeças*, que lhe é sobreposta. Além disso, eventos de tempestades podem ser evidenciados pela presença de estruturas como *hummocky* e camadas de base plana e topo ondulado, além de corpos arenosos sigmoidais. A deposição é interpretada como de ambientes neríticos plataformais, variando desde plataforma interna, até plataforma aberta com intercalações de siltito e arenito. A sedimentação remete a um ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades. A *Formação Pimenteiras* limita os depósitos da planície do Tocantins desde 30 km ao sul de Lajeado até Porto Nacional, onde cede lugar às rochas do embasamento (Góes e Feijó, 1994).

O **Grupo Serra Grande** é representado pela *Formação Jaicós*, de idade Siluriana (Costa, 1984), a qual ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutida no interior de *grábens* na borda da Bacia do Parnaíba. O contato com a *Formação Pimenteiras*, a sudeste do município de Palmas, se dá por falha normal e de forma discordante sobre o *Granito Lajeado*. Ocupa, ainda, áreas abatidas por falhamentos na margem oeste do Rio Tocantins, além de aflorar na base da *Serra das Cordilheiras*, entre 5 e 10 km a oeste do município de Porto Nacional. A formação é caracterizada por arenitos médios conglomeráticos, localmente arcoseanos, mal selecionados e imaturos texturalmente. Há presença constante de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalhos subordinados (Góes e Feijó, 1994).

As rochas da Bacia do Parnaíba apresentam-se truncadas por três principais lineamentos que foram responsáveis pelo controle das direções deposicionais até o Eocarbonífero, sendo eles: Pico-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Lineamento Transbrasiliano (Vaz et al., 2007). No Estado do Piauí, algumas intrusões kimberlíticas, como as de Redondão, Gilbués e Fazenda Largo, foram encontradas intrudindo as sequências. De idade

cretácea, essas intrusões são controladas pelo Lineamento Transbrasiliano (Kaminsky et al., 2009).

Por fim, na área de estudo, destaca-se a ocorrência de **coberturas detrítico-lateríticas ferruginosas**, compostas por quartzo e argilominerais, e horizontes concrecionários de óxidos e hidróxidos de ferro. Segundo Ribeiro e Alves (2017), esses depósitos recobrem parcialmente várias unidades da área de estudo. Nos domínios das rochas da Bacia do Parnaíba, as coberturas se desenvolveram quase exclusivamente sobre os siltitos argilosos e arenitos finos da base da *Formação Pimenteiras*. Estas coberturas encontram-se também expostas em vastas áreas planas no topo da *Serra do Lajeado*. Já as coberturas desenvolvidas sobre as rochas da Faixa Araguaia são mais restritas, descontínuas e pouco espessas. Geralmente, ocorrem como *platôs* lateríticos constituídos por materiais detríticos diversos, como areia, fragmentos de rocha e de veios de quartzo.

Além destas coberturas, as **coberturas do quaternário**, caracterizadas por Ribeiro & Alves (2017) como pacotes arenosos com gradação para níveis de granulação mais grossa até níveis conglomeráticos mosqueados, compactados por uma matriz argilosa, ocorrem na região. Estes sedimentos inconsolidados são relacionados à evolução do Rio Tocantins, alinhado N/S, cujo fluxo de montante para jusante é direcionado da parte meridional para a parte setentrional.

Com o intuito de sintetizar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas na tabela 2.1, de acordo com os critérios geocronológicos.

Tabela 2.1. Dados geocronológicos e isotópicos das unidades descritas, tomados da literatura existente

| Unidade | | Idade (Ma) | $T_{DM}(Ga)$ | $\epsilon ND_{(t)}$ | Autores |
|---------------|-----------------|------------------------|----------------|-------------------------|--------------------------------|
| Suíte Lajeado | Granito Palmas | 548 \pm 2 Ma (Pb-Pb) | 1,73 e 1,81 Ga | (0,55 Ga) -10,3 | Gorayeb <i>et al.</i> , (2013) |
| | | - | 1,67 Ga | (0,55 Ga) -9,73 | Ribeiro e Alves (2017) |
| | Granito Matança | 552 \pm 4 Ma (Pb-Pb) | 1,93 e 2,10 Ga | (0,55 Ga) -13,3 e -13,1 | Gorayeb <i>et al.</i> , (2013) |

| | | | | | |
|---|-----------------------------------|--|----------------------|----------------------------------|--------------------------------|
| | | 551±4 Ma (U-Pb) | 1,58 Ga | (0,55 Ga) -10,31 | Ribeiro e Alves (2017) |
| Granito Lajeado | | 547±4 Ma (Pb-Pb) | 1,71 e 1,86 Ga | (0,55 Ga) -10,5 e -9,8 | Gorayeb <i>et al.</i> , (2013) |
| | | 554±5 Ma (U-Pb) | 1,82 Ga | (0,55 Ga) -9,16 | Ribeiro e Alves (2017) |
| Granito Aroeira | | - | 1,4 Ga | (0,55) -4,73 | Ribeiro e Alves (2017) |
| | | 571±2 Ma (Pb-Pb) | - | - | Quaresma e Kotschoubey (2001) |
| Suíte Aliança: Granodiorito-Tonalito Aliança | | 593±59 Ma (U-Pb) | - | - | Ribeiro e Alves (2017) |
| Formação Monte do Carmo | Brecha vulcânica | 643±10 Ma (U-Pb) | - | - | Ribeiro e Alves (2017) |
| | Andesitos | 588±8 Ma (U-Pb) | - | - | Ribeiro e Alves (2017) |
| | Piroclástica félsica | Idade máxima de deposição em torno de 600 Ma (Pb-Pb) | 1,54 a 1,91 Ga | (0,588 Ga) -5,32 e -10,37 | Saboia (2009) |
| | Arcóseo | - | 1,67 e 1,85 Ga | (0,588 Ga) -8,96 e -11,11 | Saboia (2009) |
| | Máficas | - | Entre 0,86 e 1,01 Ga | (0,588 Ga) Entre +1,08 e +3,10 | Saboia (2009) |
| Grupo Natividade | | Idade máxima de deposição de 1779±6 Ma | - | - | Silva <i>et al.</i> , (2005) |
| Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida | Intrusão Carreira Comprida | 2071±4 Ma (Pb-Pb) ¹ | - | - | Gorayeb e Moura (2001) |
| | Intrusão Rio Crixás | 526±5 (U-Pb) | 2,16 Ga | (1,68-2,16 Ga) entre -7 e -12,24 | Lima <i>et al.</i> , (2008) |
| Suíte Ipueiras | Granito Ipueiras | 2073±2 Ma (Pb-Pb) | 2,15 e 2,17 Ga | (2,08 Ga) +2,49 e +2,89 | Chaves <i>et al.</i> , (2008) |

| | | | | | |
|--|----------------------------|--|-------------------------|-----------------------------|---------------------------------|
| | Granito Itália | 2078 \pm 4 Ma (Pb-Pb) | - | - | Chaves <i>et al.</i> , (2008) |
| | Granito Areias | 2086 \pm 5 Ma (Pb-Pb) | 2,18 e 2,19 Ga | (2,08 Ga) +2,27 e +2,26 | Chaves <i>et al.</i> , (2008) |
| | Granito do Carmo | 2083 \pm 21 Ma (U-Pb) | 1,99 e 2,07 Ga | (2,08 Ga) +3,35 e +3,52 | Maia (2016) |
| | | 2048 \pm 13 Ma (U-Pb) | 2,13 Ga | (2,04 Ga) +2,05 | Saboia <i>et al.</i> , (2009) |
| | | 2045 \pm 34 Ma (Pb-Pb) | - | - | Sachett <i>et al.</i> , (1996) |
| | Suíte Vulcânica Santa Rosa | 2086 \pm 10 Ma (U-Pb) | 2,11 e 2,17 Ga | (2,08 Ga) entre +2,2 e +2,9 | Saboia (2009) |
| | | 2137 \pm 12 Ma (Pb-Pb) | - | - | Sachett <i>et al.</i> , (1996) |
| Complexo Granulítico Porto Nacional | Paraderivadas | 2072 \pm 3 a 2110 \pm 3 Ma (Pb-Pb) | 2,55 Ga | (2,15 Ga) -1,56 | Gorayeb <i>et al.</i> , (2000); |
| | | | | | Gorayeb & Moura (2002) |
| | Ortoderivadas | - | 2,40 Ga | - | Gorayeb <i>et al.</i> , (2000); |
| 2097 \pm 2; 2153 \pm 1 e 2125 \pm 3 Ma (Pb-Pb) | | - | (2,15 Ga) +0,97 e +2,16 | Gorayeb & Moura (2002) | |

¹As idades obtidas nos anortositos foram atribuídas a zircões herdados no trabalho de Lima (2008).
 Fonte: Projeto Monte do Carmo 2018.



3 GEOLOGIA DO PROJETO

3.1 Aerogeofísica do Projeto Monte do Carmo

3.1.1 *Aeromagnetometria*

No Projeto Monte do Carmo (PMC) foi feita uma análise dos produtos da **aeromagnetometria** da seguinte forma:

- I. Retirada dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos do TILT e 1Dz (Primeira derivada vertical) com posterior divisão dos domínios estruturais marcados preferencialmente pela direção de seus lineamentos. O principal objetivo é auxiliar o entendimento do arcabouço estrutural e comparação com a resposta em superfície dos corpos rochosos da região.
- II. Retirada de lineamentos menores com o auxílio dos produtos do Sinal Analítico 3D (SA3D) junto com a 1Dz, com a divisão dos domínios a partir da composição dos minerais magnéticos. O principal objetivo é dividir os domínios baseando-se na assinatura magnética, a partir da amplitude do sinal analítico dos seus lineamentos menores, a fim de comparar com os afloramentos em superfície e com o fechamento de contatos.

3.1.1.1 **Domínios Magnéticos-estruturais**

A partir dos produtos da aeromagnetometria disponíveis para a região do Projeto Monte do Carmo (PMC), foi possível a divisão da área em seis domínios estruturais distintos com base no padrão e orientação dos lineamentos (Figura 3.1).

O domínio I está a noroeste das áreas do PMC, fora da área do mapeamento. Esse domínio é caracterizado basicamente por lineamentos de direção N-NE.

O domínio II se encontra a oeste da área do PMC, compreendendo apenas uma parte das áreas 1 e 5. Esse domínio é caracterizado por lineamentos orientados predominantemente na direção E-W, na porção sul, que migram de NE para norte com algumas feições alíneas NW de menor expressão.

O domínio III intercepta a metade oeste das áreas do PMC. É limitado por duas falhas transcorrentes de cinemática sinistral, a leste e a oeste, com direção NE, formando uma grande zona de cisalhamento. Esse domínio é caracterizado por lineamentos longos e

contínuos delimitando sigmóides quilométricos. Na porção sul, os lineamentos possuem uma direção predominante E-W e tendem à direção NE na parte central, retornando para E-W na porção norte. Também estão presentes alguns lineamentos de direção NW, relacionados a falhas e fraturas antitéticas da zona de cisalhamento.

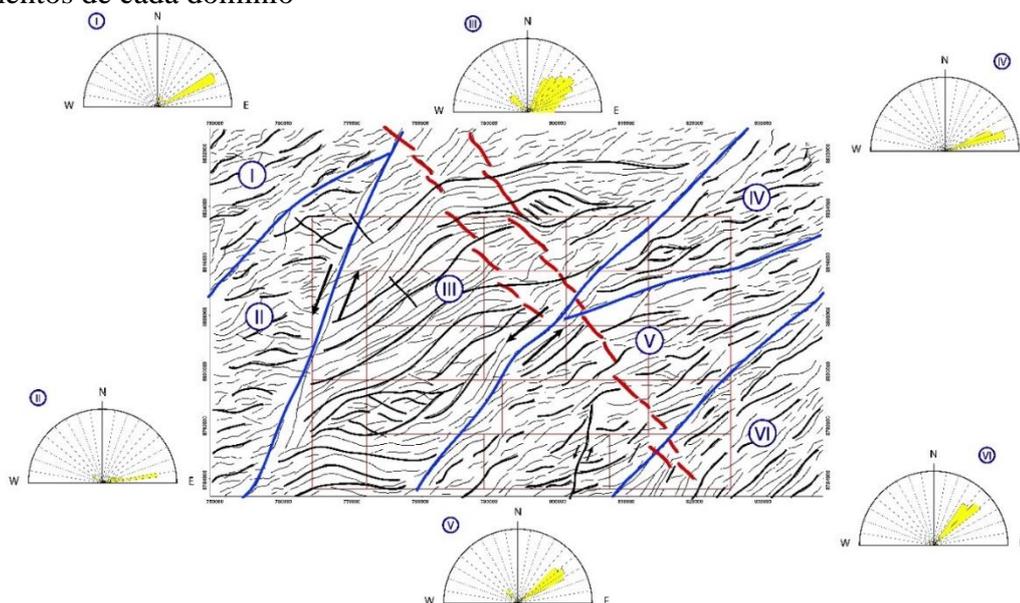
O domínio IV abrange as áreas do extremo nordeste do PMC. Nesse domínio os lineamentos possuem uma direção predominantemente NE, como sigmóides discretos de cinemática sinistral, chegando até 10 km de comprimento.

O domínio V intercepta a metade leste das áreas do projeto. Nele os lineamentos ocorrem predominantemente com direção NE com outros de menor expressão NW. Nesse domínio também foi possível inferir uma falha transcorrente N-S na porção sul.

O domínio VI inclui as áreas do extremo sudoeste do projeto e é caracterizado por lineamentos de direção NE bem delimitados.

Portanto, de forma geral, a direção predominante de estruturação dos domínios é NE, com algumas porções E-W e N-S relacionadas às curvas dos sigmóides que exibem uma cinemática predominantemente sinistral. Na porção central da área do PMC, diques de diabásio estão encaixados nesses lineamentos NW, cortando toda a área de NW para SE.

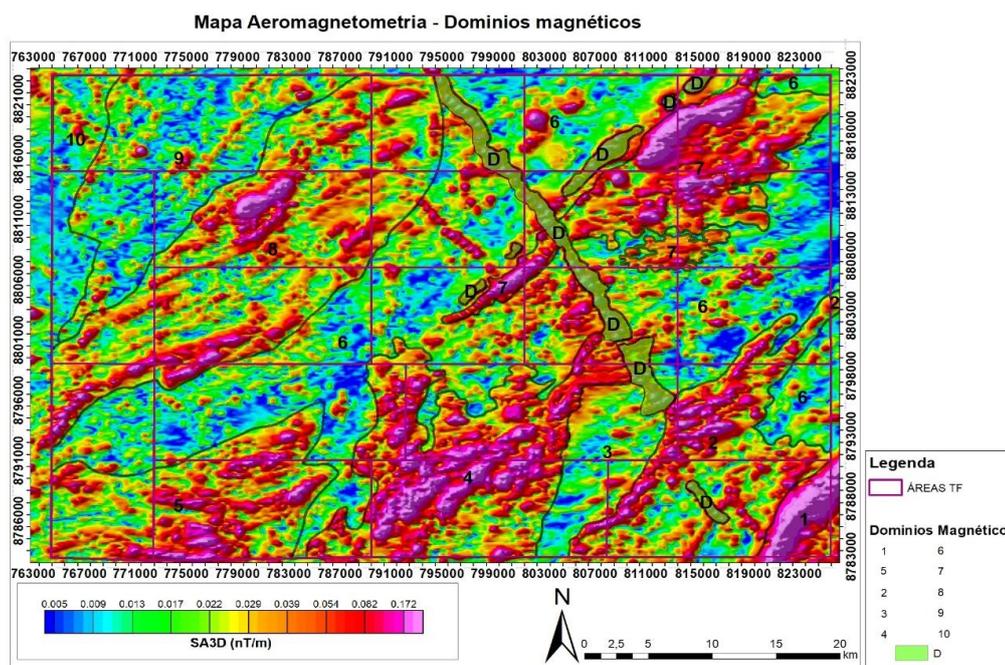
Figura 3.1. Mapa dos lineamentos estruturais interpretados da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT). As linhas azuis delimitam os 6 domínios, nomeados por números romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os diques de diabásio. Ao redor da imagem podem ser observadas as rosetas, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio



3.1.1.2 Domínios Magnético-composicionais

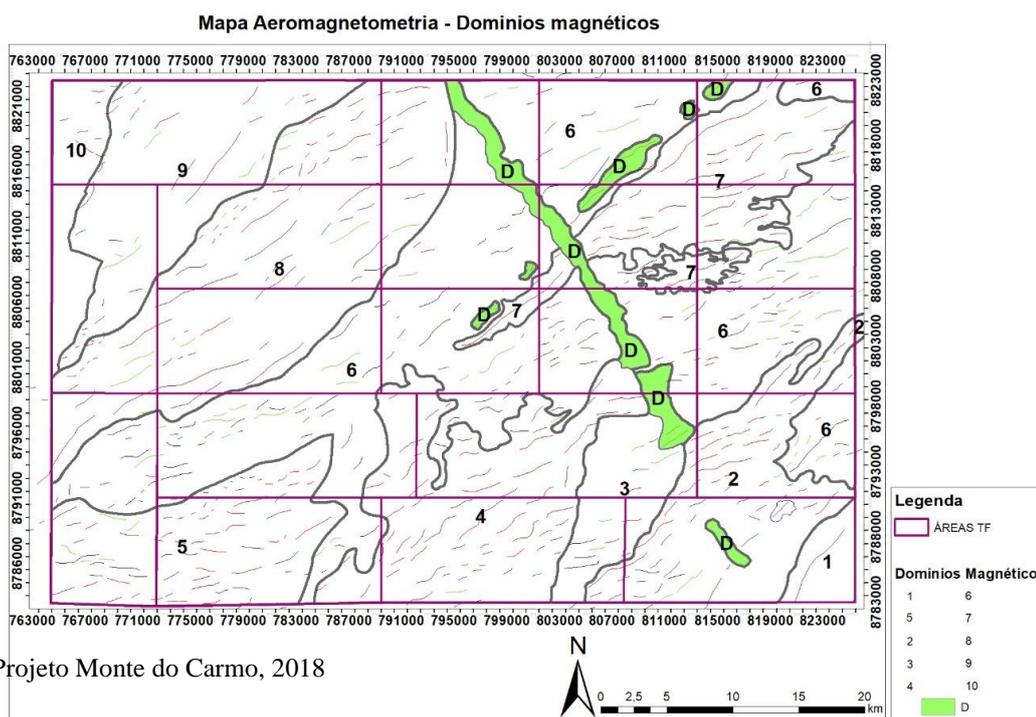
Foram gerados, também, mapas com domínios magnetométricos (Figuras 3.2 e 3.3) baseado na composição magnética, a partir da interpretação dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D, dividido em 11 domínios magnéticos, que estão sintetizados na Tabela 3.1.

Figura 3.2. Mapa de domínios magnéticos SA3D



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Figura 3.3. Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Tabela 3.1. Características dos principais domínios com base nas assinaturas magnéticas

| DOMÍNIO | DESCRIÇÃO |
|---------|--|
| 1 | Domínio marcado por uma amplitude muito alta, homogêneo, com valores de 0,172 nT/m. O alinhamento preferencial é N45E. |
| 2 | Domínio marcado por uma amplitude alta a muito alta, com valores que variam de 0,082 a 0,172 nT/m, não homogêneos, com sinal enfraquecendo na porção sudeste do domínio. O domínio também é definido por um trend NE forte de alta amplitude com uma tendência sigmoidal. |
| 3 | Domínio com uma amplitude baixa, que varia a média em eventuais locais, apresentando um trend NS bem marcado que divide o domínio na porção Leste. A amplitude tem sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m. Alguns locais possuem uma amplitude alta com trend EW. |
| 4 | Anomalia magnética sigmoidal, com um trend preferencial NE dos lineamentos de alta intensidade. Homogêneo, apresenta um sinal entre 0,082 a 0,172 nT/m. |
| 5 | Domínio magnético de intensidade alta. Padrão dos lineamentos de alta e baixa intensidade seguindo um trend EW e curvando para NE. O sinal possui uma variação na sua intensidade que varia de Leste a Oeste. Na parte Leste, o domínio possui intensidade baixa, de 0,017 a 0,022 nT/m. Na porção centro-leste, o domínio apresenta uma amplitude de 0,082 nT/m que varia até 0,172 nT/m. |
| 6 | Domínio de baixa intensidade, marcada por uma estruturação NE dos lineamentos de baixa amplitude. Eventuais corpos de alta intensidade estão presentes no domínio. Os lineamentos se apresentam como pequenos sigmóides. A intensidade é 0,005 a 0,013 nT/m. |
| 7 | Domínio de alta intensidade (0,172 nT/m), estruturalmente marcado pelo trend NE. Os lineamentos são exclusivamente de alta intensidade, fortemente marcados. Em setores centrais o valor do sinal diminui para 0,082 nT/m, sendo, porém, alto ainda. |
| 8 | Domínio sigmoidal, muito bem marcado. Os lineamentos também são sigmoidais, tanto de alta quanto de baixa intensidade. O sinal não é tão forte nem tão homogêneo quantos nos demais domínios. O sinal na parte mais intensa atinge 0,082 nT/m, mas apresenta valores de 0,039 nT/m e 0,005 nT/m. |
| 9 | Domínio de baixa intensidade, marcado por lineamentos sigmoidais de baixa amplitude. Existem eventuais lineamentos de alta intensidade. No geral, o sinal é fraco, com valor |

de 0,005 nT/m. Corpos alinhados são muito definidos com estruturação NE.

10

O domínio é marcado pelo aumento no sinal e pelo trend NW, tanto dos lineamentos de alta quanto de baixa intensidade. O sinal é muito fraco (0,005 nT/m).

D

São grandes corpos alinhados segundo os trends NE e NW de alta intensidade, com valores médios de 0,082 nT/m.

A partir da análise dos dados aeromagnetométricos, é possível interpretar:

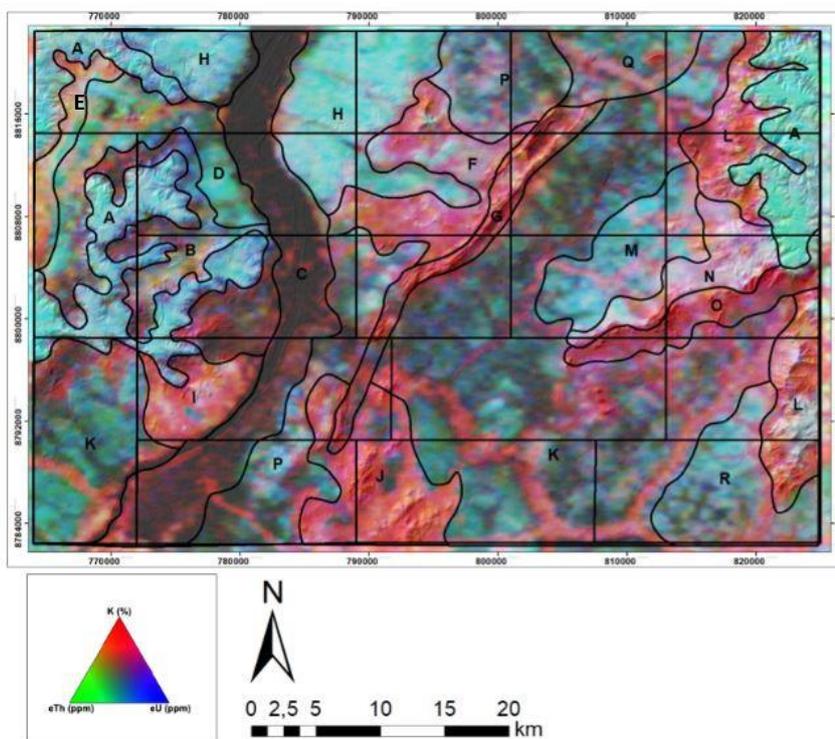
- i) - Há de fato uma forte estruturação com *trend* principal NE, além de diferenças na amplitude do sinal e também estruturas menores com formatos sigmoidais. As duas grandes estruturas são grandes zonas de cisalhamento com cinemática sinistral, com sigmóides incluídos, reforçando esse cisalhamento.
- ii)- Existem duas gerações de diques; uma NE e outra NW, que são correlacionadas a nível de afloramento.
- iii)- Existe uma forte correlação entre a estruturação extraída da magnetometria e os lineamentos extraídos do MDE (Modelo Digital de Elevação).
- iv)- As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas juntamente com variações litológicas. Onde a amplitude do sinal aumenta drasticamente, é possível observar corpos MUM (máficos-ultramáficos). Já quando a amplitude se apresenta com valores altos a moderados, encontram-se rochas félsicas com minerais magnéticos associados, tais como gnaisses tonalíticos com ilmenita como mineral acessório. Quando a amplitude é muito baixa ou baixa, trata-se de rochas sem nenhum mineral magnético associado em sua assembleia, como por exemplo quartzitos e rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.
- v)- Existe uma estruturação N-S que coloca rochas com alta amplitude magnética e baixa amplitude magnética lado a lado, indicando um grande falhamento.
- vi)- Os domínios magnéticos indicam um grande contraste entre rochas de composição magnética e outras com menos magnetismo. O método da susceptibilidade magnética das assembleias minerais, porém, não é o método mais adequado para traçar contatos regionais, sendo melhor indicado para o arcabouço estrutural, definindo as principais zonas de cisalhamentos e falhas.

3.1.2 *Gamaespectrometria*

Os produtos gerados no processamento **gamaespectométrico** foram: Potássio (K), segundo contagem total de potássio, dado em valor percentual (%); Tório (eTh), segundo contagem total de equivalente de tório em partes por milhão (ppm); Urânio (eU), segundo contagem total de equivalente de urânio em partes por milhão (ppm); eU/eTh, segundo razão entre os equivalentes dos elementos urânio e tório; eU/K, segundo razão entre o equivalente do elemento urânio e do elemento potássio; K/eTh, segundo razão entre o elemento potássio e equivalente do elemento tório; CT (contagem total), com somatório dos isótopos dos três elementos, dada em porcentagem; RGB, como combinação ternária entre K, eTh e eU, dado nas cores vermelho, verde e azul, respectivamente; e CMY, como combinação ternária entre K, eTh e eU, nas cores ciano, magenta e amarelo, respectivamente.

O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectométricos foi a composição ternária RGB, resumindo-se na divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radio elementos quantificados durante a aquisição dos dados (Figura 3.4). Na Tabela 3.2 são consignadas as características das regiões definidas.

Figura 3.4. Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo, delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018)

Tabela 3.2. Análise dos domínios gamaespectrométricos

| DOMÍNIO | RGB | eU | K | eTh | INTERPRETAÇÃO |
|---------|------------------------|----------------|----------------|-------------|---|
| A | Branco e ciano | Muito alto | Baixo | Muito alto | Domínio de relevo plano, apresentando contato anastomosado com outros domínios. A alta concentração de eTh e eU está relacionada à presença de crosta laterítica e às rochas da Bacia do Parnaíba. Grande parte da ocupação do solo é destinada à atividade agrícola. |
| B | Preto, Azul e Vermelho | Baixo | Baixo-Moderado | Baixo | Ocorre na porção oeste da área, encaixado com as rochas da Bacia do Parnaíba. O relevo é plano a suavemente ondulado e a resposta gamaespectrométrica é relativamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K. |
| C | Preto | Baixo | Baixo | Baixo | Esse domínio representa o Rio Tocantins. Possui como principal característica baixa concentração nos três canais e coloração preta no produto RGB. |
| D | Verde Azulado | Baixo | Baixo | Moderado | Apresenta relevo plano e resposta verde azulada no produto RGB. O canal de eTh se destaca em relação aos eU e K. |
| E | Vermelho Amarelado | Baixo-Moderado | Muito alto | Alto | Bordeado pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e pelo domínio D, essa região destaca-se das suas redondezas por apresentar altos K, e eTh, e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua resposta no RGB apresenta tons de vermelho amarelado. |
| F | Vermelho Rosado | Moderado | Alto | Baixo | Relevo suave a ondulado, formando corpos levemente circulares e alongados. Esse domínio apresenta alta concentração em K. |
| G | Vermelho | Baixo | Moderado-Alto | Muito Baixo | Esse domínio é caracterizado por uma serra de relevo acentuado e direção NE. Representa a sequência vulcanossedimentar Monte do Carmo. |
| H | Ciano | Muito alto | Baixo | Muito alto | Domínio próximo ao Rio Tocantins, de relevo plano e caracterizado por forte cor de ciano na composição RGB. Os valores de eU e eTh são expressivamente mais altos que os de K. Trata-se da área onde se localiza a cidade de Porto Nacional. Corresponde a terraços aluviais pliocenos. |
| I | Vermelho e Branco | Baixo | Muito alto | Baixo | Relevo plano a suave, ondulado, com formato circular. Esse domínio apresenta alta concentração de K em relação aos outros canais e provavelmente representa os granitos da unidade Aroeiras |
| J | Vermelho | Baixo | Muito alto | Baixo | Esse domínio, de relevo suave a forte e ondulado, com formato circular, está relacionado à presença da intrusão granítica pertencente a Suíte Ipeúras. O alto K está ligado à composição dos granitos, ricos em feldspato potássico |
| K | Verde Musgo | Baixo | Moderado-Baixo | Baixo | Extenso domínio de relevo plano, caracterizado pelo tom de verde musgo na composição RGB e pelos valores baixos nos três canais. Representa ausência de afloramentos e/ou presença de lateritos. |
| L | Vermelho | Moderado | Muito alto | Moderado | Relevo forte ondulado, com resposta alta no canal do potássio causada pela acumulação, na rede de drenagem, de argilominerais gerados pelo intemperismo de folhelhos da Formação Pimenteiras |

| | | | | | |
|---|-------------------|---------------|---------------|----------------|---|
| | | | | | da Bacia do Parnaíba. |
| M | Ciano | Alta | Baixo | Alto | Domínio de relevo plano e contato anastomosado com os outros domínios. A cor ciano (valores altos de eU e eTh e baixo K) reflete ausência de afloramentos. |
| N | Branco e Vermelho | Moderado-Alto | Moderado-Alto | Alto | Apresenta contato anastomosado com os outros domínios e orientação NE. Relevo ondulado. Se destaca pela cor branco-avermelhada e valores altos de Eu, K e ETh. Pode estar relacionado aos granitos da Suíte Ipueiras. |
| O | Vermelho | Baixo | Alto | Moderado-Baixo | Faz contato com o domínio N e segue a mesma orientação NE. O relevo é ondulado. Os valores de K ressaltam em relação aos outros elementos. Pode estar relacionado aos quartzitos da Formação Monte do Carmo. |
| P | Ciano - Preto | Moderado | Baixo | Moderado | Domínio de relevo plano, apresentando tons de ciano e contato com a planície de inundação do Rio Tocantins e domínio delimitado pelo granito da Suíte Ipueiras. Esse domínio está provavelmente associado à ausência de afloramentos e/ou presença de laterito. |
| Q | Verde | Moderado | Baixo | Moderado | Relevo plano e baixo valor de K e moderado de eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito. |
| R | Ciano | Moderado | Baixo | Moderado | Domínio apresenta relevo plano e baixo K em relação ao eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito. |

3.2 Unidades Litoestratigráficas do Projeto Monte do Carmo

3.2.1 Introdução

As unidades litoestratigráficas que compõem o Projeto Monte do Carmo foram mapeadas em escala 1:50.000 e definidas com base em critérios petrográficos, estruturais, deformacionais e metamórficos. A partir da identificação e descrição dessas unidades, e com o auxílio do sensoriamento remoto e da aerogeofísica, foi possível a elaboração do mapa geológico integrado do Projeto Monte do Carmo (Anexo VIII).

Os afloramentos são escassos, devido às condições climáticas e à geomorfologia da região. Eles ocorrem principalmente como lajedos, blocos (rolados, basculados, e *in situ*) e matacões. As melhores exposições desses afloramentos são geralmente leitões de drenagens, morrotes e ao longo de cortes de estrada.

3.2.1.1 Complexo Granulítico Porto Nacional

O Complexo Granulítico Porto Nacional está localizado a oeste da área do projeto Monte do Carmo, disposto em faixas anastomosadas com *trend* que varia de E-W a NE-SW, e é composto por rochas paraderivadas e ortoderivadas. Ocorre principalmente nas áreas I, III, V, VI, VIII, X e XI. As rochas pertencentes a essa unidade estão associadas a um baixo

topográfico, onde os melhores afloramentos ocorrem próximos às rochas dos grupos Serra Grande e Canindé.

Os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes intercalados dentro da unidade ortoderivada, em geral alongados e paralelos à estruturação regional. As rochas do complexo Porto Nacional estão metamorfizadas em fácies xisto verde alto/ anfíbolito baixo a fácies granulito, onde o grau metamórfico aumenta de leste para oeste nesse complexo.

A unidade ortoderivada compreende granada-hornblenda gnaisses tonalíticos, clinopiroxênio-ortopiroxênio-biotita gnaisses tonalíticos, olivina-plagioclásio-piroxênio gnaisses, cianita-plagioclásio-hornblenda gnaisses, anfíbolitos, granulitos máficos, clorita-talco-tremolita xistos, enderbitos e metamáficas.

A unidade paraderivada compreende gnaisses feldspáticos, estauroлита-silimanita-granada gnaisses, biotita-hornblenda-grafita gnaisses, silimanita-granada-biotita gnaisses, cianita-silimanita-granada gnaisses, gonditos, xistos grafitosos e granitos peraluminosos, que foram colocados pela associação com rochas paraderivadas. Os gonditos ocorrem como blocos isolados, sem um padrão associado aos pontos de ocorrência do mesmo; os xistos grafitosos ocorrem como lentes dentro dos paragnaisses.

3.2.1.2 **Formação Morro do Aquiles**

A Formação Morro do Aquiles está localizada na parte centro norte e sudoeste do projeto Monte do Carmo, e é definida por contatos tectônicos e cortada por zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE. Ocorre principalmente nas áreas II, VI, VII e XII.

Ela compreende granada-muscovita xistos, granada-hornblenda gnaisses, muscovita-biotita gnaisses, muscovita-biotita migmatitos, andaluzita xistos, metabásicas, metaultrabásicas, gonditos e xistos grafitosos. Os xistos grafitosos ocorrem de forma restrita nessa unidade e os gonditos ocorrem sem um padrão, de forma isolada em meio a paragnaisses e outros xistos.

3.2.1.3 **Plutônicas sin- a pós- tectônicas**

As rochas plutônicas localizam-se no centro norte do Projeto Monte do Carmo, principalmente na área VII, e são representadas por três corpos graníticos intrusivos nos xistos da Formação Morro do Aquiles. Elas correspondem aos granitos Torre, Santana, propostos

por Sachet (1996), e à Suíte Granítica Manduca, proposto pelo PMC, com cerca de 2 km, 1 km e 3 km de diâmetro, respectivamente.

O Granito Santana localiza-se na divisa com as áreas VI e VII, correspondendo a um biotita-granito de granulação grossa, milonitizado. Está associado a vegetação de mata densa e relevo movimentado.

A Suíte Granítica Manduca localiza-se nas áreas XII e VII e corresponde a dois corpos graníticos de granulação fina a média, variando em composição de granito a granodiorito, prevalecendo a fácies de muscovita-biotita granito médio. A suíte aflora próxima ao Córrego Manduca, intercalada com os xistos da Formação Morro do Aquiles, em uma estrutura do tipo “*roof pendant*”.

O Granito Torre localiza-se na divisa das áreas VII e II e corresponde a um muscovita-biotita granito, variando em composição até tonalito, com prevalência de fácies de granito médio de textura inequigranular.

3.2.1.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa

A Suíte Vulcânica Santa Rosa encontra-se na porção leste da área do Projeto. Está restrita às áreas IV, IX, XVI, XVIII e XIX. Sua melhor exposição está localizada a norte da cidade de Monte do Carmo, constituída por blocos e lajedos ao longo do Córrego Santa Rosa. Está associada ao Granito do Carmo e é composta por riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos.

3.2.1.5 Suíte Ipueiras (PP3gl(p))

A Suíte Ipueiras aflora nas porções centro-sul e leste da área do Projeto. Seus corpos estão alongados e apresentam dimensões batolíticas, sendo que o maior deles apresenta cerca de 24 km de comprimento, e o menor, 14 km. Suas melhores exposições encontram-se próximas ao município de Monte do Carmo e em fazendas nos arredores (Áreas IX, XIII, XIV, XVIII e XIX).

Esta unidade é representada por biotita-sienogranitos, hornblenda-biotita-monzogranitos, sienogranitos, monzogranitos, leucomonzogranitos, calcita-clorita-metagranitos e granodioritos.

3.2.1.6 **Suíte Aliança (NP3 γ a)**

A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada que ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, aproximadamente paralela às rochas da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida, fazendo contato tectônico com as rochas do Complexo Porto Nacional (por meio da Zona de Cisalhamento Santa Teresinha, definida pelo PMC) e com o Granito Matança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional). Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelas rochas dos Grupos Serra Grande e Canindé. A suíte ocorre nas áreas I, V e X.

Essa unidade é representada por hornblenda-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, tonalitos, gnaisses graníticos, hornblenda-biotita-diorito, biotita gnaiss tonalítico e metatexitos.

3.2.1.7 **Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida (NP3mca)**

Aflora na porção central da área, na Serra Manoel do Carmo, limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Primavera, definida pelo PMC, e a oeste pela Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo, apresentando aproximadamente 38 km de comprimento. Também se encontra presente na porção sudeste como um corpo expressivo de 22 km de extensão, e no nordeste da área com exposições restritas em drenagens. É constituída predominantemente por quartzitos puros, mas também por rochas metabásicas, metavulcanoclásticas, metassiltitos, filitos e metaconglomerados polimíticos.

3.2.1.8 **Intrusões Máficas-Ultramáficas**

Correspondem a corpos intrusivos localizados a leste da Serra Manoel do Carmo, aflorando desde o extremo nordeste da área do projeto até o sul. Apesar de apresentar poucos afloramentos, são rochas com elevada resposta magnética. Desta forma, a delimitação de seus corpos foi feita com o auxílio de produtos de aeromagnetometria.

Os corpos aflorantes na área em estudo são o Monte do Carmo e VE3 propostos por Lima et al. (2008), com maiores expressões nas áreas IV, IX e XIV. Esta unidade é composta por Ti-hematita-clorita-quartzo-xisto, quartzo-clorita-xisto, epidoto-clorita anfibolito, talco-tremolita-xisto, gabros, actinolita-epidoto-xisto, epidoto-clorita-xisto e hornblenda-piroxenito.

3.2.1.9 **Formação Monte do Carmo**

A Formação Monte do Carmo está localizada no extremo sudeste da área do Projeto. Suas melhores exposições encontram-se no caminho para a Fazenda da Escadinha, na área XVII. É constituída pelas Sequências Sedimentar (NP3mca), Vulcânica Ácida e Vulcânica Básica a Intermediária (NP3bmca). Os litotipos presentes na área de estudo são conglomerados polimíticos, grauvacas líticas, grauvacas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita-xistos e basaltos.

3.2.1.10 **Suíte Lajeado (NP3γ2mt)**

A Suíte Lajeado é composta por dois corpos graníticos e ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, fazendo contato tectônico com as rochas da Suíte Aliança por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional, e intrudindo as rochas da Formação Morro do Aquiles e da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida. Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelas rochas dos Grupos Serra Grande e Canindé. A suíte ocorre nas áreas I, V, X e XV.

Sua exposição se dá predominantemente na forma de blocos métricos in situ e na forma de lajedos. Essa unidade é representada pelos hornblenda-biotita sienogranitos que caracterizam o Granito Matança, e pelos granitos peraluminosos que caracterizam o Granito Aroeira.

3.2.1.11 **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**

A Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, de forma aproximadamente paralela à faixa de rochas do Complexo Porto Nacional. Encontra-se em contato tectônico com as rochas da Formação Morro do Aquiles por meio de uma zona de cisalhamento, em contato abrupto intrusivo respectivo ao Granito Aroeira (Suíte Lajeado) e, em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelas rochas dos Grupos Serra Grande e Canindé. A suíte ocorre nas áreas V, X, XI, XII e XV. Essa unidade é representada por meta-anortositos e hornblenda gabros das intrusões Carreira Comprida (e1δcc) e Morro da Mata (e1δmm), respectivamente.

3.2.1.12 **Bacia do Parnaíba**

As rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Parnaíba recobrem variadas unidades litológicas e estão presentes nos extremos leste e oeste da área do Projeto. Constituem as porções mais elevadas de serras escarpadas que bordejam a região e alguns perfis podem ser visualizados em cortes de estradas. Afloram a Formação Jaicós (pertencente ao Grupo Serra Grande; Ssgj), sobreposta em discordância erosiva sobre as unidades proterozóicas do embasamento, e a Formação Pimenteiras (pertencente ao Grupo Canindé; D23p). O contato entre essas duas formações é transicional, dado pela Formação Itaim.

A Formação Jaicós é composta por quartzo-arenitos, arenitos grossos, siltitos, paraconglomerados e ortoconglomerados, predominando os litotipos mais grossos. A Formação Itaim é constituída por intercalações entre níveis de silito com estratos de arenitos finos e médios. Já a Formação Pimenteiras é formada por siltitos de coloração marrom claro a acinzentada, e por arenitos ferruginosos.

3.2.1.13 **Diques e Soleiras**

Afloram predominantemente na porção leste da área do Projeto (predominantemente nas Áreas XIII, XIV e XVI). Eles apresentam um padrão característico nos produtos geofísicos de magnetometria. Estão dispostos segundo as direções E-W, NE-SW, constituídos por gabros e diabásio de idades Jurrásica/Triássica e Cretácea (Oliveira, 2017).

3.2.1.14 **Lateritos (Nqdl)**

As crostas lateríticas ocorrem em todas as áreas do Projeto Monte do Carmo, com variação na sua extensão em cada uma delas. Ocorrem em áreas de relevo aplainado, e também no topo de muitos morros, sempre recobrimdo unidades mais antigas. Foram encontradas, na área do projeto, crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

3.2.1.15 **Depósitos Aluvionares**

Os depósitos aluvionares ocorrem em um pouco mais de 70% das áreas do Projeto Monte do Carmo. São caracterizados como sedimentos inconsolidados associados a drenagens e áreas alagadas, tendo uma fração cascalhenta a arenosa predominante, e sedimentos finos com matéria orgânica.

Os depósitos mais expressivos deste tipo ocorrem associados ao Rio Tocantins, havendo ocorrências menores associadas a drenagens de menor porte. Ocorrem nas áreas I, II, III, IV, VI, VIII, X, XI, XII, XIII, XV, XVI, XVIII e XIX.

3.3 Geologia Estrutural

3.3.1 Introdução

A região do Projeto Monte do Carmo é caracterizada por uma trama anastomosada de *trend* NNE-SSW, onde os contatos entre as unidades litoestruturais são limitados por traços associados a zonas de cisalhamento. Essa trama cisalhante apresenta-se muitas vezes modificada por falhas normais de *trend* NW-SE, segmentando e embutindo unidades litoestruturais em diferentes níveis.

Zonas de cisalhamento são componentes comuns em vários terrenos metamórficos. Elas dividem grandes regiões em subdomínios ou blocos litotectônicos que contém elementos estruturais e tectônicos primários similares. A compreensão do histórico geológico e os processos tectônicos nessas regiões dependem do entendimento da relação tectônica dessas zonas de cisalhamento com as unidades adjacentes.

O mapeamento dessas zonas, assim como a definição dos domínios estruturais, aproveitou a integração de dados de aeromagnetometria, imagens de satélite e dados de campo. Nas imagens de aeromagnetometria, as zonas de cisalhamento são expressas na forma de estruturas de primeira ordem com forte contraste em relação às estruturas de segunda e terceira ordem. Em imagens de satélite, apresentam forte controle sobre feições superficiais como serras, rios e drenagens, e em campo apresentam tramas miloníticas e outras estruturas indicativas de regime dúctil.

3.3.2 Quadro Estrutural Regional

Ao todo, foram individualizadas 4 zonas de cisalhamento principais, denominadas de: Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN), Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC), Zona de Cisalhamento Cruz (ZCC) e Zona de Cisalhamento Areias (ZCA). Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (Figura 3.5).

A **ZCPN** está situada na parte oeste da área mapeada, apresenta traço sinuoso de

direção NNE-SSW ao norte, e N-S na porção sul. Possui aproximadamente 1,5 km de espessura e extensão que extrapola a área mapeada. É caracterizada por cisalhamento de alto ângulo com cinemática sinistral.

A **ZCMC** é localizada na parte central do projeto e sua expressão em superfície é bem marcada pela serra homônima. Apresenta *trend* NE-SW nas porções norte e centro, e próximo à extremidade sul da área mapeada sofre uma inflexão súbita que muda seu *trend* para N-S. É caracterizada por cisalhamento de médio a alto ângulo com cinemática sinistral.

A **ZCC** compreende uma estrutura de aproximadamente 30 km, situada na porção nordeste da área. Apresenta *trend* NE-SW e cinemática sinistral. É caracterizada por um cisalhamento de médio a alto ângulo.

A **ZCA** é observada no extremo sudeste da área, com extensão de aproximadamente 10 km e *trend* NE-SW.

Domínio I

Localizado no extremo oeste do Projeto Monte do Carmo, este domínio é posicionado a oeste da **CZPN**. É constituído exclusivamente pelas rochas do Granito Matança, um corpo de dimensões batolíticas com fraca anisotropia na sua porção centro sul, a não ser por esparsas bandas de cisalhamento centimétricas, estando intensamente milonitizado na porção norte. Essa fábrica tectônica penetrativa é restrita às bordas do corpo, apresentando alto ângulo (70° a 90°) e com direção predominante NNE-SSW.

Domínio II

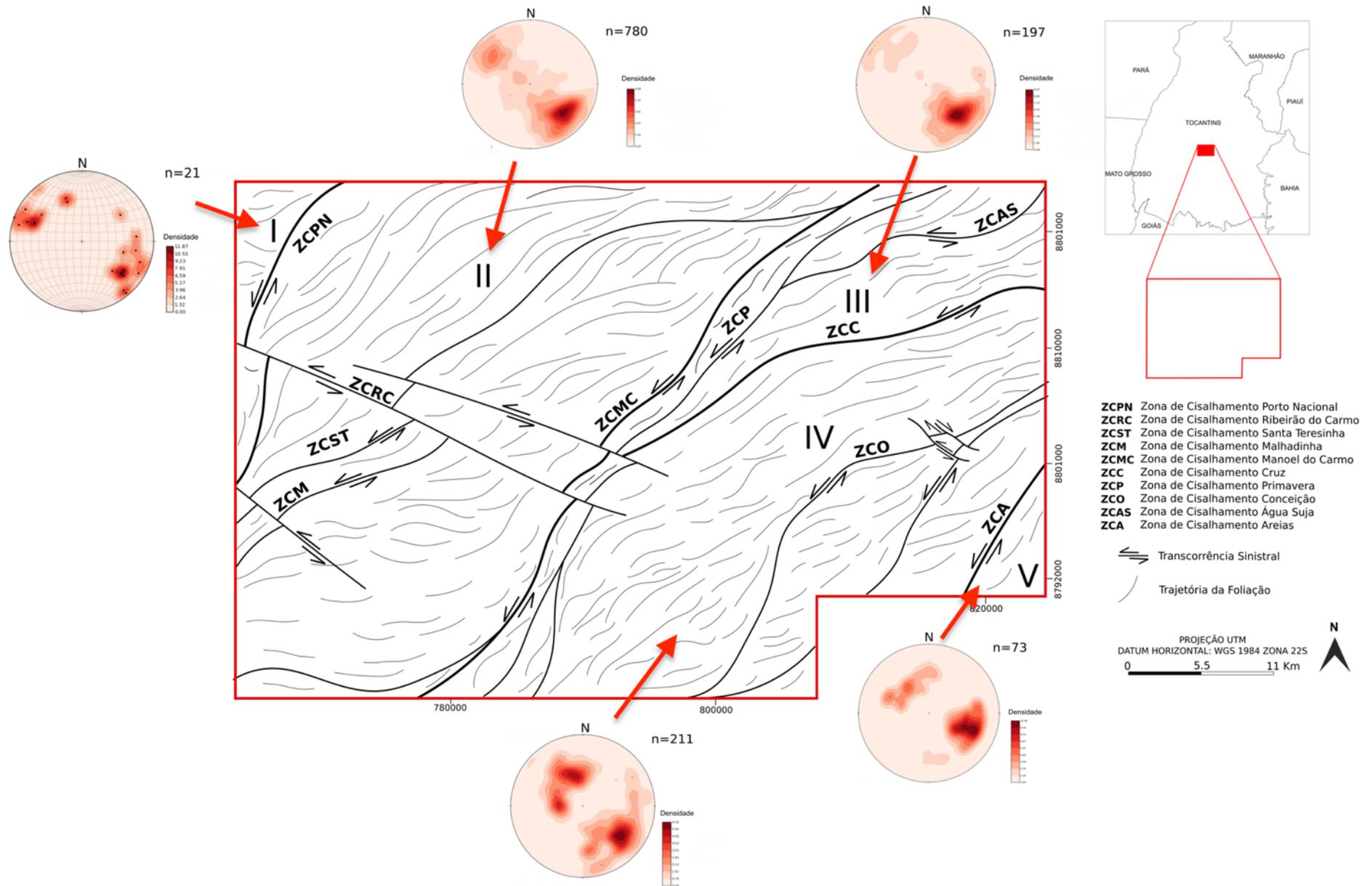
Este domínio estrutural compreende uma extensa faixa de aproximadamente 30km de largura e orientação NNE-SSW, sendo delimitado a oeste pela **ZCPN** e a leste pela **ZCMC**. Este setor tem como principal característica a foliação regional (*Sn*) de médio a alto ângulo (55° a 90°), anastomosada com *trend* NE-SW a E-W, o que acaba configurando uma geometria sigmoidal de cinemática sinistral. As zonas de cisalhamento Santa Teresinha (**ZCST**) e Malhadinha (**ZCM**) acompanham essa geometria sigmoidal. Um sistema de cisalhamento e transcorrência sinistral de direção NW-SE denominado de Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo (**ZCRC**) é observado na porção central desse domínio. Estas estruturas deslocam as demais zonas de cisalhamento observadas.

As regiões próximas às zonas de cisalhamento apresentam trama milonítica (*Sm*) de



alto ângulo (70° a 80°) e lineações de estiramento mineral de baixo ângulo (15° a 20°) oblíquas às foliações. Essa fábrica tectônica é observada tanto nas bordas quanto nas porções centrais das rochas cristalinas do Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Aliança, Suíte Gabbro-Anortosítica Carreira Comprida e Suíte Lajeado.

Figura 3.5. Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo



Domínio III

Este domínio está localizado na porção nordeste da área do projeto. Compreende uma faixa de direção NE-SW de aproximadamente 26 km de comprimento e 15 km de largura. É delimitado a oeste pela **ZCMC** e a sul pela **ZCC**. Engloba as unidades litoestratigráficas intrusivas máfica-ultramáficas e a sequência metavulcanossedimentar indefinida. Apresenta geometria triangular e uma trama levemente anastomosada. Uma das principais características deste domínio são as dobras sinformes, fechadas, inclinadas, com caimento suave para NE e plano axial subvertical, que afetam os quartzitos que constituem a Serra Manoel do Carmo. Esta faixa de dobramentos ocorre entre as **ZCMC** e a Zona de Cisalhamento Primavera (**CZP**). As foliações regionais S_n neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50 a 84 ° em *trend* NE-SW.

Domínio IV

O domínio IV localiza-se no centro-leste da área e compreende uma faixa de 30 km de largura por 50 km de comprimento que engloba a unidade metavulcanossedimentar indefinida e a Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras, orientadas predominantemente em direção NE-SW. É limitado pela **ZCMC**, a oeste, e pela **ZCA**, a leste.

Neste compartimento há predomínio de deformações rúpteis-dúcteis, com a presença de foliação regional em rochas metassedimentares e diversas zonas de cisalhamento. Na extremidade oeste do domínio, a foliação regional apresenta mergulho para WNW, e a leste a foliação regional possui mergulho para ESE, constituindo uma estrutura regional de dobra.

Na porção central ocorre uma rotação na direção da foliação regional, observada tanto em campo quanto nos produtos geofísicos: as direções mudam gradativamente de N-S na extremidade sul da área, para NE-SW à medida que se aproxima do centro da área do projeto, provavelmente em razão da interferência das zonas de cisalhamento. É impressa uma deformação dúctil pronunciada nas serras de rochas metassedimentares, ora mostrando-se com duas foliações superpostas, ora na forma de dobras com eixos NE-SW marcadas em imagens de satélite.

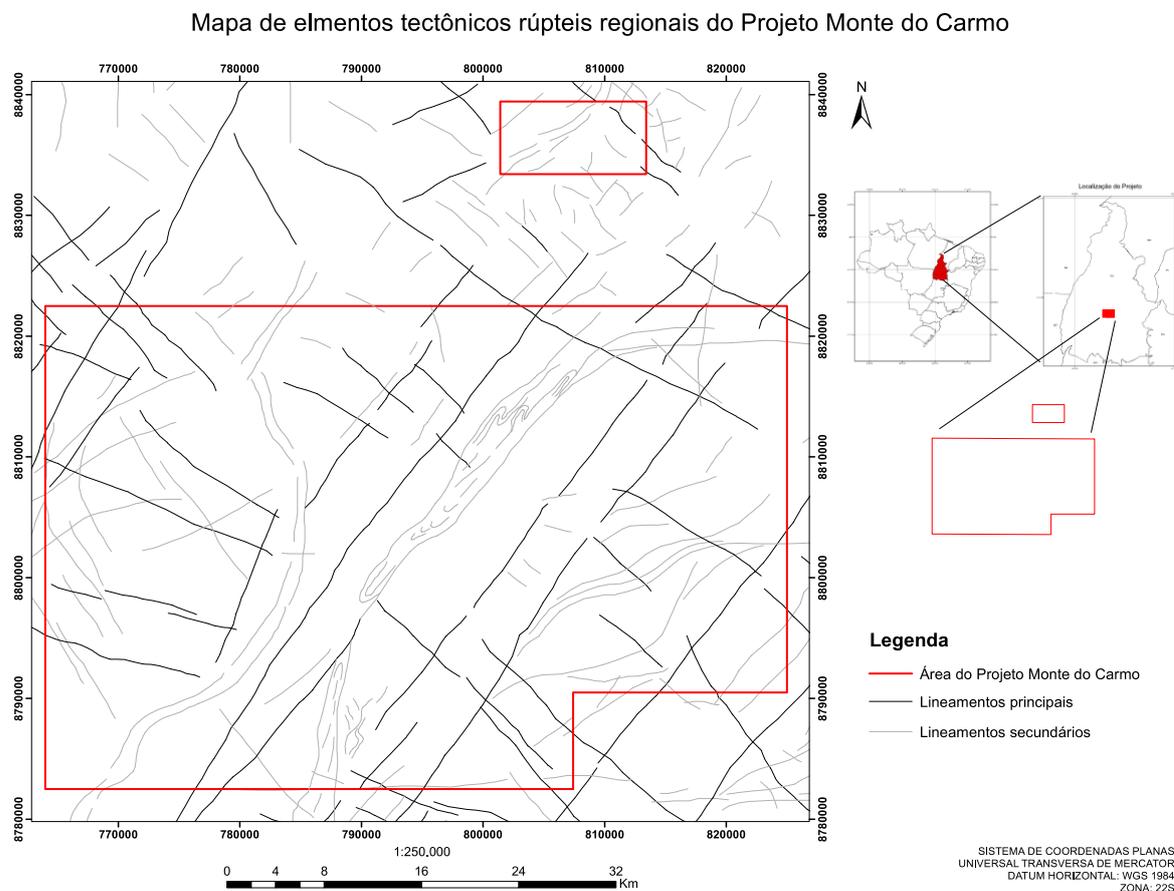
Domínio V

Localizado na extrema posição sudeste da área mapeada, este domínio é delimitado a oeste pela **ZCA**. Compreende uma faixa de aproximadamente 10km de largura e 10 km de comprimento que engloba a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse domínio é definido pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área e zonas

de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas na área em zonas de concentração da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham o *trend* regional NE-SW. Além disso, existem zonas de cisalhamento locais de direção W-E, que rotacionam localmente as foliações regionais e milonítica. Observa-se também um *trend* quase perpendicular de direção NW-SE de deformação rúptil posterior, representado por falhas, juntas e fraturas perpendiculares às estruturas principais.

Estruturas de regime rúptil-dúctil e rúptil são observadas ao longo de todos os domínios descritos. Estas estruturas consistem em duas famílias principais; uma de *trend* NE-SW e outra NW-SE (Figura 3.6). A interação entre essas duas famílias resulta em um recorte escalonado das unidades litotectônicas, marcada por um pronunciado gradiente de relevo e um forte controle sobre as serras que circundam a área de estudo. Tais feições são observadas principalmente entre as cidades de Porto Nacional e o povoado de Escola Brasil.

Figura 3.6. Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo



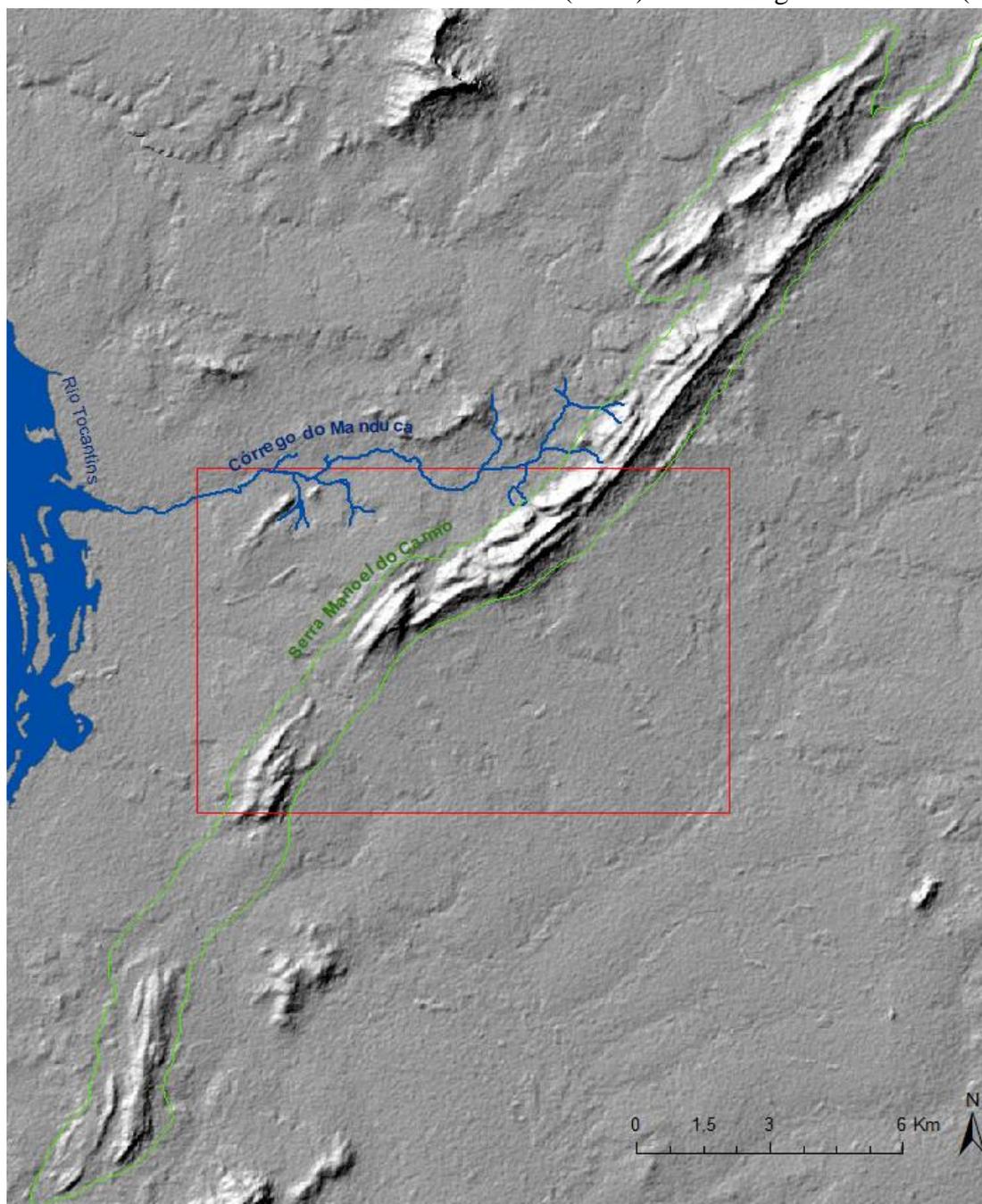
Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).



4 GEOLOGIA LOCAL

São descritas as unidades mapeadas na área XII do Projeto Monte do Carmo, tendo como referência espacial a Serra Manoel do Carmo e o Córrego do Manduca (Figura 4.1). Estando apresentados em quatro tópicos, sendo eles: fotointerpretação, unidades litoestratigráficas, geologia estrutural e metamorfismo.

Figura 4.1. Contexto morfológico no qual está inserida a área XII, destacada em vermelho, mostrando a extensão da Serra Manoel do Carmo (verde) e do Córrego do Manduca (azul)

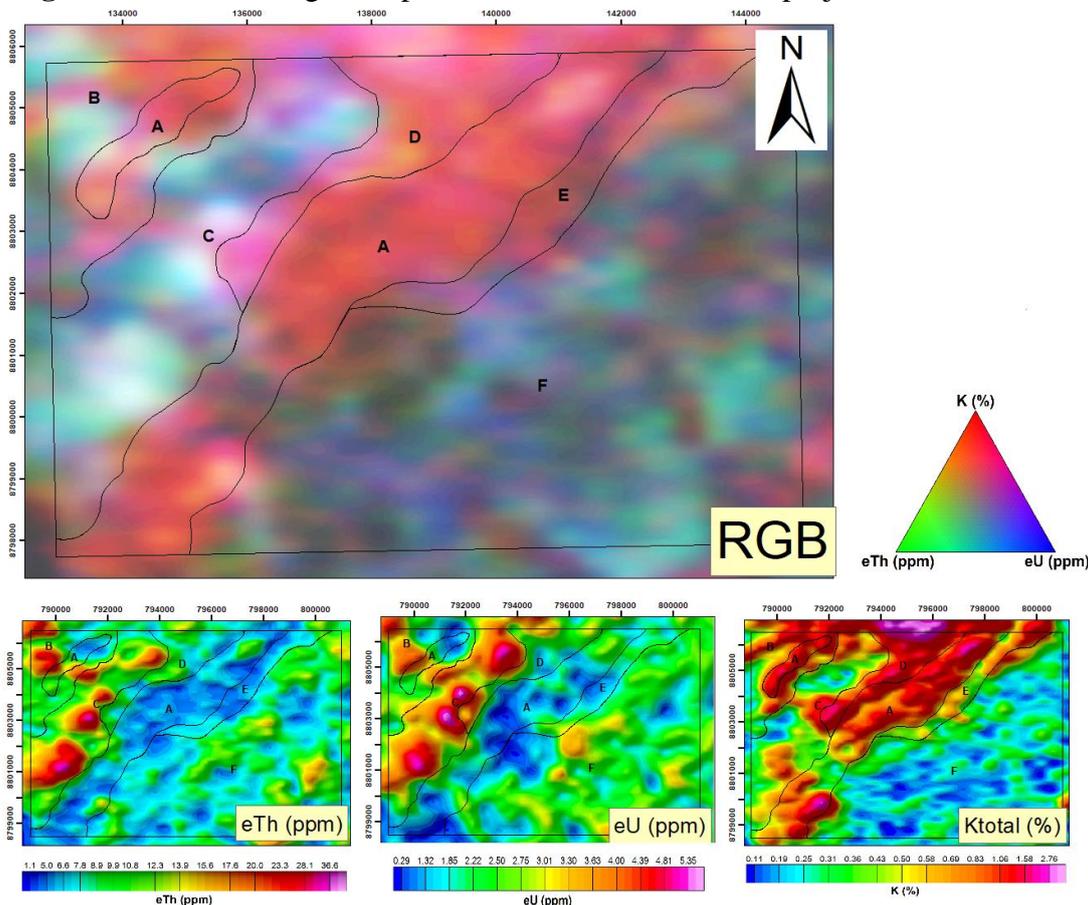


Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

O primeiro trata das análises e interpretações dos elementos e texturas de relevo utilizando fundamentos do sensoriamento remoto por intermédio de fotos aéreas e imagens de satélite em diferentes composições.

O segundo começa com comparação das unidades litoestratigráficas com domínios gamaespectométricos interpretadas localmente pelo produto RGB da gamaespectometria (Figura 4.2). Seguem descrições petrográficas em escalas de afloramento, seguidas das descrições de suas lâminas delgadas, analisando os minerais e suas características particulares. Por fim os resultados das assinaturas geoquímicas são utilizados para classificar as rochas segundo diagramas específicos.

Figura 4.2. Domínios gamaespectométricos da área XII do projeto Monte do Carmo



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

O terceiro tópico do capítulo trata das questões reológicas das rochas, descrevendo suas estruturas e geometrias marcantes formadas durante os eventos tectônicos da região.

No quarto e último tópico é abordada a avaliação do grau metamórfico que as rochas das unidades descritas nos dois primeiros itens atingiram. Esta classificação se dá a partir dos minerais índices analisados e as microestruturas presentes.

4.1 Fotointerpretação

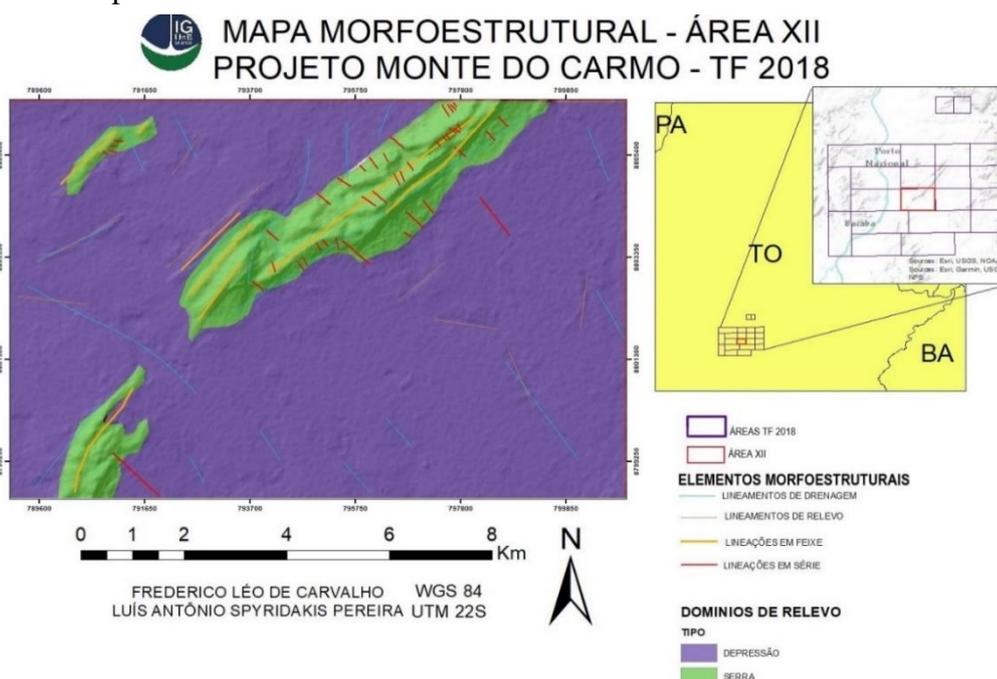
As estruturas e feições de relevo foram extraídas a partir de análises conjuntas de fotos aéreas da região de Porto Nacional (01112, 01111, 01113, 01781 e 01780), imagem de satélite LANDSAT-8/OLI e *Google Earth*, e modelo digital de elevação (MDE), classificando-as em lineamentos (de relevo ou drenagem), lineações (série ou feixe) e quebras de relevo (positiva ou negativas).

O padrão de lineamentos de relevo e de lineações em feixe se dá predominantemente na direção NE-SW por toda a área, predominantemente no setor da Serra Manoel do Carmo, com incipiente padrão E-W distribuído na área. Esses alinhamentos refletem o padrão de direção de estruturas regionais como a foliação encontrada em campo.

O padrão de lineamentos de drenagem e lineações em série se dá predominantemente na direção NW-SE por toda a área, com as lineações em série localizadas na Serra Manoel do Carmo e lineamentos de drenagem na extensão mais plana da área. São definidos e associados com estruturas de regime de deformação rúptil, como fraturamentos.

O padrão de lineamentos e lineações associadas com o relevo permitiu gerar o mapa de domínios morfoestruturais, individualizados em domínios de relevo do tipo serra e depressão (Figura 4.3).

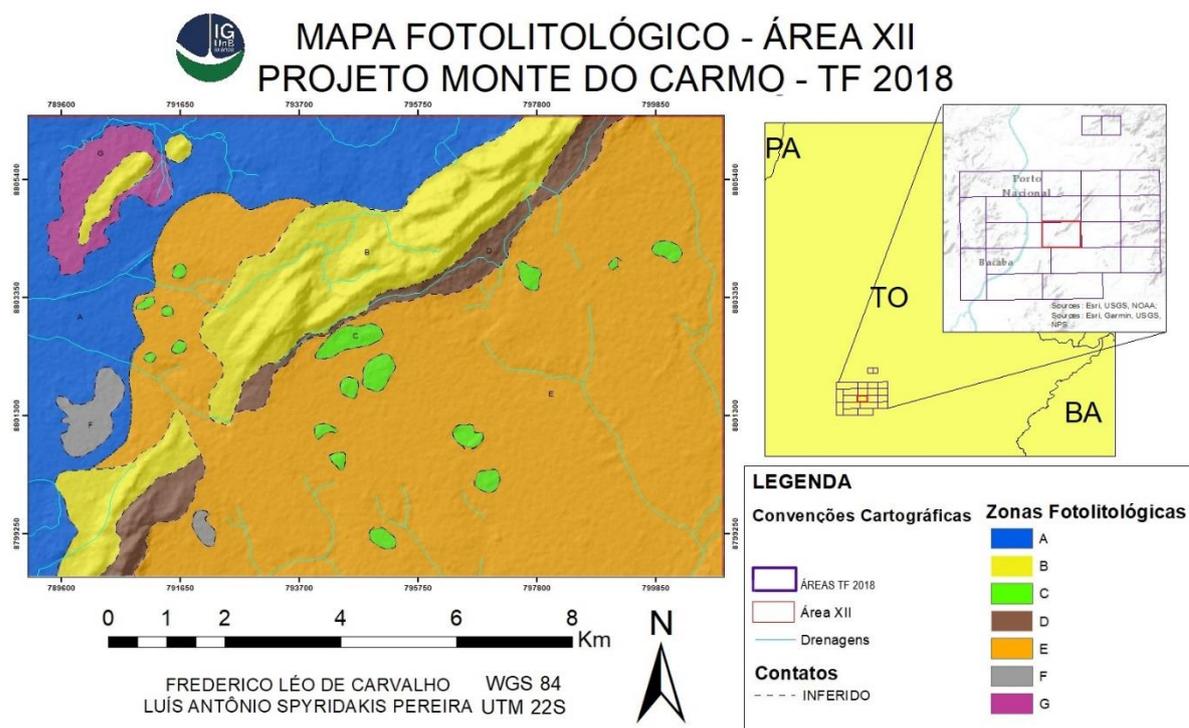
Figura 4.3. Mapa morfoestrutural da área XII



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

A análise sistemática dos padrões morfoestruturais, drenagem e relevo permitiram a correlação destes elementos, que foram reunidos e individualizados em zonas fotolitológicas (Figura 4.4). Junto a essa individualização e conhecimentos regionais da área, foi realizada a tentativa de correlação com as unidades litoestratigráficas da literatura (Tabela 4.1).

Figura 4.4. Mapa de Zonas Fotolitológicas da área XII



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

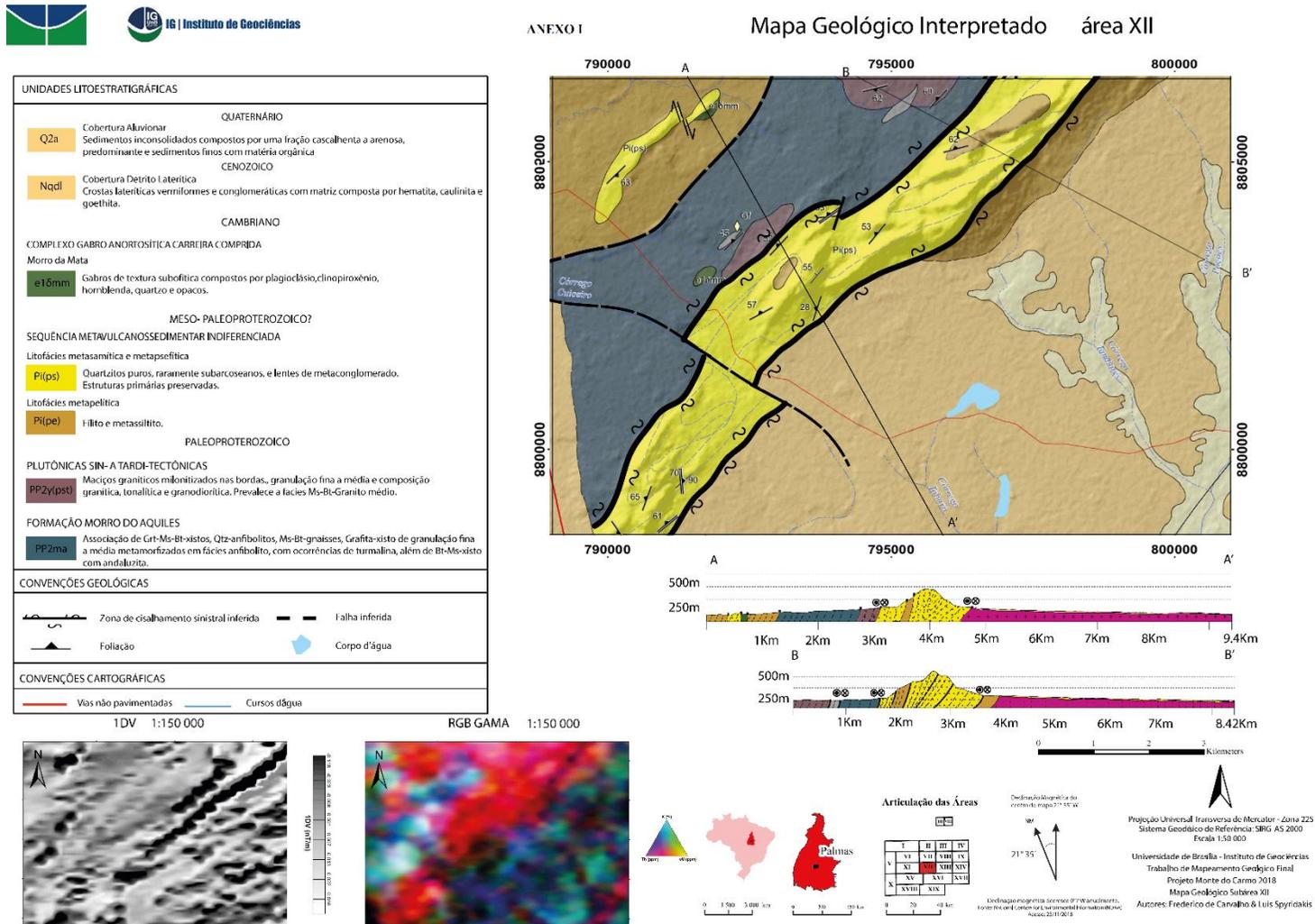
Tabela 4.1. Padrão de elementos texturais e de relevo para zonas fotolitológicas correlacionando a unidades litológicas

| ZONA FOTOLITOLÓGICA | DESCRIÇÃO | UNIDADE |
|---------------------|--|-------------|
| A | Densidade moderada de elementos texturais, com leves elevações no relevo. Padrão de densidade de drenagem média, sinuosidade mista, tropia bidirecional e simétrico, e predomínio dos lineamentos de drenagem. | Xistos |
| B | Densidade alta de elementos texturais, caracterizando as serras mais elevadas que cortam a área, com lineamentos de drenagem e relevo, assim como lineações em feixe e em série. O padrão de densidade de drenagem é baixo-médio, com sinuosidade baixa, tropia unidirecional e simétrico. | Quartzitos |
| C | Zona caracterizada por baixa densidade de elementos texturais. São pequenas elevações com densa vegetação. | Lateritos |
| D | Densidade moderada de elementos texturais, com variações de elevações no relevo, que é plano com alguns morros. Predominam lineações em série. Padrões de densidade de drenagem e sinuosidade baixos, unidirecionais e simétricos. | Filitos |
| E | Densidade moderada de elementos texturais, com relevo totalmente aplainado e homogêneo, predominando lineamentos de drenagem. O padrão de densidade de drenagens é médio com baixa sinuosidade, tropia unidirecional e simétrico. | Lateritos |
| F | Ausência de elementos texturais de relevo, aparentando ser uma zona totalmente dissecada. | Metapelitos |
| G | Densidade baixa de elementos texturais, com poucas drenagens e lineamentos, sendo uma região mais plana e de menor elevação, não possibilitando definir um padrão. | Metapelitos |

4.2 Unidades Litoestratigráficas

As unidades mapeadas pela área XII do Projeto Monte do Carmo se encontram dispostas segundo mapa geológico (Figura 4.5 e Anexo I) e serão descritas por aspectos de afloramento, amostras mesoscópicas e seções delgadas observadas por microscopia de luz transmitida e refletida, com auxílio de dados geoquímicos, difratometria de raios-X e química mineral.

Figura 4.5. Mapa Geológico da Área XII, com unidades e litotipos descritos nesta seção



4.2.1 *Formação Morro do Aquiles*

4.2.1.1 **Unidade Xisto**

A unidade está distribuída ao longo de uma faixa NE-SW compreendendo as áreas VII e XII, ocorrendo na porção centro-oeste da área de estudo com recobrimento de aproximadamente 25% de área mapeada. Tem 9 quilômetros de extensão N-S e 2 quilômetros de extensão E-W.

É limitado a leste pelos quartzitos da Sequência Metavulcanossedimentar e a oeste pelos metapelitos da sequência homônima. Dados gamaespectométricos indicam valores relativamente altos para potássio, urânio e tório, auxiliando na delimitação da faixa desta unidade.

O relevo desta porção é regular, suave e aplainado (Figura 4.6), desenvolvendo intensa atividade pecuária e agrícola (campos de sorgo, milho e soja) e minerária para extração de ouro, apesar da menor extensão. Os afloramentos são, em sua maioria, rasteiros e escassos ao longo de estradas de terra, embora haja ocorrências deste litotipo no interior do Córrego do Manduca.

Figura 4.6. Visão panorâmica de relevo do contato entre a serra de quartzitos e a Unidade Xisto, muito aplainado e suave, onde estão as principais estradas de terra que cortam a área e extensas plantações e pastos



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

Nas estradas onde aflora a unidade, e no Córrego do Manduca as rochas já se encontram em intenso estado intemperizado e completamente saprolitizadas. Os melhores afloramentos em superfície são trincheiras e cavas minerárias feitas pela mineradora local (Figura 4.7A), onde as rochas estão saprolitizadas, porém, com as relações estruturais, material carbonoso e veios de quartzo mineralizados ainda preservados (Figura 4.7B).

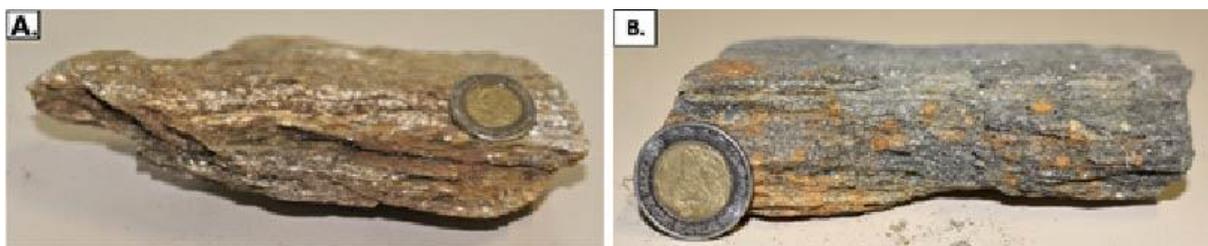
Figura 4.7. (A) Trincheira feita pela mineradora local. Nota-se o aspecto bastante saprolitizado em superfície da unidade (792188 E; 8803666 N); e (B) quartzo-sericita xisto saprolitizado intensamente foliado com bolsão de grafita xisto e veios de quartzo associados em cava feita pela mineradora local (792016 E; 8803332 N).



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

O quartzo-muscovita xisto coletado no Córrego do Manduca, em intenso grau de alteração, possui cor verde e xistosidade bem marcada (Figura 4.8A). No mesmo córrego, foi coletada amostra de granada-grafita xisto com o mesmo estado de alteração, onde porfiroblastos de granada são observados como pseudomorfos de alteração preservados (Figura 4.8B).

Figura 4.8. Amostras do ponto TF18XII-139 da unidade xisto coletadas no Córrego do Manduca em (A) quartzo-muscovita xisto em estado de intensa alteração, preservando filossilicatos e foliação proeminente; e (B) granada-grafita xisto com visíveis pseudomorfos oxidados de granada.

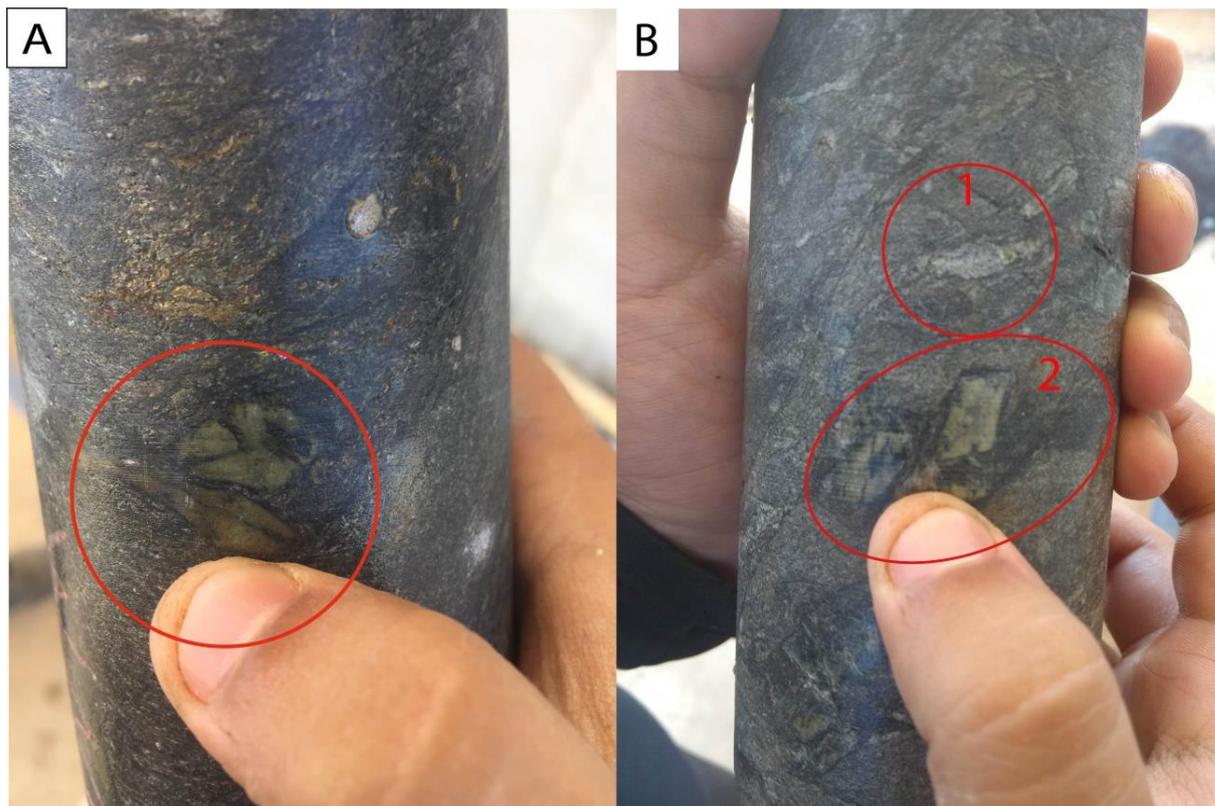


Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

Realizou-se em campo descrições em furo de sondagem (FMD-17), permitindo observar rochas desta unidade em seu melhor estado de preservação. Foram descritos quartzo-muscovita xistos com faixas de andaluzita, indicando que há porções mais aluminosas (Figura 4.9A), assim como bandas de grafita e veios de quartzo sulfetados (Figura 4.9B).

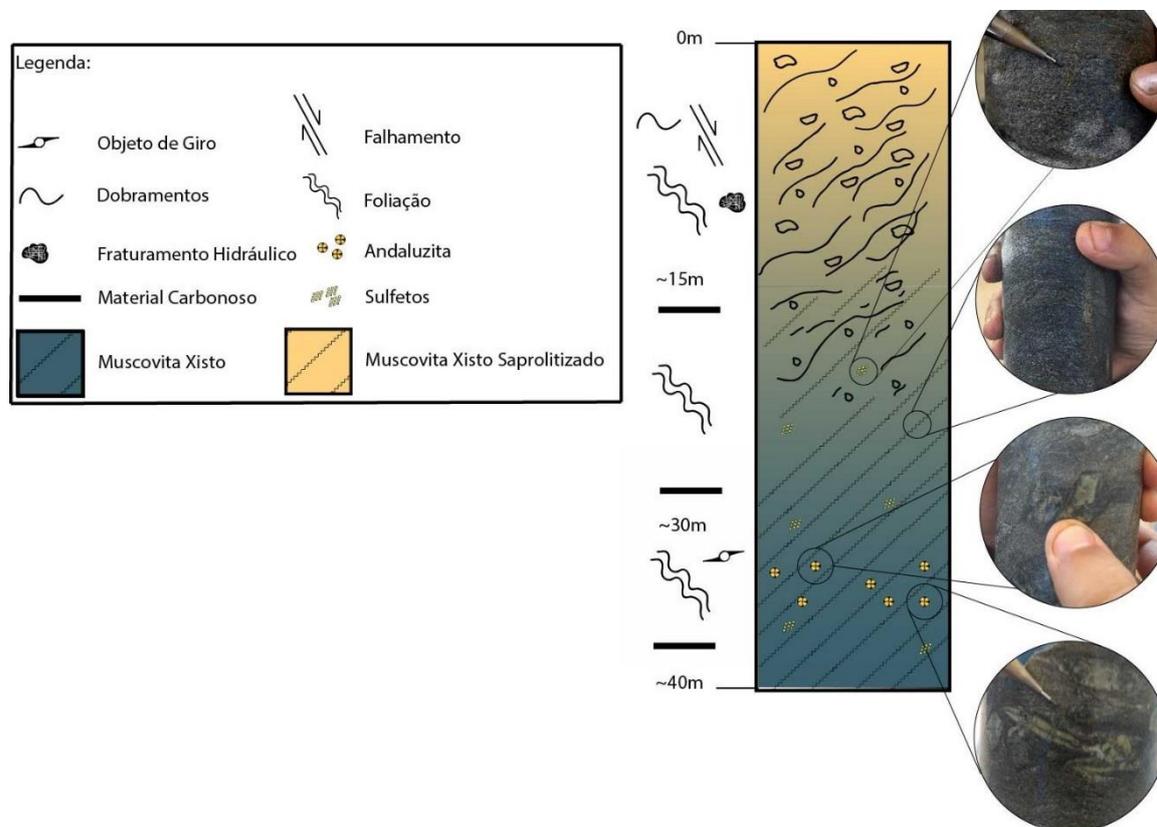
As descrições realizadas foram utilizadas para elaboração de seção esquemática do perfil do furo de sondagem identificando as principais características encontradas no xisto e seu intervalo aproximado (Figura 4.10).

Figura 4.9. Amostragem do furo FMD-17 em (A) porfiroblastos de andaluzita com finas lamelas de grafita cruzando em formato de X, caracterizando quiastolita, uma variedade de andaluzita; e (B) destaca-se em 1 bolsão de quartzo no andaluzita-xisto da Formação Morro do Aquiles, e em 2, porfiroblastos de quiastolita associado a bolsão de grafita



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

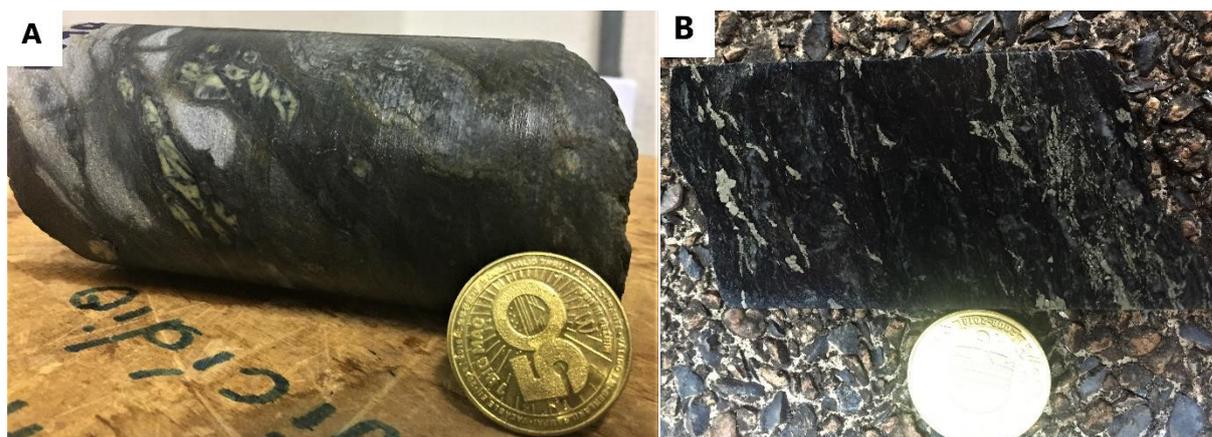
Figura 4.10. Perfil esquemático do furo de sondagem FMD-17 com aproximadamente 40 m (metros) descritos, identificando estruturas encontradas em cada intervalo de metragem e fotos ilustrativas destes intervalos



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

Foram amostrados dois furos de sondagem (TF18_XII_FMD21.1 e TF18_XII_FMD21.2) para análise microscópica: andaluzita-quartzo-muscovita xisto e grafita xisto, respectivamente (Figuras 4.11A e B).

Figura 4.11. (A) Amostra TF18_XII_FMD21.1, andaluzita-quartzo-muscovita xisto; e (B) Amostra TF18_XII_FMD21.2, grafita xisto com pirritas orientadas na direção da foliação



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

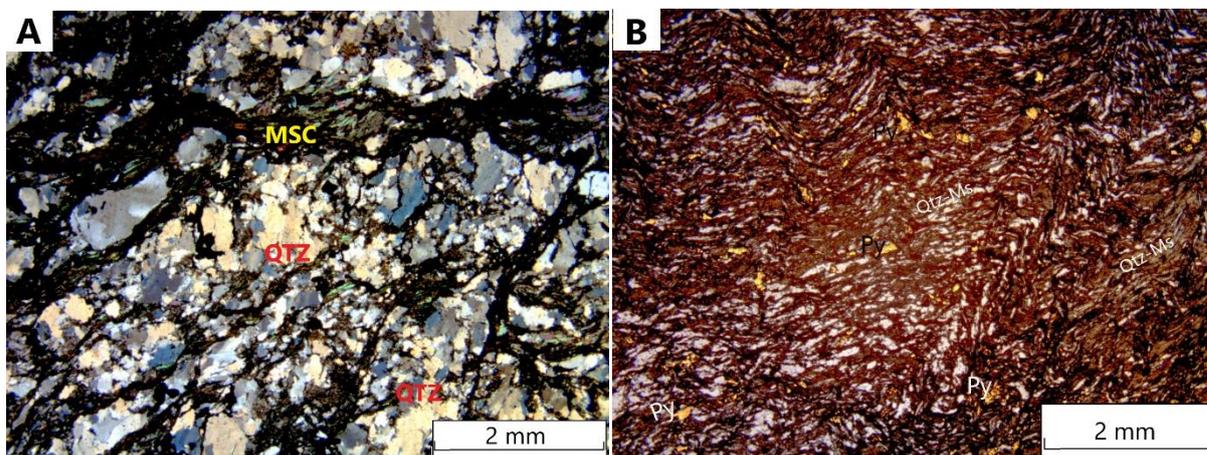
A análise petrográfica em microscópio deu a composição mineralógica e modal para a seção delgada FMD-21.1 como: Quartzo (30%), Muscovita (40%), Andaluzita (12-15%), Biotita (5%), Clorita (5%) e Pirita (8-10%). Possui texturas granolepidoblástica definida pelos agregados policristalinos de quartzo e filossilicatos (Figura 4.12A), porfiroblástica definida pela andaluzita centimétrica. A rocha está marcada por dois domínios, um de agregados policristalinos de quartzo anedral e outro predominando de filossilicatos com dobras e crenulações em uma direção preferencial, com piritas anedrais nos planos da foliação (Figura

Figura 4.12. Fotomicrografias da seção TF18_XII_FMD21.1 evidenciando em **(A)** textura granolepidoblástica definida por agregados policristalinos de quartzo e filossilicatos, com muscovita definindo a foliação a nicóis cruzados; e **(B)** dobras e crenulações do domínio filossilicático com piritas nos planos da foliação da rocha à luz refletida

4.12B).

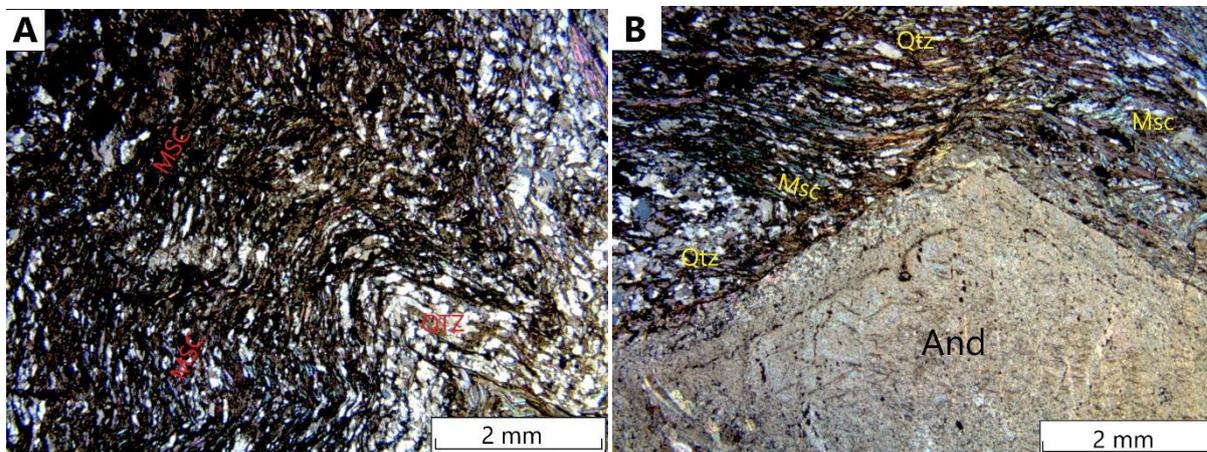
Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

O quartzo é anedral e com tamanho variando de 0,2 a 1,4 mm com contatos



interlobados a ameboidais. A muscovita é subedral, possui tamanho variando de 0,5 a 2,0 mm, a foliação é definida pela sua orientação (Figura 4.13A). A biotita é, em geral, eudral e possui tamanho de 0,1 a 1,0 mm, além de algumas seções estarem em estágio de retrometamorfismo para clorita. A andaluzita está sob intenso processo de alteração, com composição predominantemente sericítica no interior dos cristais e aspecto sin a pós-tectônico (Figura 4.13B). A paragênese principal da rocha é Qtz-Ms-Bt-And, típica de metapelitos.

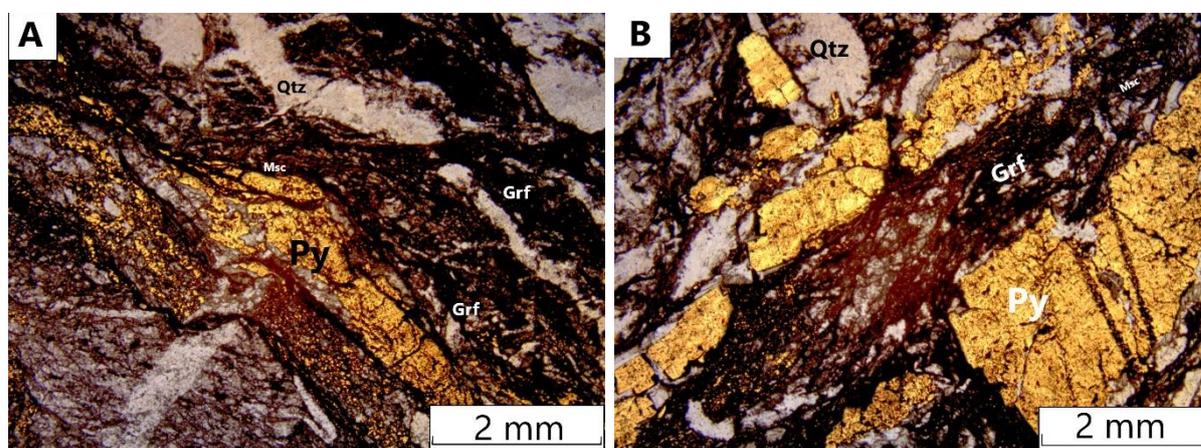
Figura 4.13. Fotomicrografias de seções delgadas TF18XII-FMD21.1 a nicóis cruzados em (A) domínio lepidoblástico definido pelas muscovitas com microdobras e crenulação evidentes; e (B) Porfiroblasto de andaluzita sericitizado acompanhando a foliação



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

Já a análise petrográfica da seção delgada FMD-21.2 deu composição mineralógica e modal: Quartzo (30-35%), Grafita (10-15%), Muscovita (5-10%), Pirita (10-15%). Possui, também, textura granolepidoblástica definida pelos agregados policristalinos de quartzo e filossilicatos. A rocha possui única foliação bem marcada e considerável porcentagem modal de grafita (Figura 4.14A), há geração de pirita na rocha em anédricos a subédricos do sulfeto ao longo dos planos de foliação associado sempre a quartzo e grafita (Figura 4.14A e B).

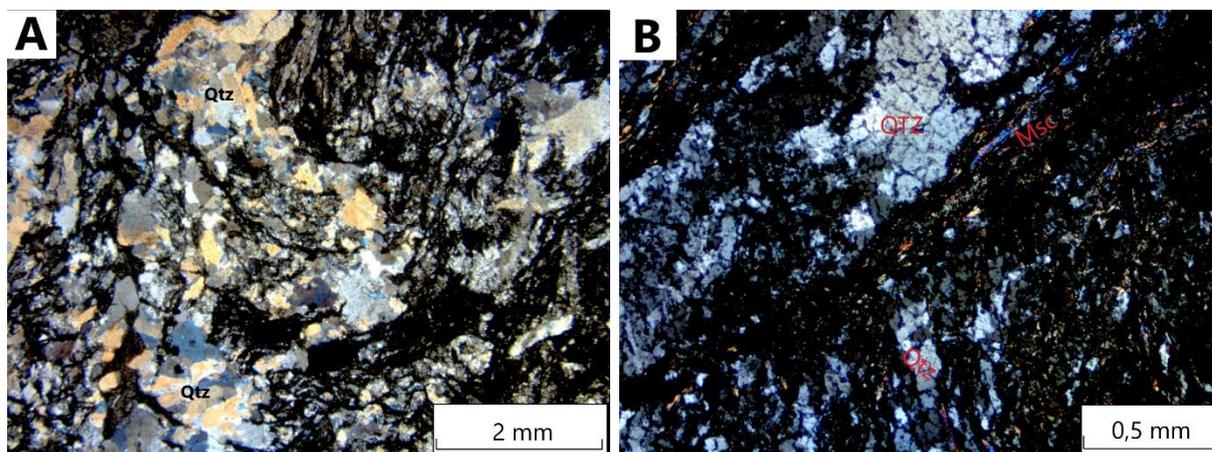
Figura 4.14. Fotomicrografias de seções delgadas TF18XII-FMD21.1 à luz refletida em (A) visão geral com foliação bem marcada e destaque para a porcentagem de grafita associada a sulfeto, e (B) pirita subédrica a anédrica na direção dos planos de foliação associadas, também, a quartzo e grafita



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

O quartzo é descrito como anedral com tamanho variando de 0,2 a 1,4 mm, contatos interlobados a ameboides com formação de subgrãos (Figura 4.15A). Muscovita é anedral a subedral com tamanho variando de 0,05 a 0,5 mm, contatos retos alongados e definem a direção preferencial da foliação da rocha (Figura 4.15B). Os minerais opacos são constituídos por pirita e grafita, sendo as piritas subedrais com tamanho de 0,2 a 2,0 mm e a grafita como minerais de cor preta anedral ocupando os interstícios da seção, identificados à luz refletida (Figura 4.14A e B).

Figura 4.15. Fotomicrografias de seções delgadas TF18XII-FMD21.1 à luz polarizada com nicóis cruzados em (A) domínio de quartzo recrystalizado formando bolsões associado a opacos (pirita e grafita); e (B) grãos finos de muscovita definindo a direção de foliação da rocha



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

Foram realizadas análises de difratometria de raios-X das amostras TF18_XII_139a (quartzo-muscovita xisto), TF18_XII_139b e TF18_XII_FMD21.2 (grafita xisto) (Anexo VI). O resultado obtido na amostra de quartzo-muscovita xisto (Figura 4.16) é a composição mineralógica de quartzo, muscovita e clorita, corroborando para a mineralogia encontrada e descrita na seção TF18_XII_FMD21.1. Já para a amostra TF18_XII_139b, a composição obtida é dada por quartzo e muscovita, não sendo possível identificar grafita por este método devido ao pico ocorrer no mesmo local do pico do quartzo (Figura 4.17).

Figura 4.16. Difratoograma de raios-X da amostra TF18_XII_139a (quartzo-muscovita xisto)

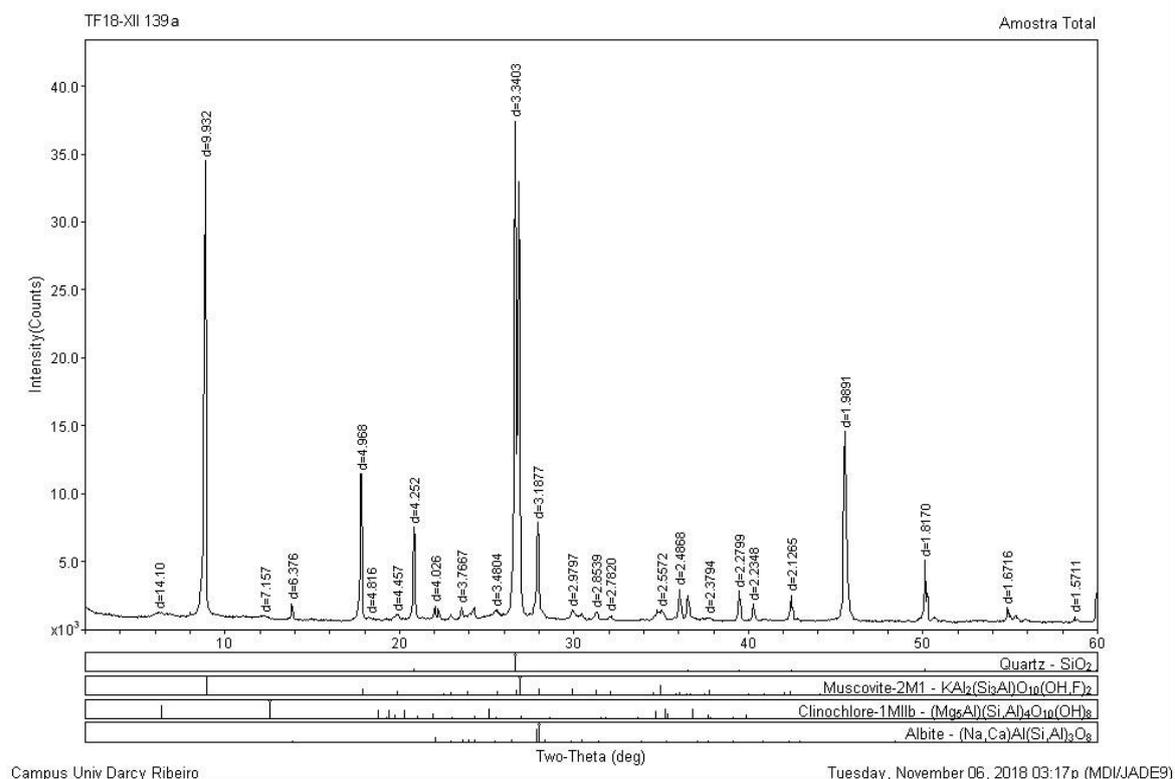
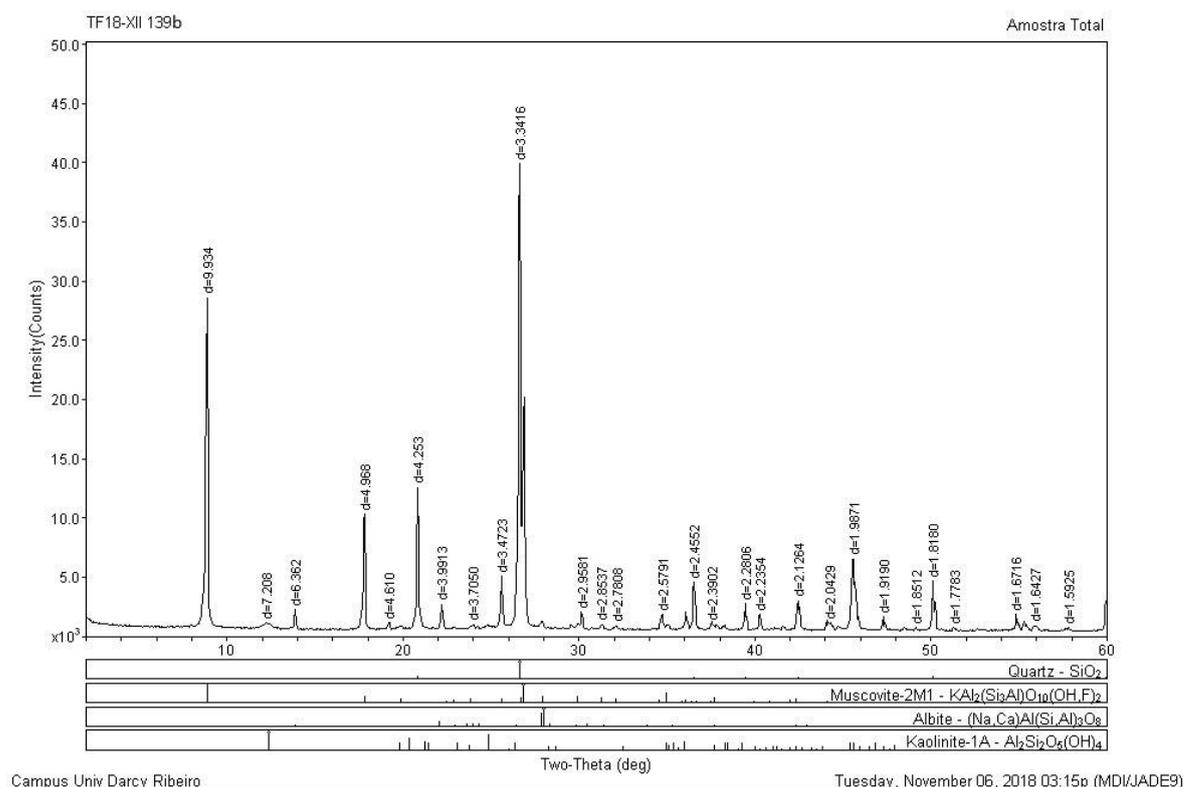


Figura 4.17. Difratoograma de raios-X da amostra TF18_XII_139b (grafita xisto)



4.2.2 *Plutônicas sin- a tardi- tectônicas*

4.2.2.1 **Suíte Manduca**

A suíte se encontra distribuída nas áreas VII e XII, ocorrendo na forma de dois corpos graníticos na parte norte e centro-oeste da área de estudo, com recobrimento de cerca de 15% da área mapeada.

O corpo localizado ao norte da área possui cerca de 6 quilômetros de extensão N-S e 2 quilômetros de extensão E-W, limitado em todas as direções pelo xisto da Unidade xisto-gnaíssica da Formação Morro do Aquiles. O corpo nas porções centro-oeste da área possui aproximadamente 4 quilômetros de extensão N-S e 2 quilômetros de extensão E-W, limitado a sul e leste pelo quartzito da Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada, e a norte e oeste pelo xisto da Formação Morro do Aquiles.

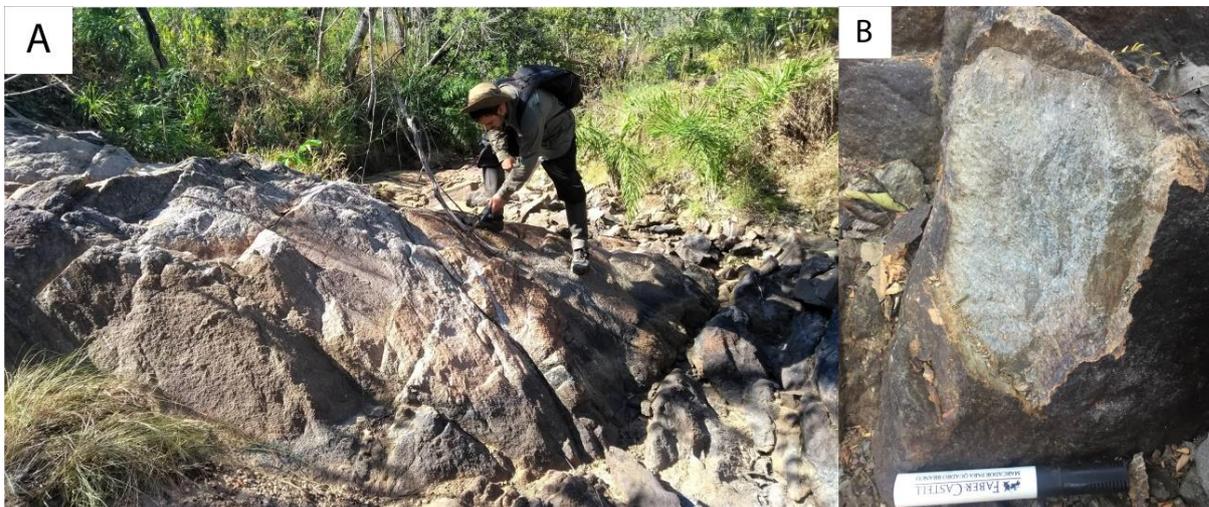
Os corpos da Suíte Manduca são marcados pelo domínio D, concentrando nas porções centro-oeste e norte da área. A assinatura é caracterizada por valores alto-muito alto K, eU médio-alto e eTh baixo-médio. Não é possível delimitação faciológica com o método gamaespectrométrico

Dados gamaespectrométricos marcam estes corpos no domínio D (Figura 4.2), com assinatura caracterizada por valores alto-muito alto de K, médio-alto eU e baixo-médio eTh. Observações de feições de relevo em campo e amostras em escala macroscópica e microscópica permitiram caracterização das fácies que serão descritas nos subitens 4.2.2.1.1 e 4.2.2.1.2.

4.2.2.1.1 Muscovita-Biotita Granito Médio

O relevo na região aflorante desta fácies da suíte é irregular e acidentado, caracteristicamente relacionado ao interior de drenagens, principalmente no Córrego do Manduca (Figura 4.18A). Produtos gamaespectrométricos apontam, em geral, valores altos de potássio e urânio, e baixos de tório. Os afloramentos são frequentes e ocorrem como extensos lajedos e blocos irregulares com coloração acinzentada (Figura 4.18B).

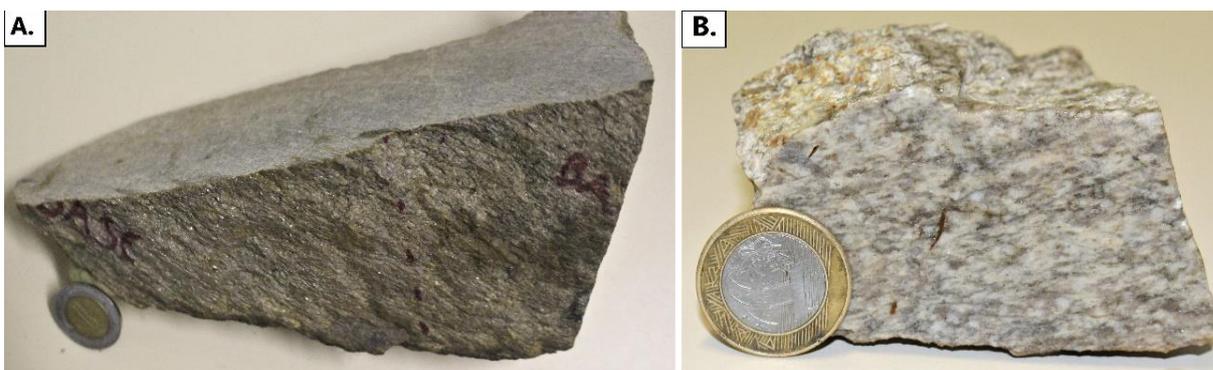
Figura 4.18. (A) Drenagem típica nos afloramentos do Muscovita-Biotita Granito da Suíte Manduca com mata ciliar espessa e solo arenoso; e (B) Afloramento-tipo in situ mostrando a capa de alteração e porção fresca da rocha granítica



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

As rochas nesta fácies da suíte possuem foliação bem marcada no plano das micas (Figura 4.19A). Cortes perpendiculares ao plano da foliação evidenciam estrutura do tipo S-C, caracterizando uma deformação milonítica (Figura 4.19B).

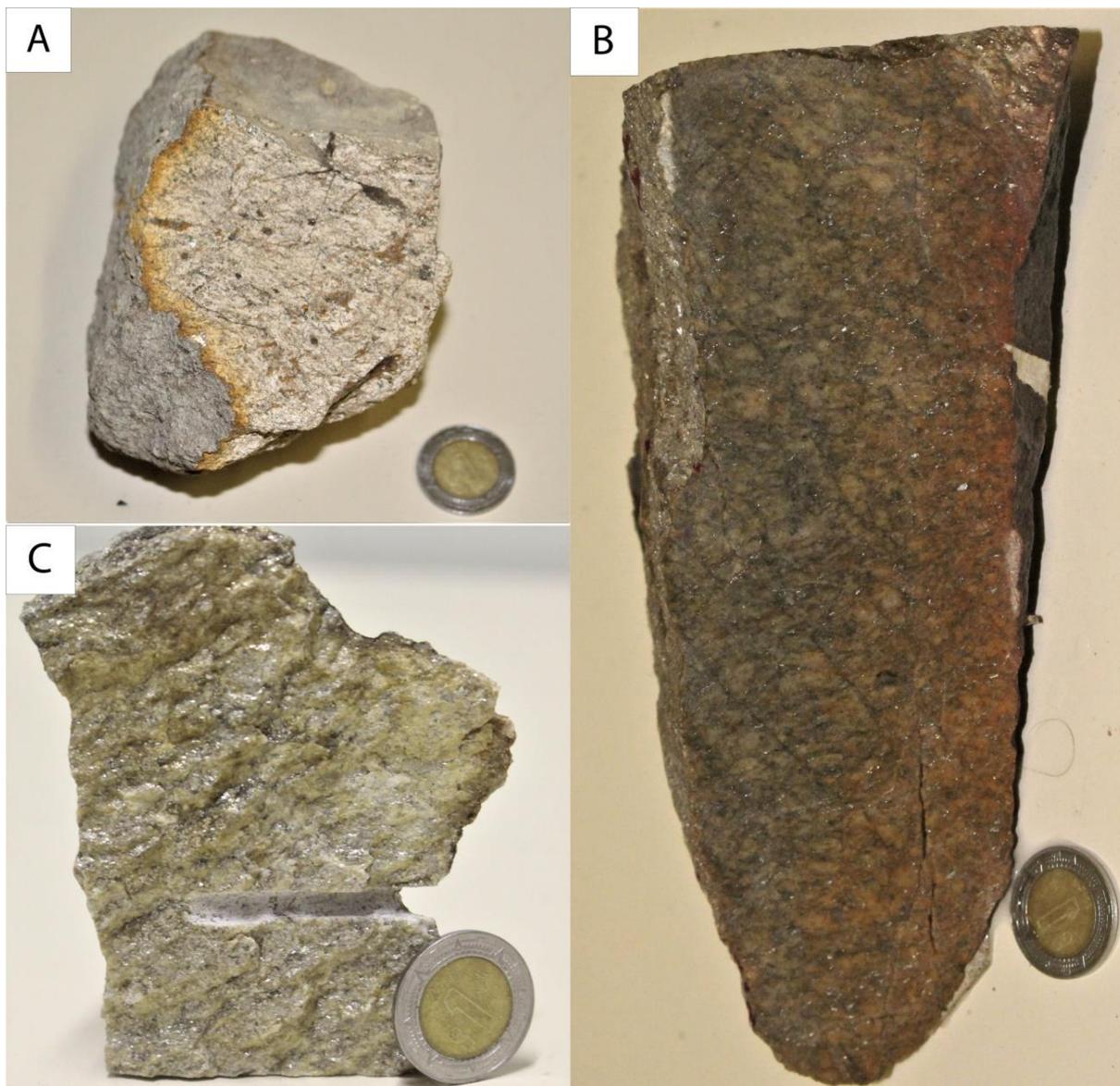
Figura 4.19. Foliação bem marcada em rocha granítica da amostra TF18_XII-136; e (B) Corte em seção de amostra de mão evidenciando foliação do tipo S-C, típica de milonitos



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

As amostras mesoscópicas (escala de mão) apresentam diferentes graus de alteração (Figura 4.20A, B e C). Porém, o litotipo se caracteriza por ser fanerítico, equigranular, leucocrático e de granulação média, composto essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e muscovita. Há fenocristais de feldspatos contornado por minerais filossilicáticos, assim como fenocristais visíveis de granulação média de muscovita definindo os planos da foliação da rocha.

Figura 4.20. (A) Granito, amostra TFXII-031, em alto grau de alteração e aspecto friável; (B) amostra TF18_XII-136 com alteração restrita às partes próximas à capa de intemperismo; e (C) amostra TF18_XII-137 em estado de maior preservação



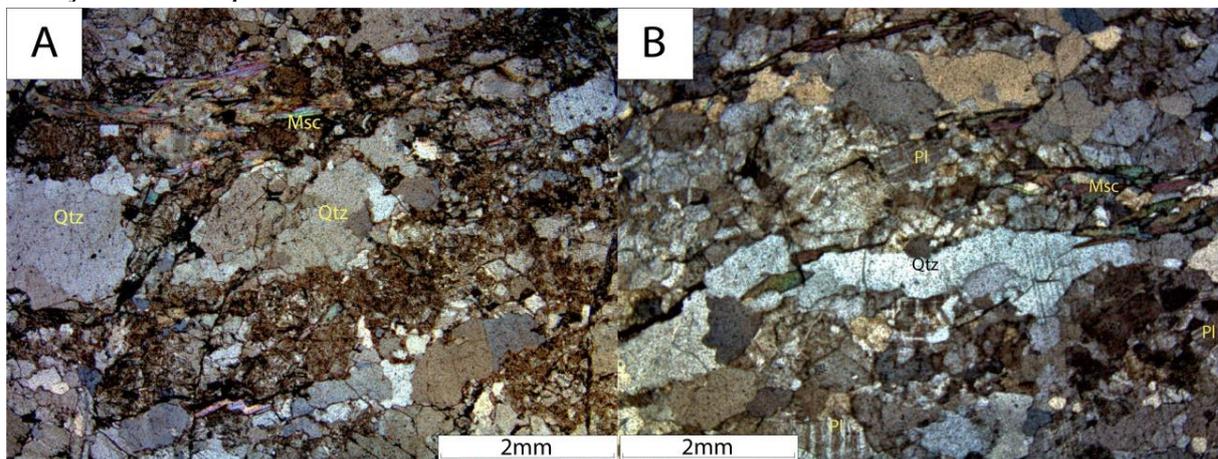
Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

A caracterização petrográfica microscópica desta fácies foi realizada a partir de 4 seções delgadas (TF18XII-031, TF18XII-136.1, TF18XII-136.2 e TF18XII-137) para análise da paragênese mineral, que se comprovou similar tanto em composição quanto em proporções modais em todas as seções, apesar de possuírem diferentes graus de alteração.

A rocha é composta por quartzo (30-35%), plagioclásio (25-30%), feldspato potássico (15-20%), muscovita (10-15%) e biotita (<5%), com zircão (<1%) e monazita (<1%) ocorrendo como minerais acessórios. Texturalmente, a rocha é granolepidoblástica definida por agregados policristalinos de quartzo recristalizado e grãos finos de plagioclásio cominuído e minerais filossilicáticos orientados. Também se observa textura porfiroclástica definida por

muscovita e feldspatos (Figura 4.21 A e B). Localmente há inclusões de micas eudrais finas e quartzo nos feldspatos, definindo textura poiquiloblástica.

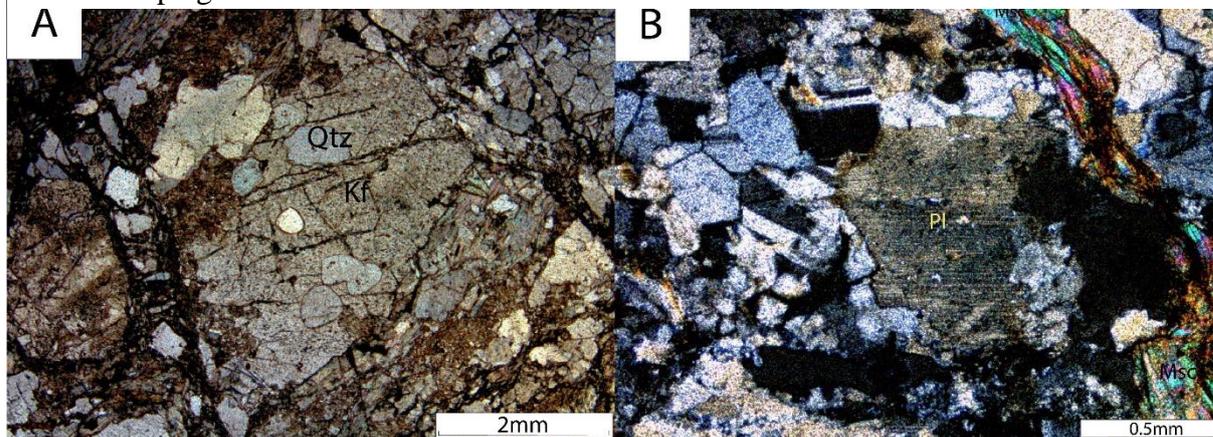
Figura 4.21. Fotomicrografias de seções delgadas (A) TF18_XII_031 com visão ampla geral da amostra de maior grau de alteração, relacionada a maior proporção de sericita em matriz; e (B) TF18_XII-137 em maior estado de preservação, com grãos estirados na direção da foliação definida por muscovita e biotita



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

O feldspato potássico (tamanho médio de 1,5 mm) possui um domínio de grãos reliquiares preservados e outro de grãos reliquiares com intensa sericitização (Figura 4.22A). O plagioclásio apresenta duas séries de granulação (tamanhos médios de 1,5 mm e 0,5 mm); os grãos médios são descritos como fenocristais reliquiares e com intensa saussuriritização, e os grãos finos como produto da cominuição e recristalização dos fenocristais originais (Figura 4.22B).

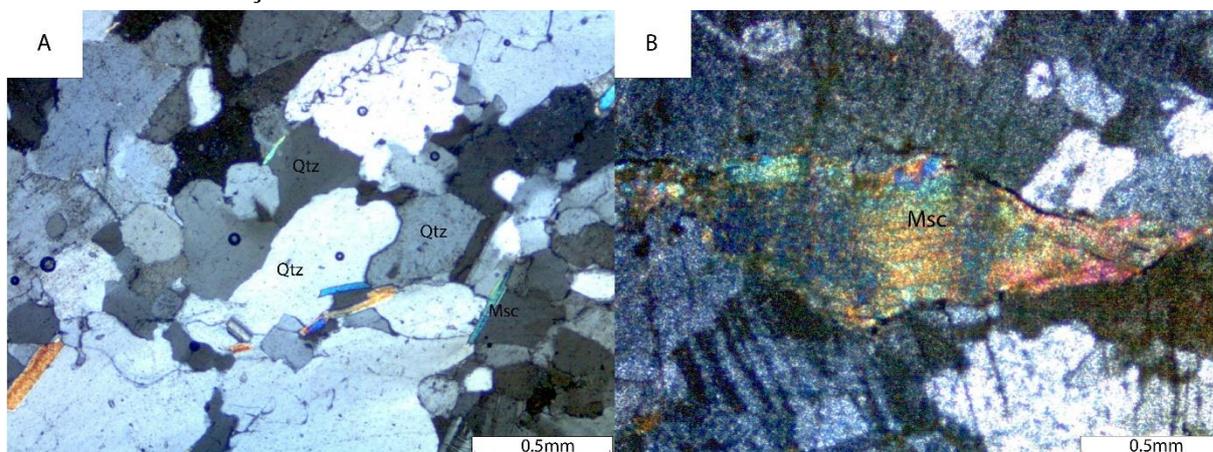
Figura 4.22. Fotomicrografias da seção TF18_XII_136.1 em (A) Feldspato potássico fraturado com contatos serrilhados e inclusões de quartzo e mica fina; (B) Grão reliquiar de plagioclásio evidenciando saussuriritização em contato com grãos cominuídos e recristalizados também de plagioclásio



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

O quartzo (0,1 a 2mm) ocorre como agregados recristalizados e anedrais (Figura 4.23A). A muscovita também apresenta duas séries de granulação (tamanhos médios de 1,2 mm e finos de 0,3 mm); os grãos médios são descritos com microestruturas deformacionais típicas (estruturas do tipo *fish* e bandas deformacionais do tipo *kink*; Figura 4.23BD), e os grãos finos como cristais subbedrais que podem, ou não, ocorrer no interior dos feldspatos (Figura 4.24A).

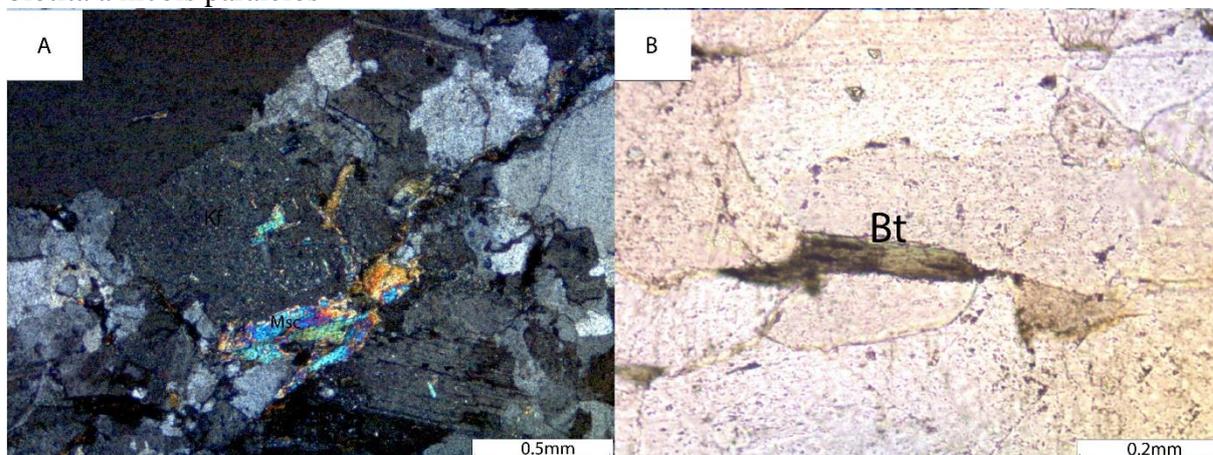
Figura 4.23. Fotomicrografias da seção TF18_XII_136.1 em (A) Agregado policristalino de quartzo interlobado-ameboidal; (B) Grão porfiroclástico de muscovita do tipo *fish* com bandas de deformação



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

A biotita ocorre como grãos subbedrais finos ($< 0,2$ mm) que, junto com as micas, definem a foliação (Figura 4.24B).

Figura 4.24. Fotomicrografias da seção TF18_XII_136.1 em (A) Domínio mais fino de muscovita ocorrendo no contato e interior de grão de plagioclásio; e (B) Grão fino subbedral de biotita a nicóis paralelos



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

Seções com maior grau de alteração (TF18_XII_031 e TF18_XII_136.1) possuem matriz sericítica que marca bem os planos S da foliação da rocha, enquanto seções mais

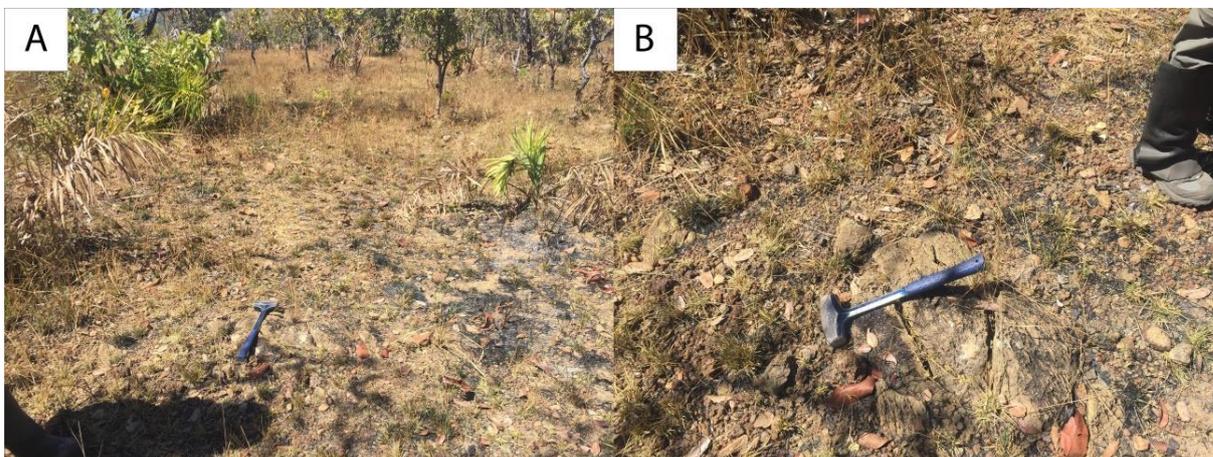
preservadas (TF18_XII_136.2 e TF18_XII_137) possuem quantidade restrita de matriz, sem esses planos tão bem caracterizados, permitindo classificar o litotipo como granito protomilonitizado.

Análises de EDS realizadas em microsonda na seção TF18_XII_127 permitiram identificar monazita e zircão como minerais acessórios, além da clorita com concentrações de ilmenita caracterizando o processo de cloritização da biotita, indicando um teor alto em Ti do mineral original. Também foi observado rutilo associado aos cristais de biotita.

4.2.2.1.2 Biotita-Granito

O relevo na região onde aflora esta fácies da suíte é plano e com vegetação rasteira (Figura 4.25A). Produtos gamaespectrométricos indicam valores altos para potássio, urânio e tório. Os afloramentos são muito escassos, encontrados em blocos menores que 1 metro com espessa capa de alteração de coloração preta (Figura 4.25B). As rochas nesta fácies se apresentam de forma maciça.

Figura 4.25. (A) Relevo aplainado e vegetação rasteira do Biotita-Granito da Suíte Córrego do Manduca; e (B) afloramento rasteiro de pequena escala da rocha granítica em meio a solo arenoso



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

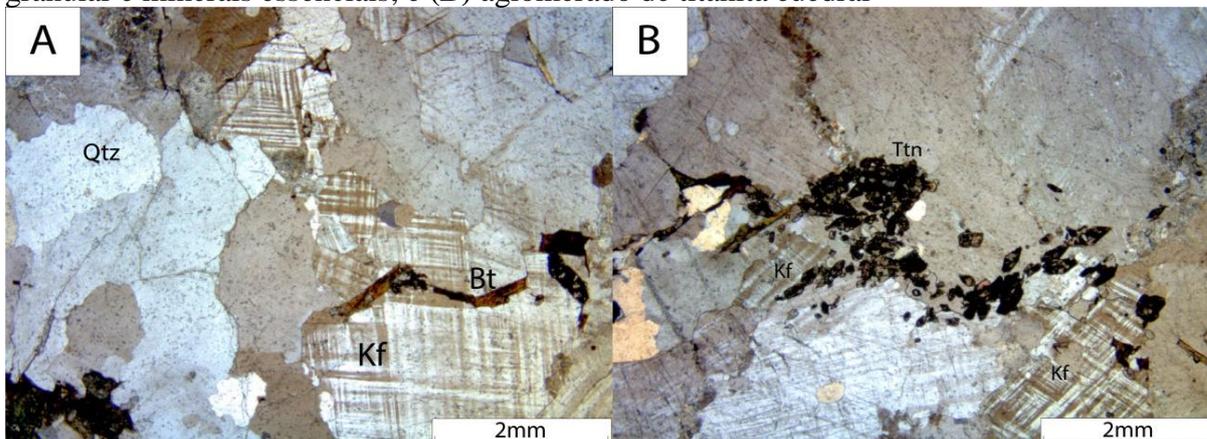
Em amostra mesoscópica (escala de mão), a rocha é fanerítica, inequigranular, mesocrática e de granulação fina a média. Mineralogicamente é composta de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (Figura 4.26). Há fenocristais de plagioclásio com coloração esverdeada, indicando feições de saussuritização, e inclusões de grãos finos de biotita em feldspato evidenciam textura poiquiloclástica da rocha.

Figura 4.26. Biotita-Granito, amostra TF18XII-141


Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

A observação petrográfica em microscópio da amostra TFXII-141 indica a seguinte composição mineralógica e modal: Quartzo (35%), microclínio (25%), plagioclásio (20%) e biotita (15%) como minerais essenciais, e titanita (5%) como mineral acessório. Texturalmente, a rocha é caracteristicamente granular anedral e localmente há poiquiloclastos de feldspato potássico com inclusões de biotita (Figura 4.27A).

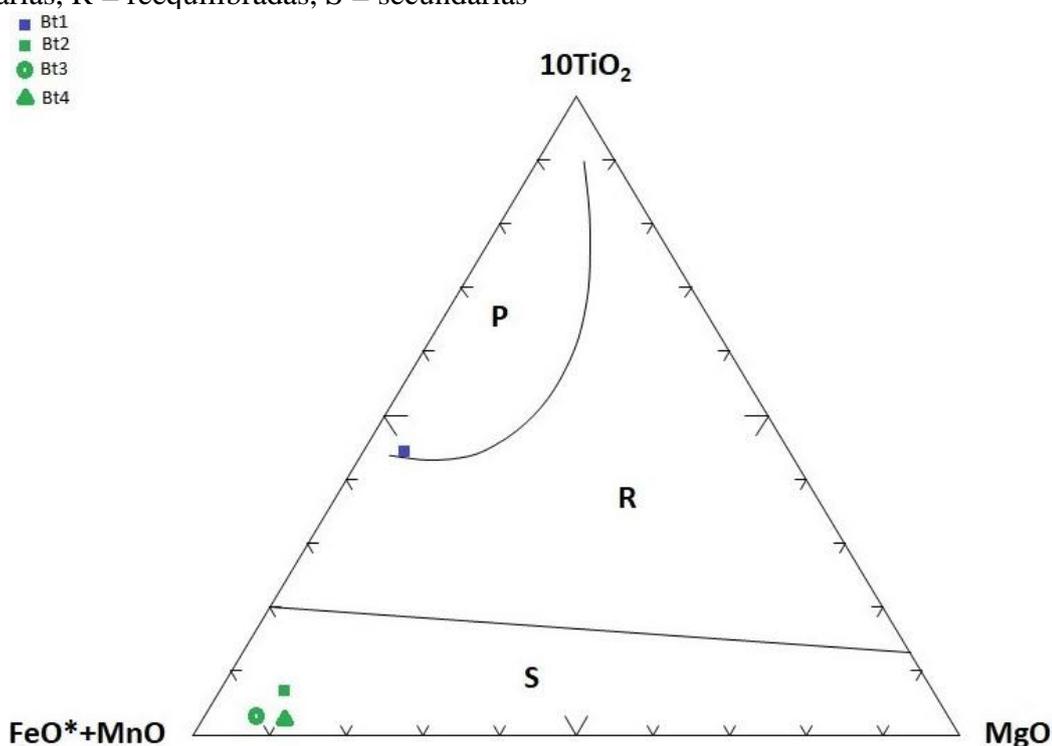
O quartzo é anedral (2,0 mm) com característica extinção ondulante. O microclínio é anedral (2,5 mm) com característica geminação em xadrez. O plagioclásio (2,0 mm) é subedral com típica geminação polissintética e apresenta intensa saussuritização. Biotita (<1,0 mm) ocorre como agregados intersticiais ou inclusos em cristais de feldspato potássico. Titanita (0,5 mm) é euedral e ocorre de forma aglomerada na seção delgada (Figura 4.27B).

Figura 4.27. Fotomicrografias de seção delgada TF18XII-141 em (A) visão geral da textura granular e minerais essenciais; e (B) aglomerado de titanita euedral


Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

Análises de química mineral obtidas pela microsonda em cristais de biotita e plagioclásio, permitiram classificar esses minerais de forma precisa. As biotitas analisadas foram plotadas em diagrama ternário proposto por Nachit et al. (2005) (Figura 4.28), caindo nos campos de biotita primária e secundária. Portanto, a interpretação é de que há biotitas de origem magmáticas preservadas na rocha, contudo, há reequilíbrio para clorita com perda de TiO_2 .

Figura 4.28. Diagrama ternário para classificação de biotitas de acordo com análises de química mineral obtidas em microsonda operando em WDS. Abreviações: Bt = biotita, P = primárias, R = reequilibradas, S = secundárias



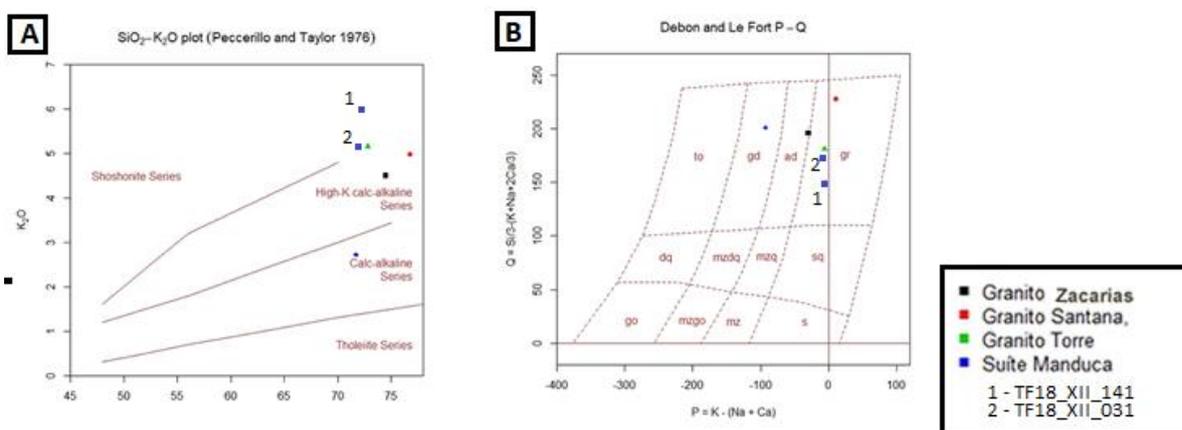
Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

4.2.2.1.3 Litogeoquímica

Foram realizadas análises litogeoquímicas das amostras TF18_XII_031 e TF18_XII_141 em conjunto com demais rochas graníticas intrusivas nas unidades da Formação Morro do Aquiles de ocorrência nas áreas VII e II, correspondentes aos granitos Torre, Santana e Zacarias, que em identificações petrográficas em escalas meso- e microscópicas se mostraram semelhantes.

A plotagem de acordo com o diagrama proposto por Peccerillo e Taylor (1976) indica que os granitoides da Suíte Manduca se aproximam da série shoshonítica, indicando valores altos de potássio na composição (Figura 4.29A). Já o diagrama proposto por Debon e Le Fort (1983) dá composição granítica, o que corrobora com a composição modal encontrada em análises petrográficas para ambas as amostras da área (Figura 4.29B).

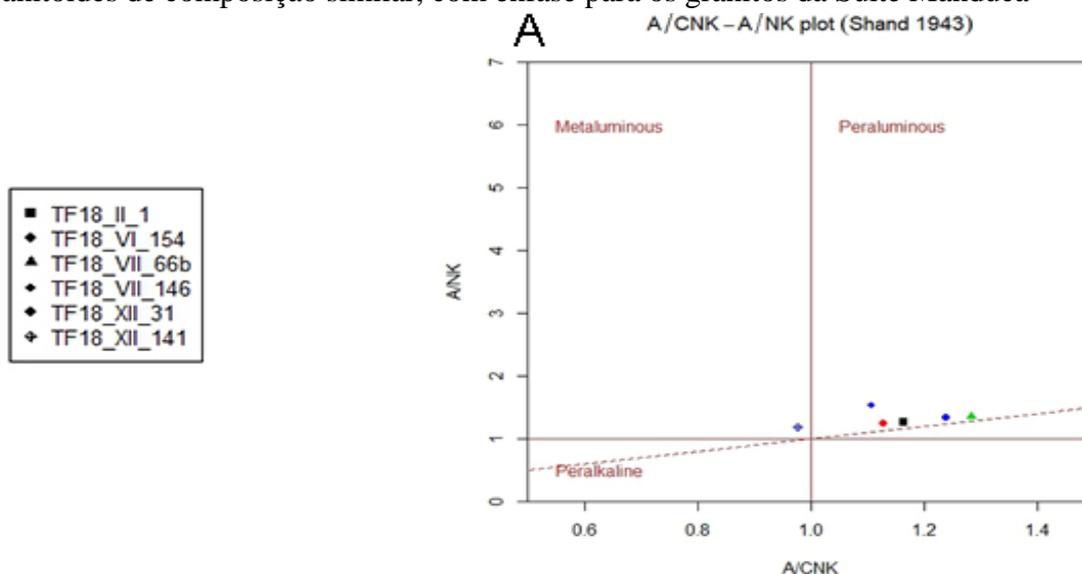
Figura 4.29. (A) Diagrama de séries magmáticas para classificação de rochas ígneas; e (B) Diagrama para classificação de rochas ígneas plutônicas



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

O diagrama apresentado na Figura 4.30 (Maniar e Piccoli, 1989), indica composição peraluminosa para a amostra TF18_XII_031 e metaluminosa para a TF18_XII_141, indicando que há variação faciológica na suíte.

Figura 4.30. Diagrama A/NK vs. A/CNK (Maniar e Piccoli, 1989) das amostras analisadas de granitoides de composição similar, com ênfase para os granitos da Suíte Manduca



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

4.2.3 *Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada*

Foram descritos na área XII três litofácies para esta unidade: metapsamítica, metapelítica e vulcânica, sendo a metapsamítica e metapelítica de maior ocorrência.

O método gamaespectrométrico aponta correlação do domínio A para a litofácies psamítica da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, situado na porção central e noroeste da área, sua direção se dá em NE-SW sendo marcado pelo alto relevo, alto K, baixo-médio eU e baixo eTh. Já o litofácies metapelítico é marcado pelos domínios gamaespectrométricos B e E. O domínio B ocorre na porção noroeste da área possui valor médio-alto K, eU e eTh, há ainda ocorrências pontuais de coloração amarelada. O domínio E, situado a nordeste da área, caracteriza-se por valores de médio K, baixos eU e eTh. A divergência de valores nos radioelementos pode ocorrer tanto por possuir interferência de lateritos e do rio Tocantins quanto por variações composicionais da própria unidade, que se diferenciam entre filitos e metassiltitos (Figura 4.2).

4.2.3.1 Litofácies metapsamítica

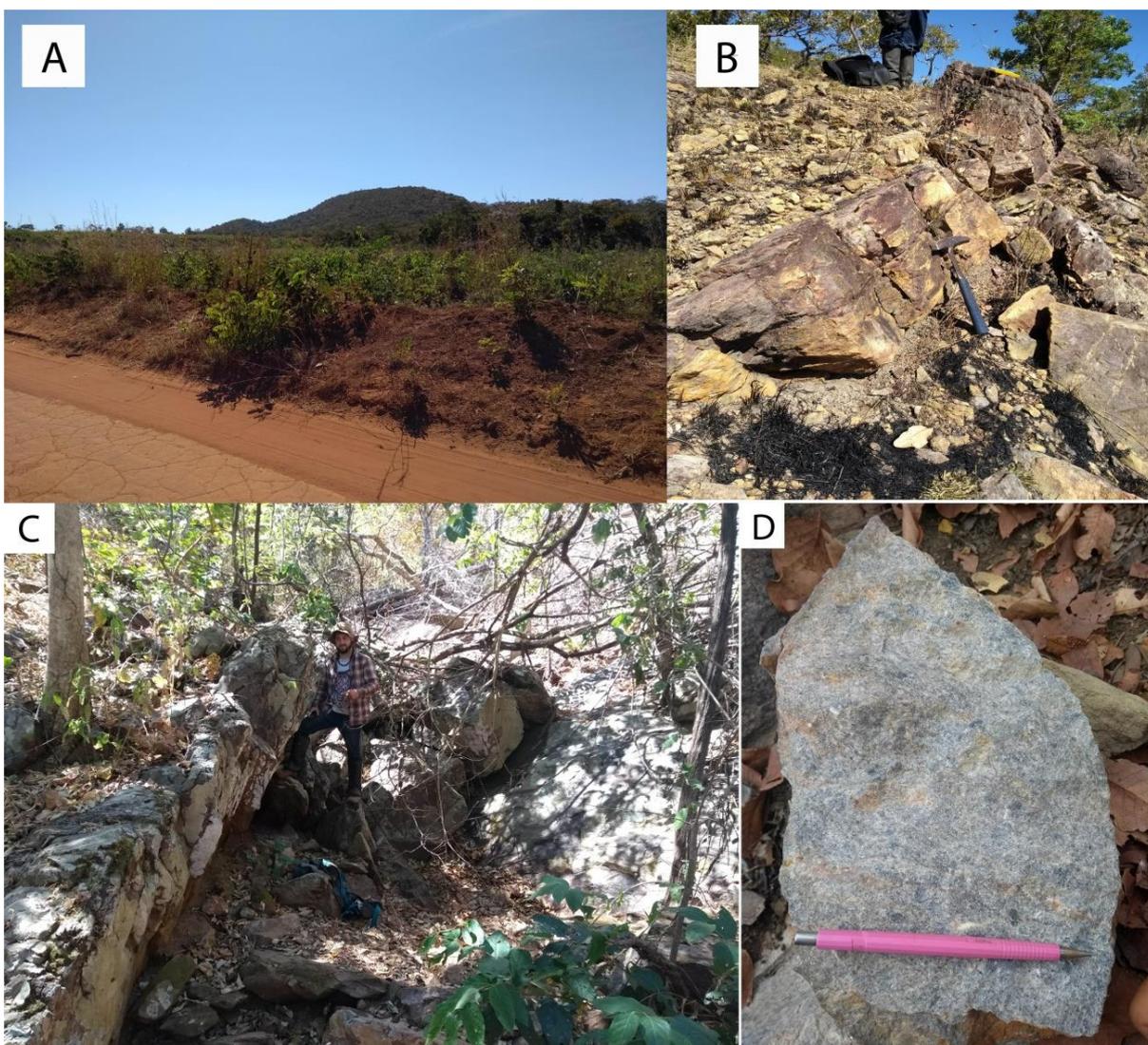
A litofácies ocorre na porção central e noroeste da área mapeada, ocupando cerca de 20% de toda a área. A porção central está orientada para NE (Figura 4.31) e é limitada a oeste por um dos corpos da Suíte Manduca e a Formação Morro do Aquiles, e a leste o limite se dá pelo contato com a cobertura laterítica. Seu relevo é proeminente e marcado pela serra que corta toda a área na direção NE (Figura 4.32A). Os afloramentos estão *in situ* e de forma

Figura 4.31. Imagem de satélite em 3D, destacando em amarelo a Serra Manoel do Carmo, local de maior ocorrência de afloramentos da litofácies metapsamítica



abundante ao longo de toda a serra (Figuras 4.32B e C). A porção noroeste, de mesma orientação, é limitada somente pela litofácies pelítica, seu relevo não é tão proeminente, porém também é marcada por serras e morrotes de menor expressão. Os afloramentos estão *in situ*, também de maneira abundante (Figura 4.32D).

Figura 4.32. (A) Figura ilustrando o início da Serra Manoel do Carmo, sustentada por quartzitos com metapelitos subordinados da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada; (B) Afloramento de quartzito ao longo da serra. (C) Afloramento de quartzito *in situ* na Serra Manoel do Carmo; e (D) Afloramento de quartzito conglomerático de aspecto maciço encontrado ao noroeste da área



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

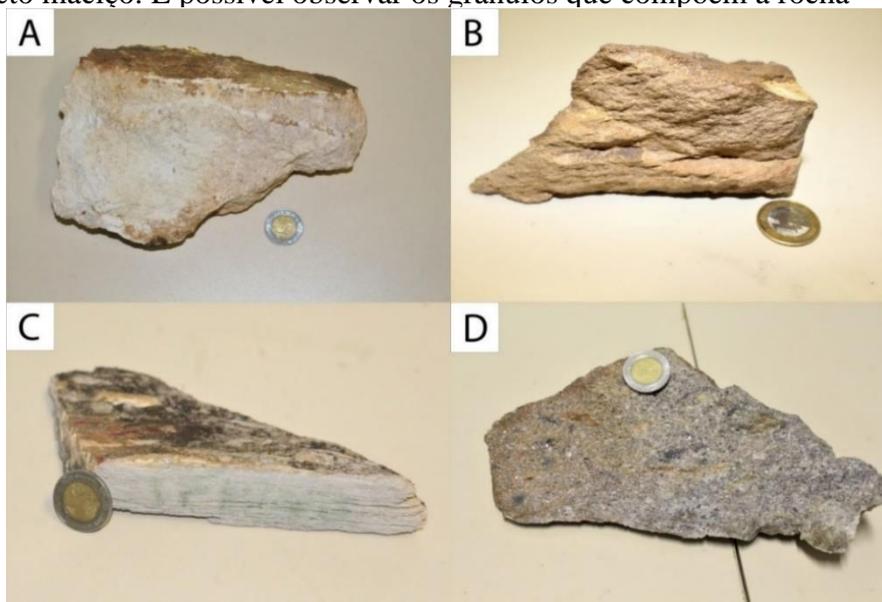
As rochas que compõem essa litofácies na área XII são quartzitos feldspáticos, quartzitos micáceos e quartzitos conglomeráticos. Os quartzitos feldspáticos apresentam coloração clara com granulação principalmente fina a média. As rochas variam o aspecto da fábrica, de foliação mais forte associada a maior grau de deformação e proximidade de zonas

de cisalhamento, até ocorrências maciças, com poucas evidências de deformação. Em geral, as rochas aparecem com muitas fraturas preenchidas por veios de quartzo, além de fraturas não-preenchidas. A mineralogia presente nas amostras mesoscópicas (escala de mão) é basicamente composta por grãos de quartzo com quantidades variáveis de feldspatos, aparentemente recristalizados (Figuras 4.33A e B).

Os quartzitos micáceos só possuem um exemplar amostrado na área mapeada, de cor esbranquiçada com granulação fina e foliação penetrativa, demonstrando intenso grau de deformação com a formação de bandas tabulares de quartzo de espaçamento milimétrico, o que torna a rocha friável e com quebraimento em placas. Mineralogicamente, o quartzito é composto por quartzo e filossilicatos em amostra mesoscópica (escala de mão). Só é possível identificar os filossilicatos quando há uma capa de alteração na rocha, com os grãos de quartzo inalterados e envoltos na massa escura de alteração (Figura 4.33C).

Os quartzitos conglomeráticos possuem cor branca a acinzentada, granulação média a grossa, são maciços e bem consolidados. Mineralogicamente são compostos por quartzo de tamanhos variados e arredondados, sendo possível identificar uma matriz possivelmente recristalizada, assim como grânulos centimétricos de minerais como feldspato e de fragmentos líticos (Figura 4.33D).

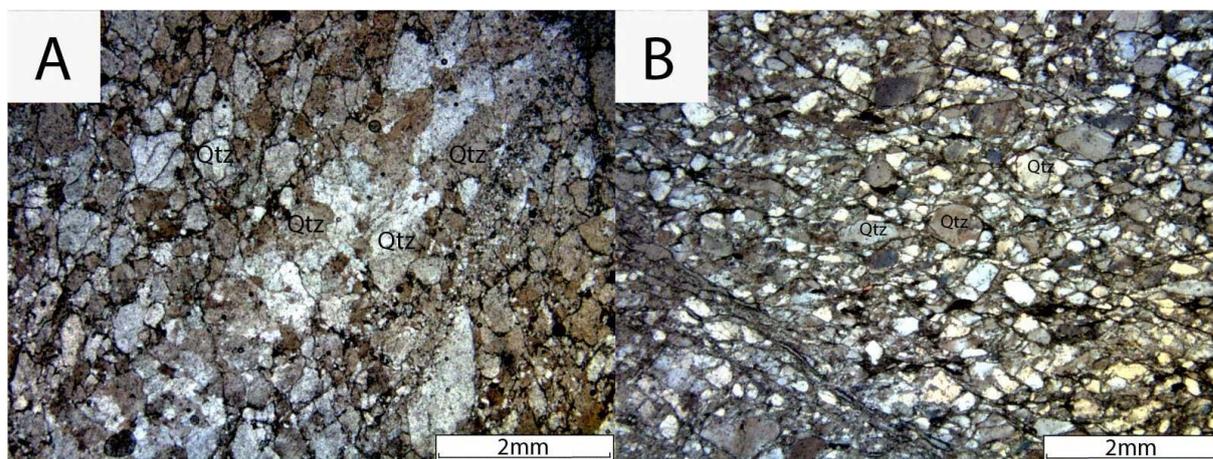
Figura 4.33. Amostra de quartzito feldspático de coloração esbranquiçada com veios preenchidos por quartzo dispostos ortogonalmente entre si; **(B)** Amostra de quartzito feldspático de coloração bege foliado **(C)** Amostra de quartzito micáceo com planos de foliação bem definidos e penetrativos; **(D)** Amostra de quartzito conglomerático de coloração cinza e aspecto maciço. É possível observar os grânulos que compõem a rocha



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

As seções delgadas TF18_XII_08, TF18_XII_030 e TF18_XII_119 representam as rochas classificadas como quartzito feldspático desta litofácies. Microscopicamente, as rochas são compostas por quartzo (70-80%), feldspatos (5-10%), muscovita (<5%) e matriz (~5%), com leves diferenças nos graus de deformação (Figura 4.34A e B).

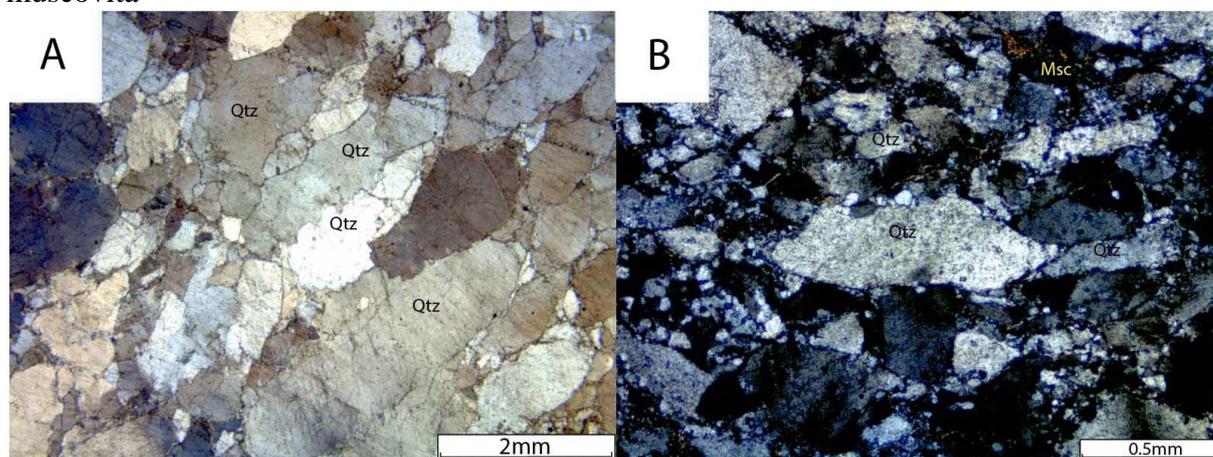
Figura 4.34. Fotomicrografias de seção TF18_XII_08 em (A) e (B) com intenso grau de recristalização e orientação dos grãos deformados



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

Texturalmente, preservam algumas texturas sedimentares, assim como estruturas de compactação (Figura 4.35A). Porém, de forma geral, o arranjo é granoblástico, com domínios lepidoblásticos restritos às seções com maior grau de deformação (TF18_XII_08 e TF18_XII_119) (Figura 4.35B).

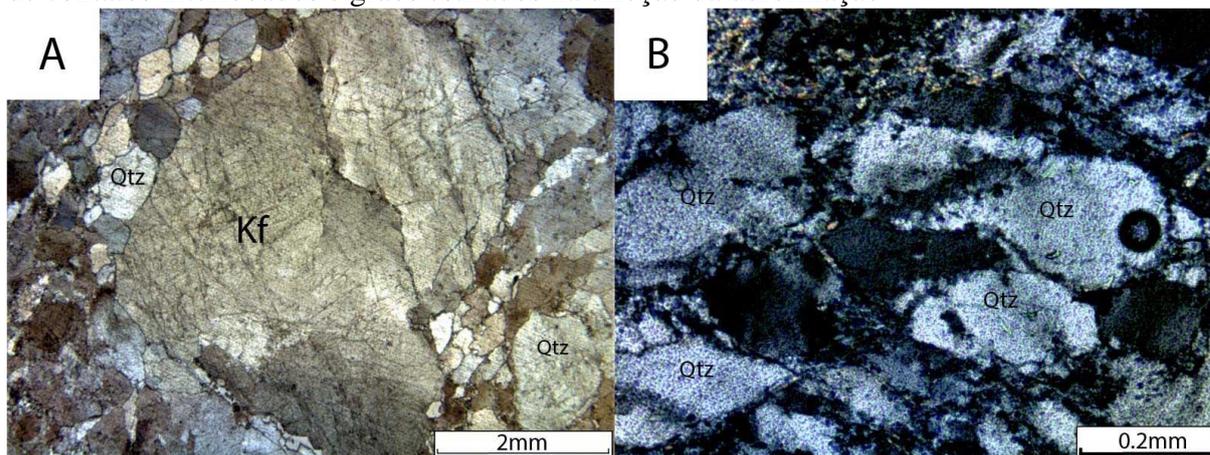
Figura 4.35. Fotomicrografias da seção TF18_XII_030 em (A) cristais de quartzo apresentando contatos suturados, côncavo-convexos, indicando feições de menor deformação, no limite superior da diagênese com metamorfismo; seção TF18_XII_08 em (B) ênfase em arranjo granoblástico definido pelo quartzo com raros domínios lepidoblásticos definidos pela muscovita



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

De maneira geral, os feldspatos são anedrais e inequigranulares, variando de 1 a 4mm, muito fraturados e com geometria de contatos levemente serrilhados (Figura 4.36A). Em relação aos grãos de quartzo existem 2 domínios, em um dos quais os cristais se encontram anedrais, bem arredondados, com tamanho médio de 1,2 mm, e mantendo os limites dos grãos sedimentares com contatos que variam de planares a suturados (Figura 4.35A). No outro domínio, os cristais também são anedrais, porém alongados em determinadas seções com contatos irregulares serrilhados a levemente interlobados, apresentando algumas reentrâncias. O tamanho dos cristais varia de 1,0 mm a 3,0 mm (Figura 4.36B). A matriz é composta essencialmente por quartzo e micas.

Figura 4.36. Fotomicrografias da seção TF18_XII_030 em (A) enfoque em cristal de feldspato de tamanho maior do que a média dos grãos da seção, com fraturas e contato serrilhado; e seção TF18_XII_119 em (B) domínio recrystalizado de quartzo com geometria de contatos interlobados e grãos estirados na direção da deformação

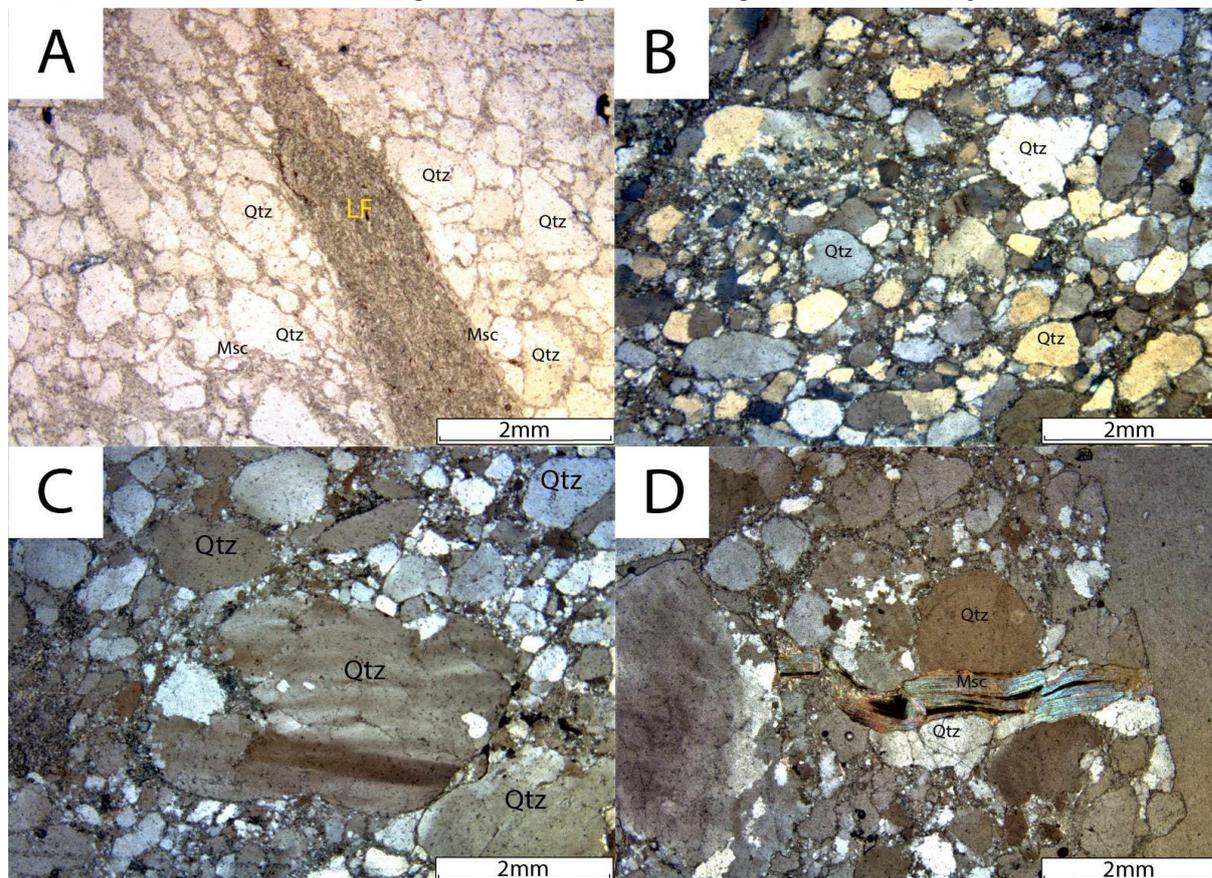


Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

As seções delgadas TF18_XII_124 e TF18_XII_128 representam rochas classificadas como quartzito conglomerático, que ocorrem de forma restrita na porção noroeste da área e, portanto, fora da serra. A composição da rocha é predominantemente de quartzo (75-85%), muscovita (<5%) e matriz (~15%). De forma restrita há ocorrência de 1 fragmento lítico na seção TF18_XII_124 (Figura 4.37A), possivelmente com origem no xisto da Formação Morro do Aquiles. O quartzo pode ser dividido em 2 domínios; o primeiro de natureza sedimentar, com granulometria variando de 0,5 a 4mm, mal-selecionamento, de formas subangulosas e alta esfericidade (Figura 4.37B). O segundo é de natureza deformacional, restrito aos interstícios dos grãos, recrystalizados ou fraturados, com tamanho variando de 0,5 mm a 1,0 mm (Figura 4.37C). As muscovitas têm em média 0,1mm, apesar de algumas ocorrerem com tamanhos maiores que 2,0 mm na seção TF18_XII_128 (Figura 4.37D), onde apresentam

estruturas típicas de compactação mecânica, com apastamento e rompimento dos grãos. A matriz é essencialmente composta por quartzo e filossilicatos.

Figura 4.37. (A) Cristais de quartzo (Qtz) e cristais de muscovita (Msc) em contato com um fragmento lítico (LF); (B) Cristais de quartzo dos dois domínios apresentando uma visão geral da lâmina; (C) Cristais de quartzo (Qtz) e muscovita (Msc); (D) Contatos planos entre grãos de Quartzo (Qtz). Todas as imagens são de quartzito conglomerático da seção TF18XII-124.

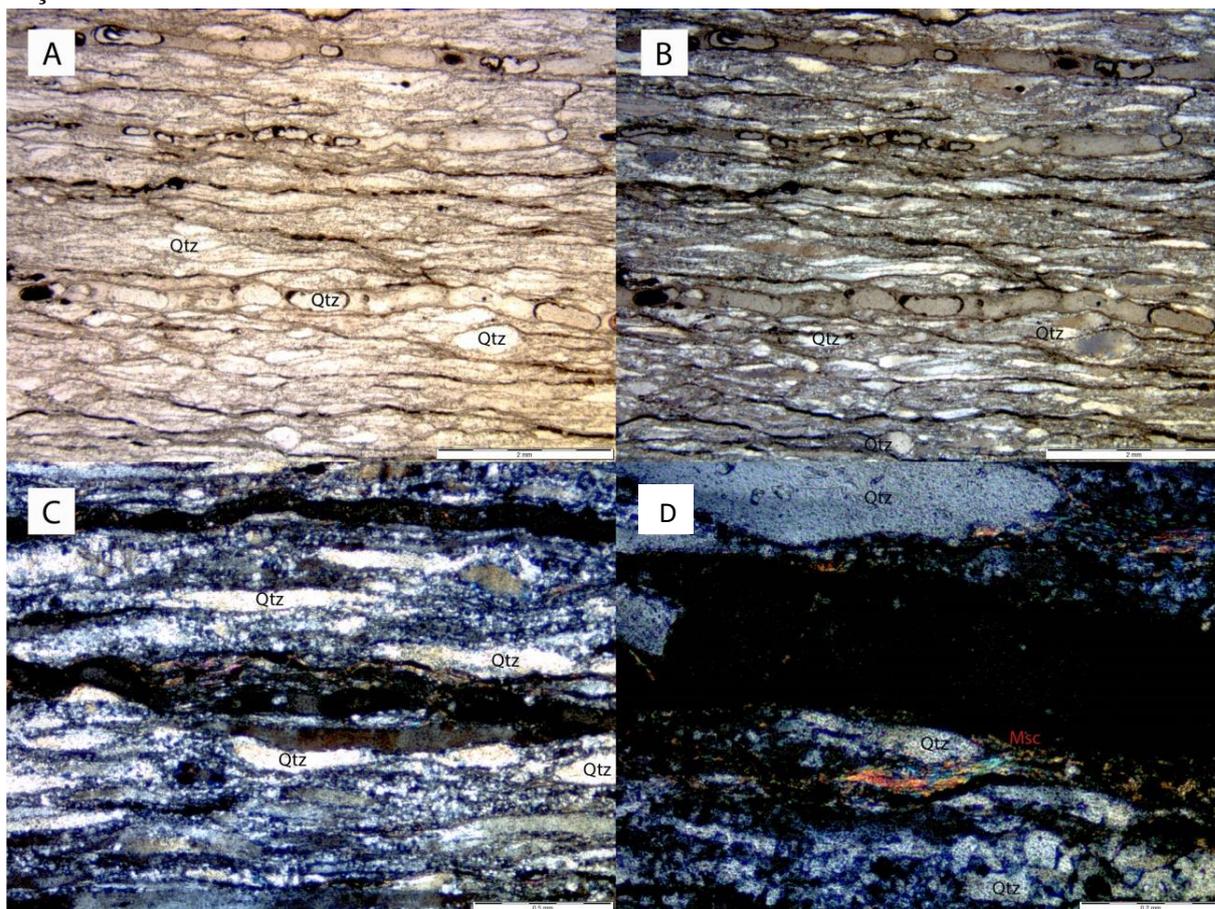


Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

A seção delgada TF18_XII_089 representa a rocha classificada como quartzito micáceo que, na realidade, é descrita como quartzito-milonito. A composição mineralógica é dada por quartzo (45-50%), muscovita (7-10%) e matriz (35-40%). A rocha apresenta uma foliação penetrativa do tipo S-C e deformação e recristalização intensas (Figura 4.38A e B). Os cristais de quartzo são recristalizados e orientados em uma única direção preferencial, possuindo contatos retos e alongados, textura granoblástica inequigranular e tamanhos variando de 0,2 a 2,5 mm. Os grãos aparentam ser objetos de giro sendo contornados por superfícies de foliação na matriz, formando sombras de pressão que apresentam, em alguns casos, formatos parecidos com sigmóides (Figura 4.38C). Os cristais de muscovita (Figura 4.38D) possuem hábito lamelar, contatos retos alongados e tamanho variando de 0,1 a 0,5

mm. A matriz é microcristalina de composição quartzo-micácea, apresentando uma foliação milonítica penetrativa.

Figura 4.38. (A) Visão geral da lâmina com cristais de quartzo (Qtz) alongados formando cordões quartzosos em nicóis paralelos; (B) Mesma figura anterior com nicóis cruzados; (C) Cristais de quartzo (Qtz) formando objetos de giro e sombras de pressão; (D) Cristais de muscovita apresentando feição de “mica fish”. Todas as imagens são de quartzo-milonito da seção TF18XII-089.



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

4.2.3.2 Litofácies metapelítica

Esta litofácies ocorre na parte noroeste da região mapeada e subordinada aos quartzitos que se encontram na Serra Manoel do Carmo. O relevo na porção noroeste é suave, os afloramentos se apresentam *in situ*, principalmente em drenagens (figura 4.39A e B). Parte dessa unidade recebe plantio de milho ou é coberta pela vegetação nativa. Essas rochas são limitadas a leste pela Formação Morro do Aquiles e a oeste pelo rio Tocantins. Na serra, ocorrem geralmente em vales entre camadas de quartzitos, como blocos rolados e *in situ*.

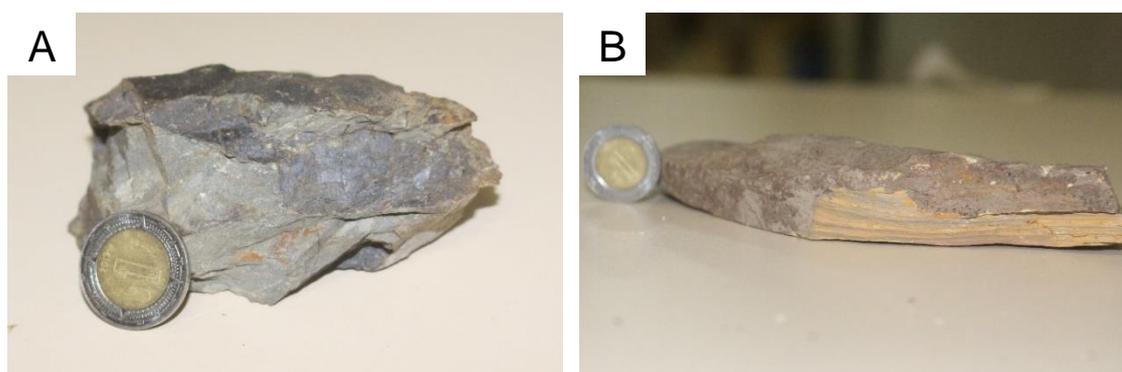
Figura 4.39. Afloramentos em (A) e (B) de filitos com foliação pronunciada em drenagem do Córrego do Manduca (790660 E; 8805116 N)



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

As rochas que compõem essa litofácies são metassiltitos, filitos e ardósias. A composição mineralógica é semelhante em amostras mesoscópicas, correspondendo essencialmente a quartzo e filossilicatos de granulação fina. A separação destas rochas em litotipos é de difícil constatação nesta escala, sendo utilizados critérios de cor e estruturas predominantes. As ardósias possuem característica clivagem ardosiana e coloração marrom a avermelhada, ocorrendo de maneira restrita na porção noroeste da área. Os filitos possuem planos de xistosidade bem definidos, foliação penetrativa e coloração cinza-azulada a marrom, ocorrendo próximos às ardósias da porção noroeste (Figura 4.40A). Os metassiltitos podem ocorrer ou não com uma foliação com espaçamento centimétrico a decimétrico, em geral preservando seu bandamento composicional sedimentar (Figura 4.40B). Essas rochas possuem coloração marrom e são encontradas em vales na Serra Manoel do Carmo.

Figura 4.40. (A) Amostra mesoscópica de filito coletado em drenagem do Córrego do Manduca; (B) Amostra mesoscópica de metassiltito coletado na Serra Manoel do Carmo com bandamento composicional sedimentar preservado



Fonte: Projeto Monte do Carmo (2018).

Foram realizadas análises de difratometria de raios-X das amostras TF18_XII_8b, TF18_XII_19b, TF18_XII_20, TF18_XII_86 e TF18_XII_149 (Anexo VI). Com os resultados obtidos, é possível reconhecer e discriminar as amostras em dois litotipos. O primeiro, composto caracteristicamente por quartzo, mica branca, caulinita e óxidos de ferro (Goethita e Hematita), define os metassiltitos (Figura 4.40) da litofácies metapelítica (amostras TF18_XII_8b, TF18_XII_19b, TF18_XII_20). O segundo, de composição geral definida por quartzo, muscovita e clorita, define os filitos (Figura 4.41) da litofácies metapelítica (TF18_XII_87 e TF18_XII_149).

Figura 4.41. Difratoograma de raios-X da amostra TF18_XII_8b (metassiltito)

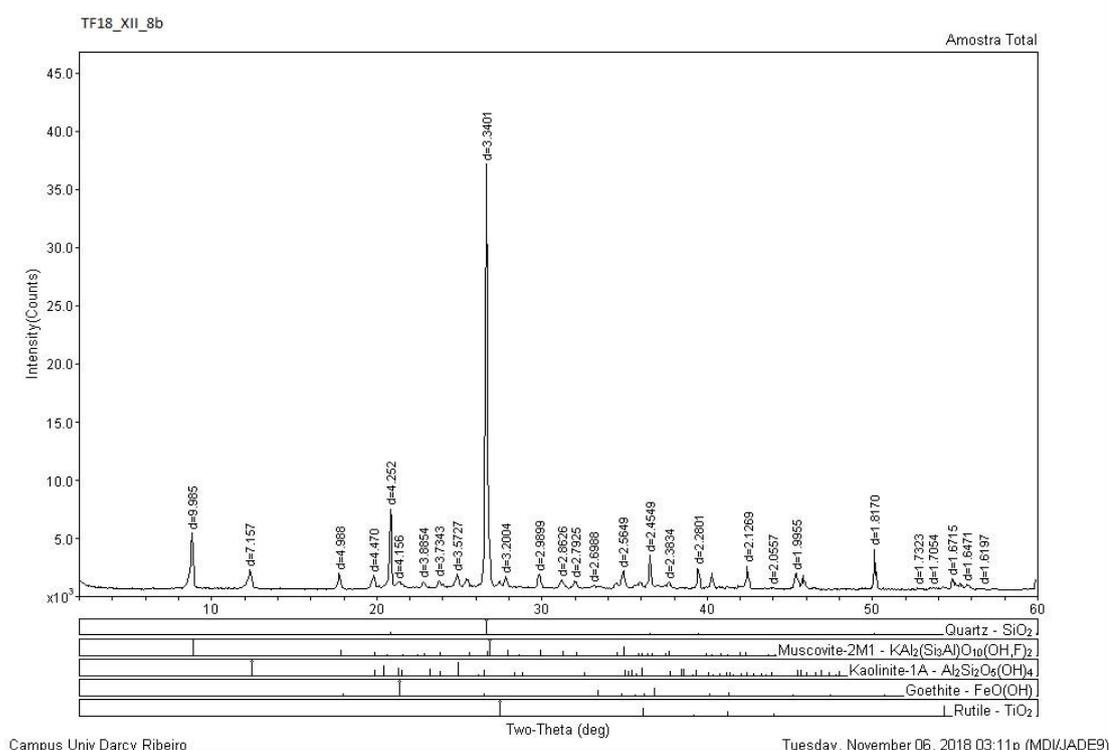
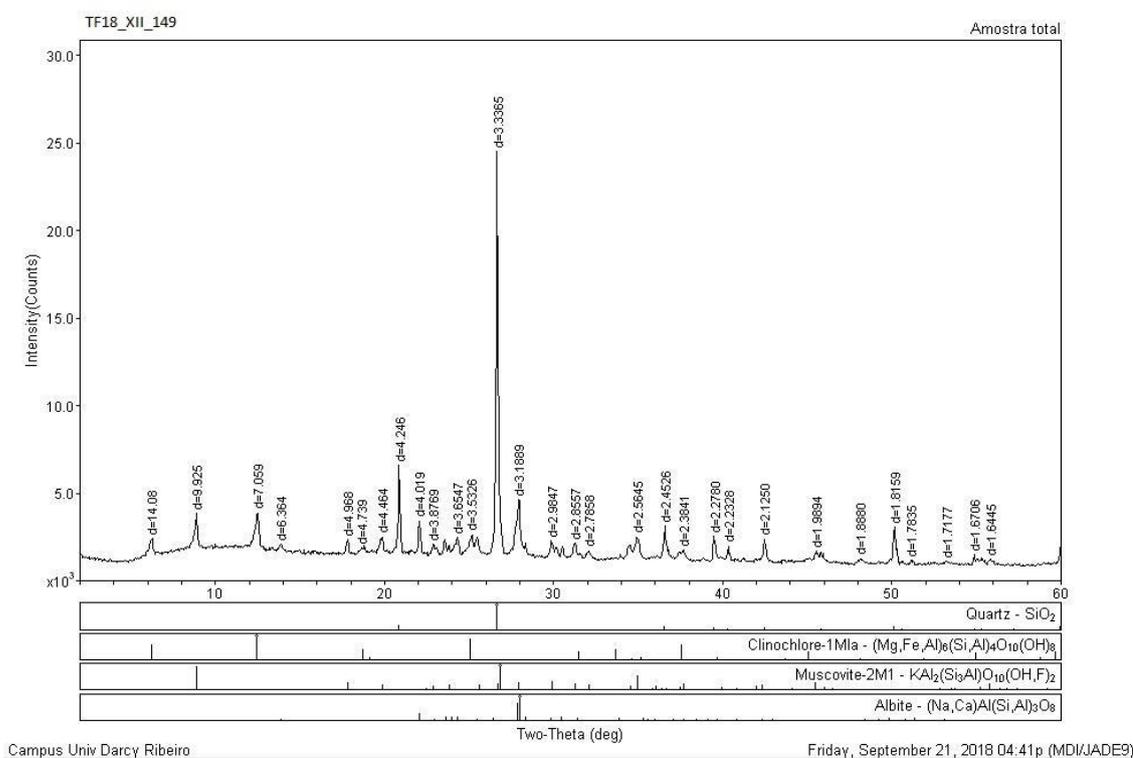


Figura 4.42. Difratoograma de raios-X da amostra TF18_XII_139 (filito)


4.2.3.3 Litofácies vulcânica

Esta litofácies se caracteriza por ocorrer de forma muito restrita na área XII, não sendo mapeável à escala do projeto. O relevo do local onde essas rochas afloram é levemente irregular e inclinado em direção ao Córrego do Manduca, próximo ao contato com quartzitos da Serra Manoel do Carmo. A vegetação é tipicamente composta por árvores finas e secas, com folhagens espalhadas pelo chão. Em geral, a observação das rochas *in situ* é difícil, estando dispostas no formato de blocos decimétricos a métricos.

A amostra mesoscópica é melanocrática a ultramelanocrática e afanítica, não sendo possível determinar a mineralogia, relações de contato e/ou texturas predominantes da rocha. Foram encontradas ocorrências desta mesma litofácies na área VII, em um vale entre duas serras de quartzito, com características semelhantes e em maior escala. Foi feita uma seção delgada, onde a mineralogia observada é composta por clorita (10%), quartzo (10%), plagioclásio (8%), fragmentos líticos (15%), actinolita (8%), epidoto (10%), muscovita (4%), argilominerais (15%) e opacos não identificados. A rocha é classificada como metapiroclástica de protólito máfico, metamorfozado em fácies xisto verde.

4.2.4 *Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida*

4.2.4.1 Unidade Morro da Mata

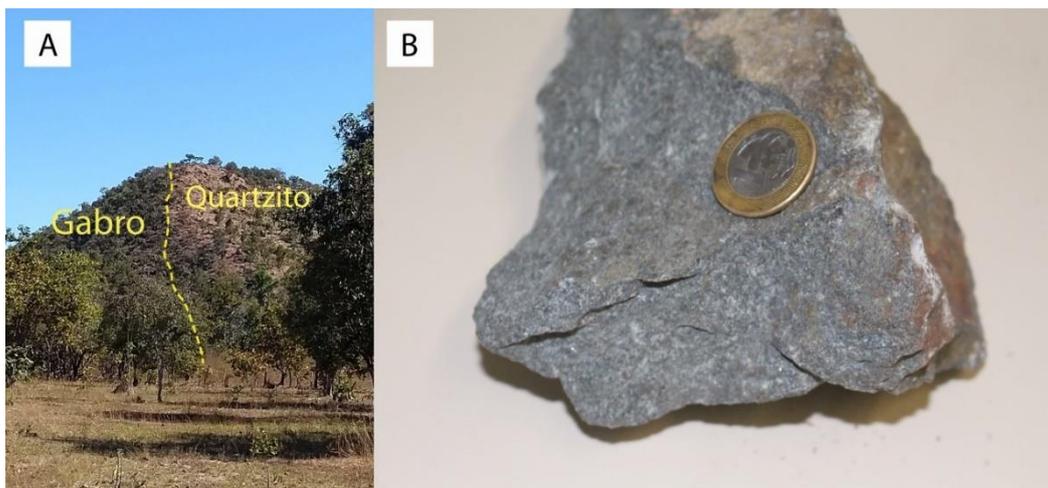
A unidade está localizada na porção setentrional da área mapeada. A ocorrência de afloramentos se dá em um pequeno morrote e, no pé deste morrote, em locais planos ou em drenagens próximas (Figura 4.43). Os afloramentos se encontram *in situ* (Figura 4.44A) e em blocos rolados ao pé do morrote.

Figura 4.43. Imagem de satélite em 3D, evidenciando contato entre Morro da Mata (Verde) e faixa de quartzitos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada (Amarelo)



Amostras mesoscópicas (escala de mão) são melanocráticas, de granulação fina e equigranulares, sendo possível somente identificar cristais de feldspato associados a minerais máficos de difícil identificação (Figura 4.44B).

Figura 4.44. (A) Contato entre o gabro e os quartzitos; (B). Amostra macroscópica do gabro

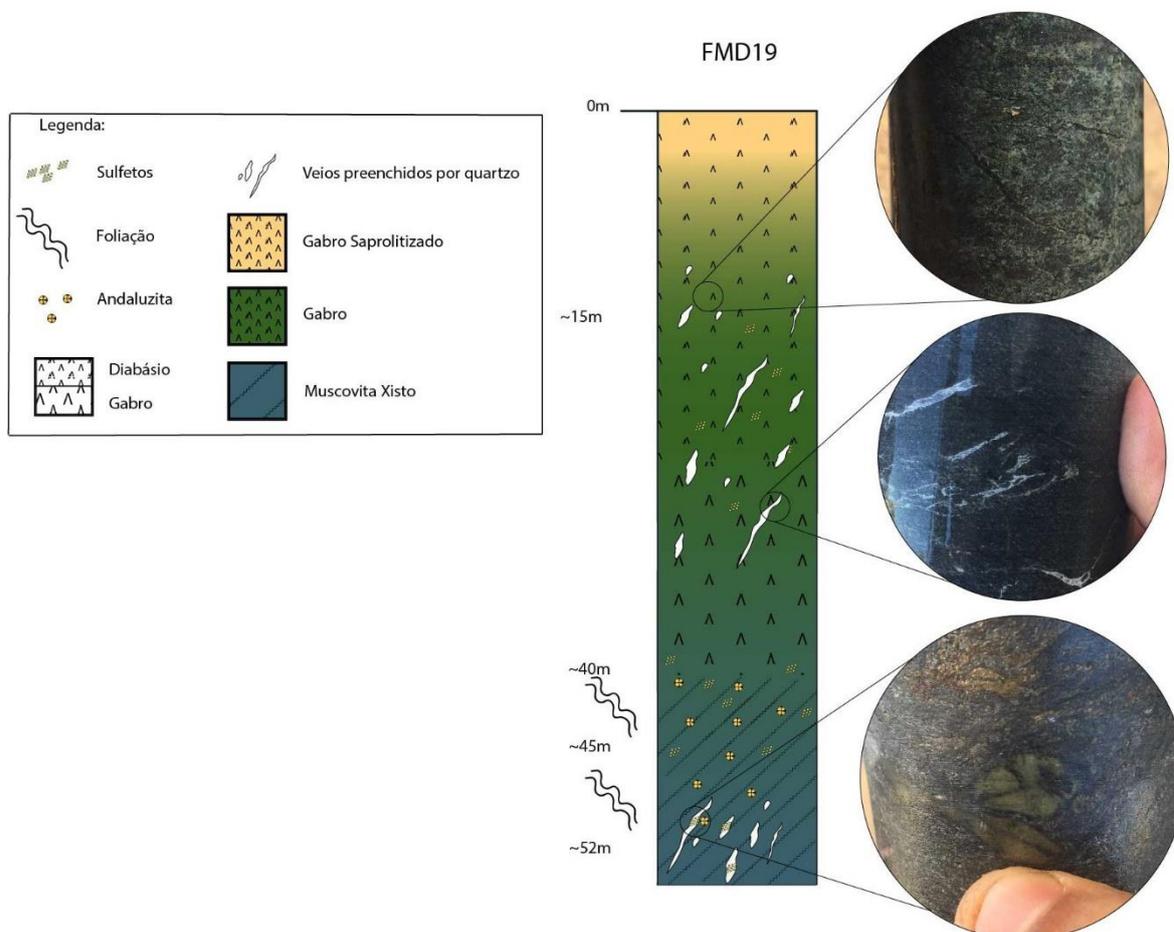


Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Realizou-se em campo descrições em furo de sondagem (FMD-19), permitindo observar rochas gabroicas desta unidade, que variam de granulação fina no topo a granulação grossa na base. Neste furo foi possível notar um intervalo de contato com aparecimento do xisto da Formação Morro do Aquiles, apesar de não ter sido possível estabelecer onde o gabro não tem mais ocorrência, caracterizando um contato difuso.

As descrições do furo foram utilizadas para elaboração de uma seção esquemática do perfil do furo no intervalo analisando, com a identificação dos principais elementos e características observados (Figura 4.45).

Figura 4.45. Perfil esquemático do furo de sondagem FMD-17 com aproximadamente 52 m (metros) descritos, identificando estruturas encontradas em cada intervalo de metragem e fotos ilustrativas destes intervalos



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

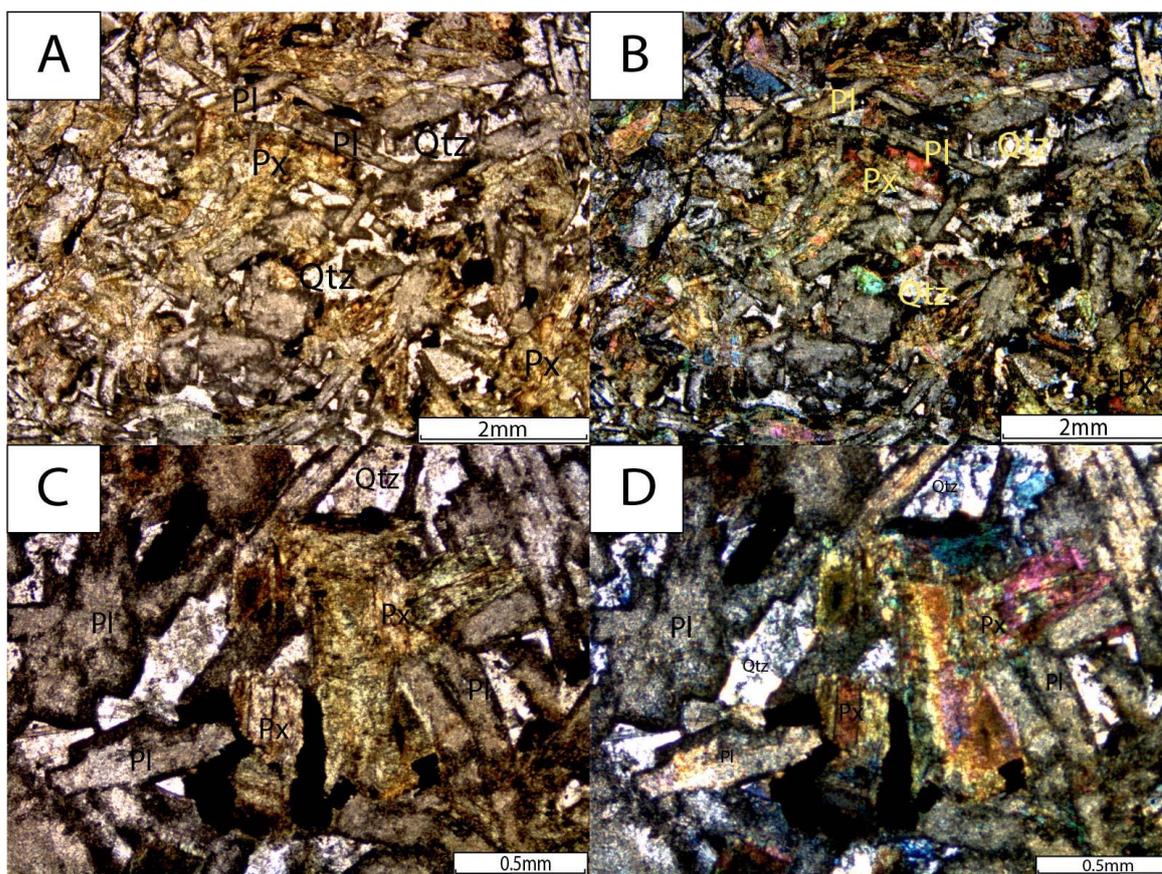
A caracterização petrográfica microscópica foi realizada a partir de 2 seções delgadas (TF18_XII_78.1 e TF18_XII_78.2), com paragêneses minerais praticamente idênticas em ambas seções. Portanto, para fins práticos, somente será abordada a seção 78.1.

A rocha é composicionalmente definida por plagioclásio (35-40%), clinopiroxênio (30-35%), hornblenda (15%), quartzo (5-10%) e opacos não identificados (5%). A rocha é predominantemente equigranular de granulação fina. No diagrama QAPF a rocha é classificada como quartzo-diorito/quartzo-monzogabro, sendo necessário recorrer a diagramas mais específicos para classificação de rochas máficas, onde a rocha é classificada no campo dos gabros.

Cristais de plagioclásio euédricos de granulação fina (0,3-0,5 mm) se encontram em alguns domínios parcialmente inseridos nos cristais de clinopiroxênio (Figuras 4.46A e B), definindo uma textura subofítica. Clinopiroxênio anédrico de granulação média (0,5-1,0 mm),

se encontra em avançado estado de alteração com reação formando anfibólio de cor verde, possivelmente hornblenda, nas bordas (uralitização). O anfibólio se encontra com hábito totalmente anhedral devido ao fato de ser produto de reação dos clinopiroxênios, com coloração esverdeada e pleocroísmo variando de verde pálido a escuro (Figuras 4.46C e D). Há espaços intersticiais na rocha preenchidos por quartzo de granulação fina (<0,3 mm). A rocha está em avançado estado de alteração, mas as texturas ígneas estão quase totalmente preservadas.

Figura 4.46. (A) Visão geral da lâmina em nicóis descruzados apresentando os cristais de plagioclásio (Pl), piroxênio (Px) e quartzo (Qtz) intersticial; (B) Visão geral da lâmina em nicóis cruzados apresentando os cristais de plagioclásio (Pl) e piroxênio (Px); (C) Piroxênio (Px) em textura subofítica com cristais de plagioclásio (Pl) parcialmente inseridos, e com coloração esverdeada identificando a feição de uralitização em nicóis descruzados; e (D) Mesma figura anterior em nicóis cruzados, evidenciando alterações na birrefringência do piroxênio (Px) devido a uralitização

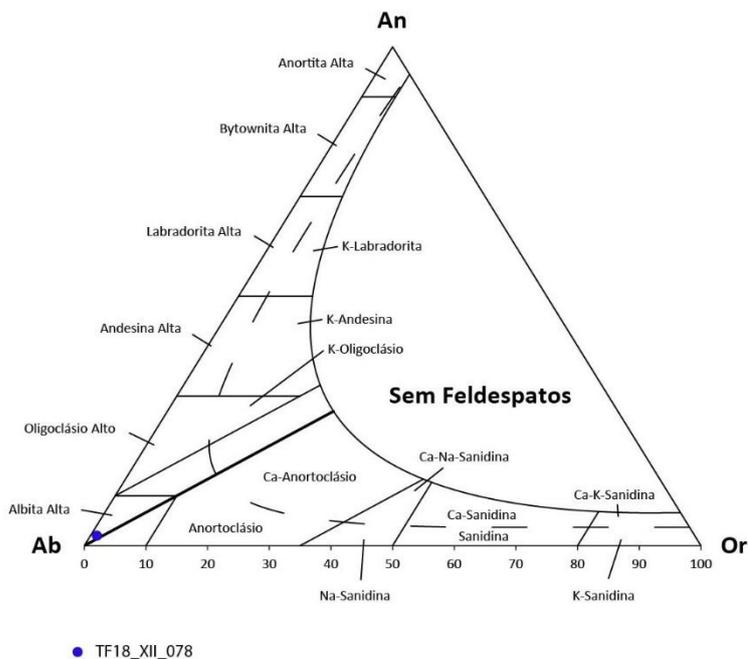


Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Análises de química mineral foram realizadas por microsonda operando em EDS na seção TF18_XII_078 identificando plagioclásio, clinopiroxênio e hornblenda, e em WDS para identificação de elementos que compunham esses minerais. Os plagioclásios analisados

(Figura 4.47) possuem composição Ab_{90-100} (Albita alta) segundo diagrama proposto por Deer et al. (1992), indicando que a rocha possivelmente é enriquecida em álcalis (sódio).

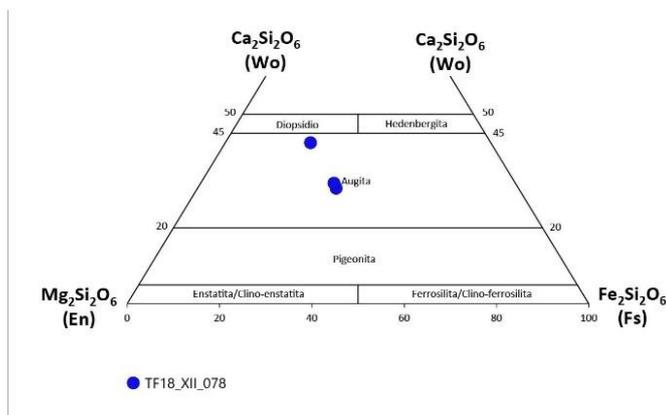
Figura 4.47. Diagrama ternário Ab-An-Or para classificação de plagioclásios (Deer et al., 1992) com dados obtidos em microsonda operando em WDS



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

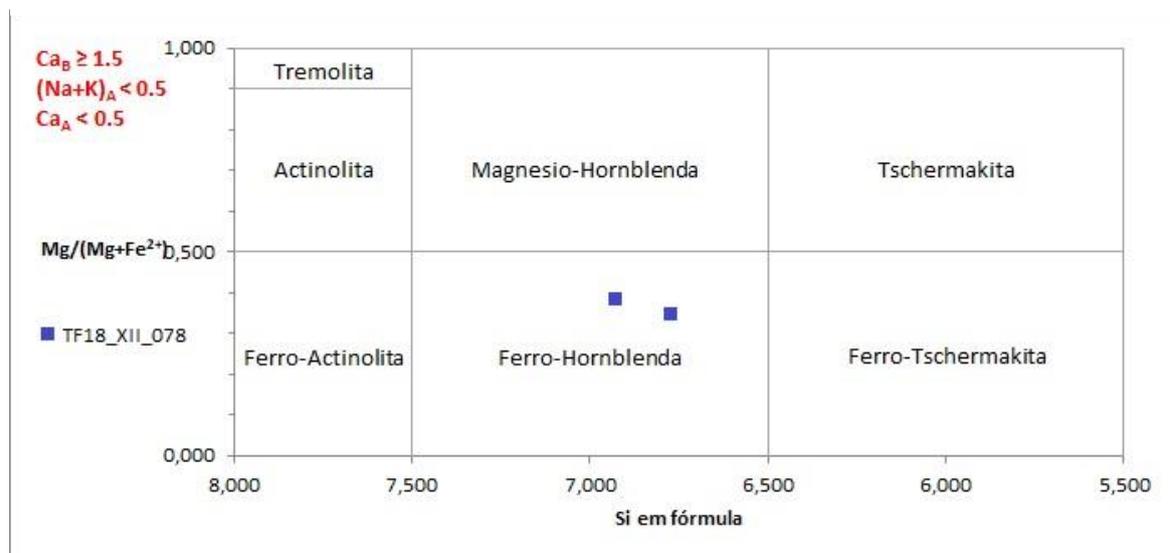
Os piroxênios analisados foram plotados em diagrama de classificação proposto por Morimoto (1988), indicando composições de Augita (Figura 4.48) podendo haver um leve enriquecimento em cálcio. Associados aos clinopiroxênios, foram feitas análises nos anfibólios para determinar sua composição e classificação, que foram plotados em diagrama de classificação de anfibólios relativamente enriquecidos em cálcio (Figura 4.49), caindo no campo da Fe-Hornblenda. As análises confirmam o processo de uralitização em clinopiroxênios observados em microscopia de luz transmitida, uma vez que a hornblenda analisada há enriquecimento em cálcio e ferro, elementos abundantes nos clinopiroxênios encontrados na seção.

Figura 4.48. Diagrama de classificação de clinopiroxênios (Morimoto, 1988) com dados obtidos em microsonda operando em WDS



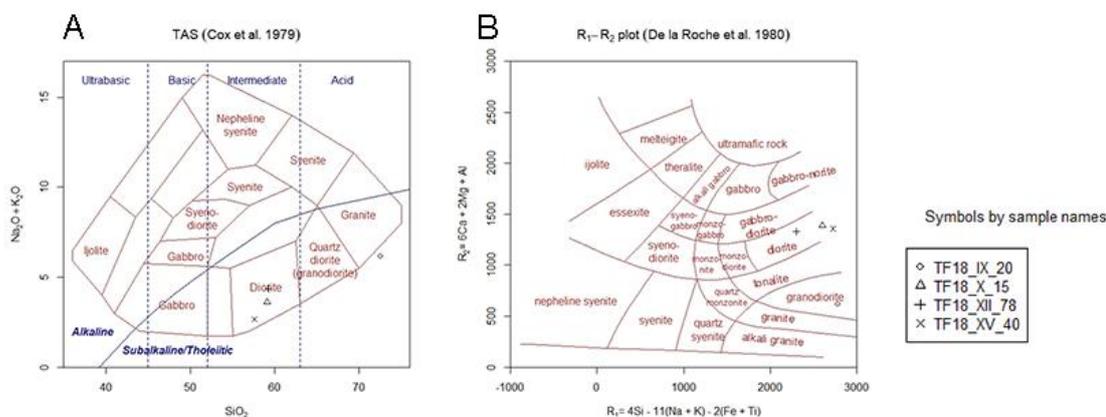
Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Figura 4.49. Diagrama de classificação de anfibólios enriquecidos em cálcio, com dados obtidos em microsonda operando em WDS



Utilizando dados de litogeoquímica (Figuras 4.50 A e B), as rochas são classificadas como dioritos, representando uma mudança em relação as análises petrográficas.

Figura 4.50. Diagrama TAS (Cox et al., 1979) em (A) e R1-R2 (De la Roche et al, 1980) em (B) para amostras da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida, com ênfase na amostra analisada TF18_XII_078

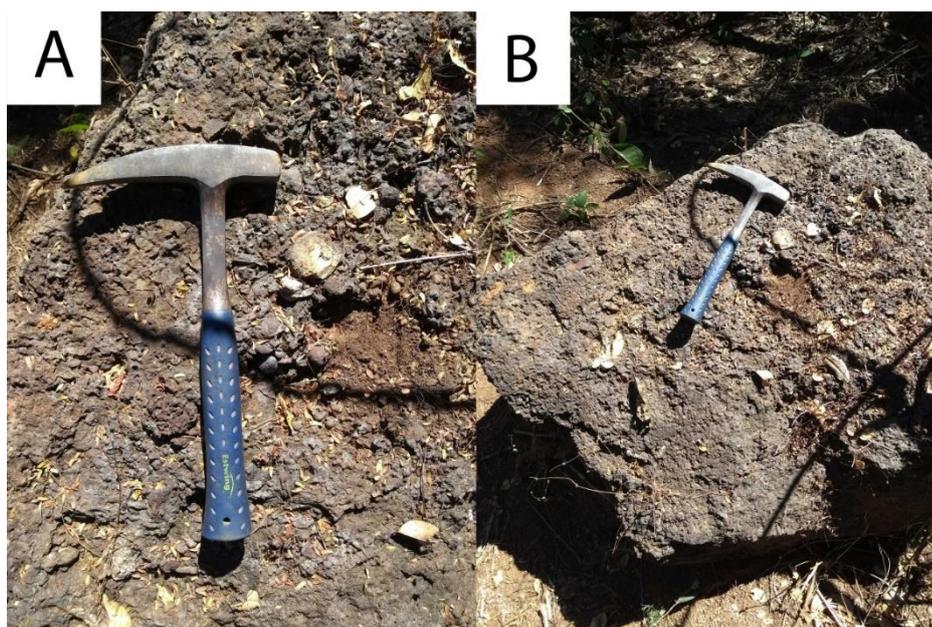


Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

4.2.5 Cobertura Detrito-Laterítica

Baseados na classificação de Costa (1991) dos horizontes existentes nas crostas lateríticas, há na área mapeada horizontes de cobertura/solo e crosta ferruginosa marcada pela presença nódulos de hematita e goethita, cristais de quartzo e fragmentos de gibbsita (Figuras 4.51A e 51B).

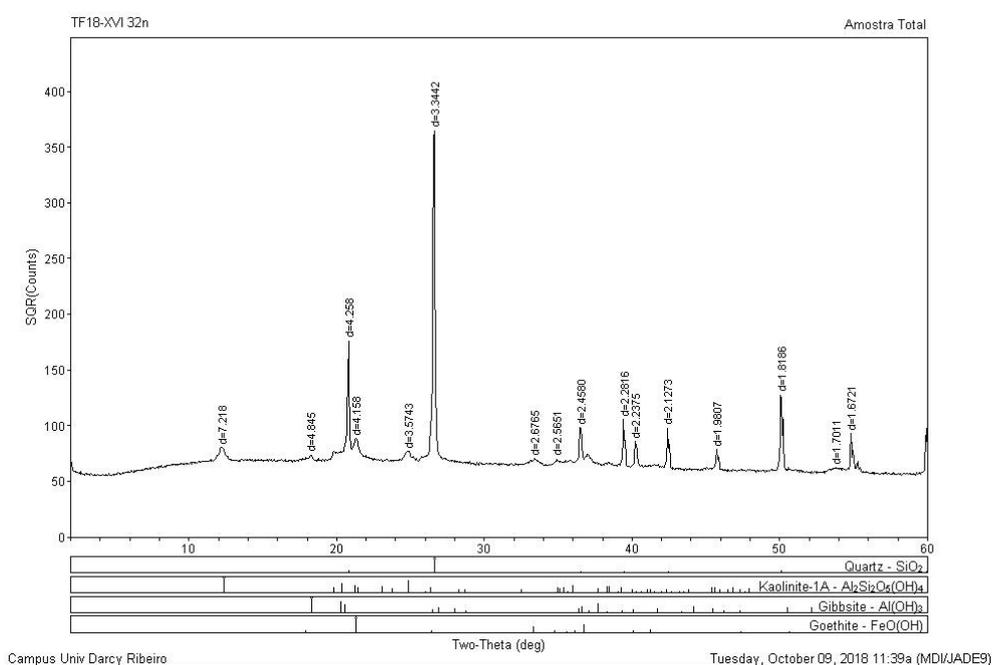
Figura 4.51. (A) Afloramento de laterito apresentando os fragmentos de quartzo e os nódulos de hematita e goethita; e (B) Afloramentos métricos de lateritos, encontrados ao longo da área



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Os lateritos chegam a 1 (um) metro de espessura, apresentam texturas vermiforme e nodulares compondo mais de 50% da área mapeada. Análises de difratometria de raios-x realizadas pela área XVI da amostra TF18_XVI_32, indicam mineralogia composta de quartzo, caulinita, gibbsita e goethita (Figura 4.52). São interpretados como possíveis rochas de alteração de granitos da Suíte Ipueiras, sendo passível de correlação com os lateritos encontrados na área XII.

Figura 4.52. Difratoograma obtido pela análise de raios-X da amostra TF18_XVI_32, indicando picos para quartzo, caulinita, gibbsita e goetita

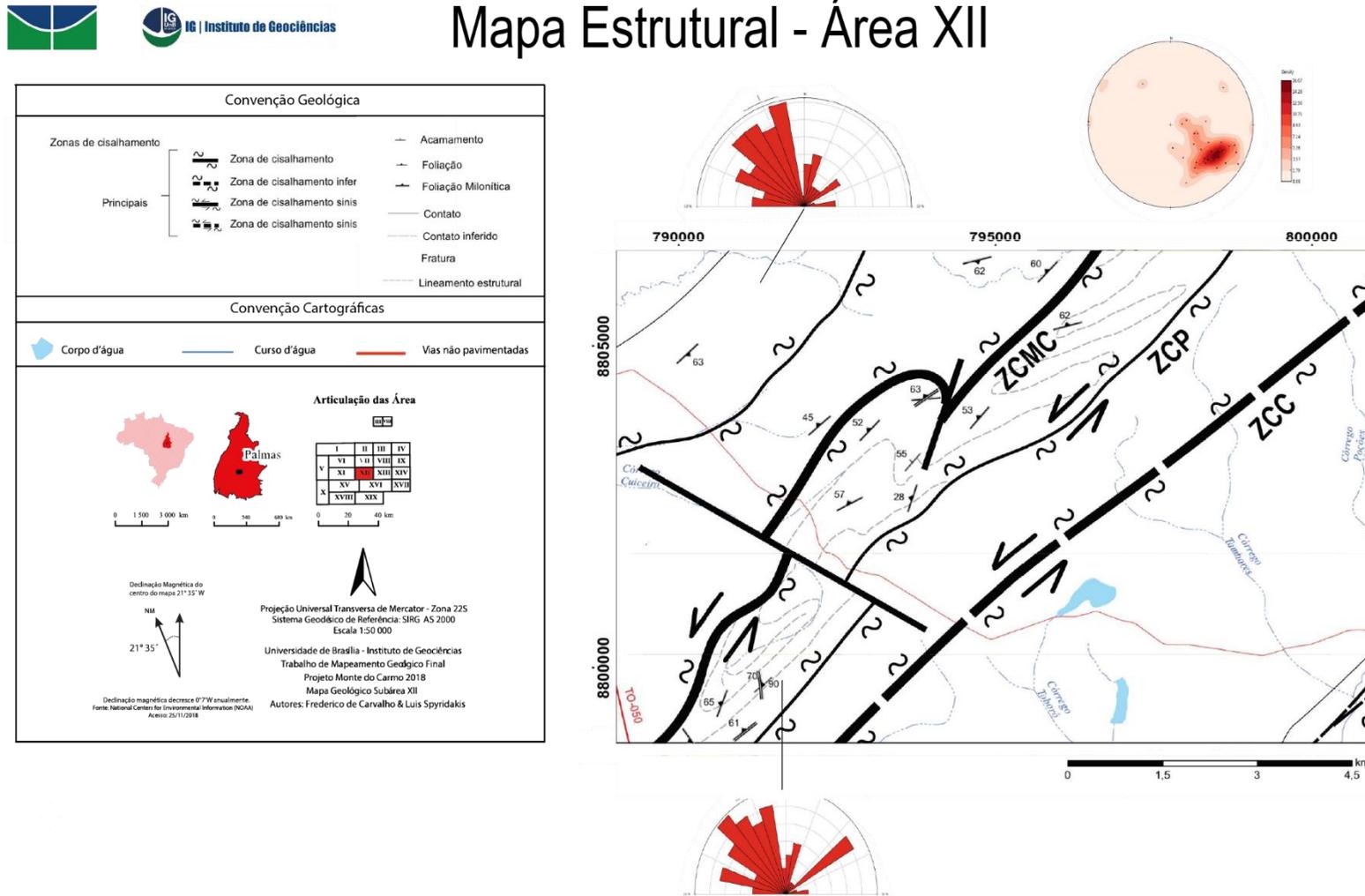


Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

4.3 Geologia Estrutural

As estruturas e geometrias geológicas mapeadas (Figura 4.53) tratadas neste capítulo foram divididas em 2 grupos. As primeiras a serem descritas, pertencem aos elementos de trama dúctil, tais como foliação regional, lineações, dobras e zonas de cisalhamento. Ao segundo grupo pertencem os elementos de trama rúptil como fraturas e falhas.

Figura 4.53. Mapa estrutural da área XII.



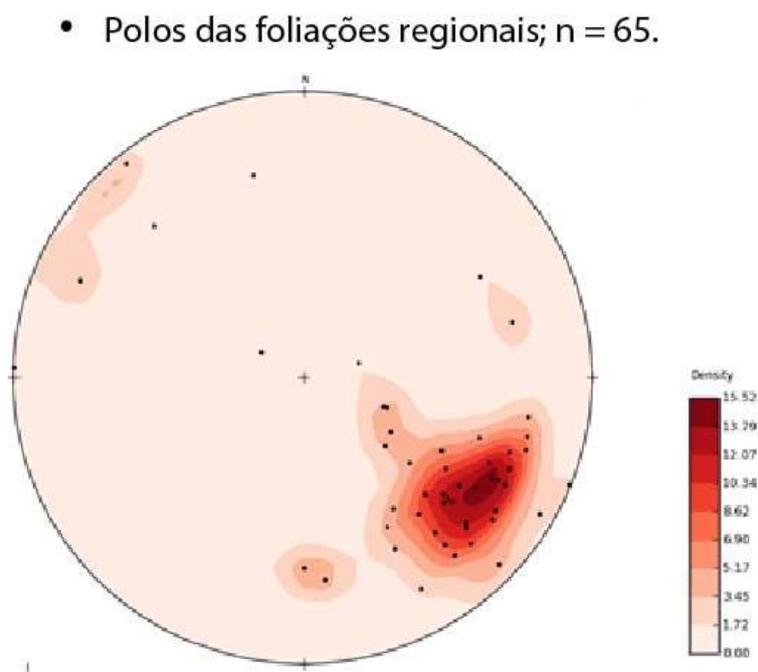
4.3.1 *Elementos de trama dúctil*

4.3.1.1 **Foliação (Sn)**

Todas as rochas presentes na área apresentam uma fábrica anisotrópica com *trend* NE/NNE, definindo assim a foliação regional (Figura 4.54). Essa estrutura, descrita como Sn,

Figura 4.54. Estereograma apresentando os polos dos planos das foliações regionais (Sn) com direção principal SE

é compatível com a direção do LTB.

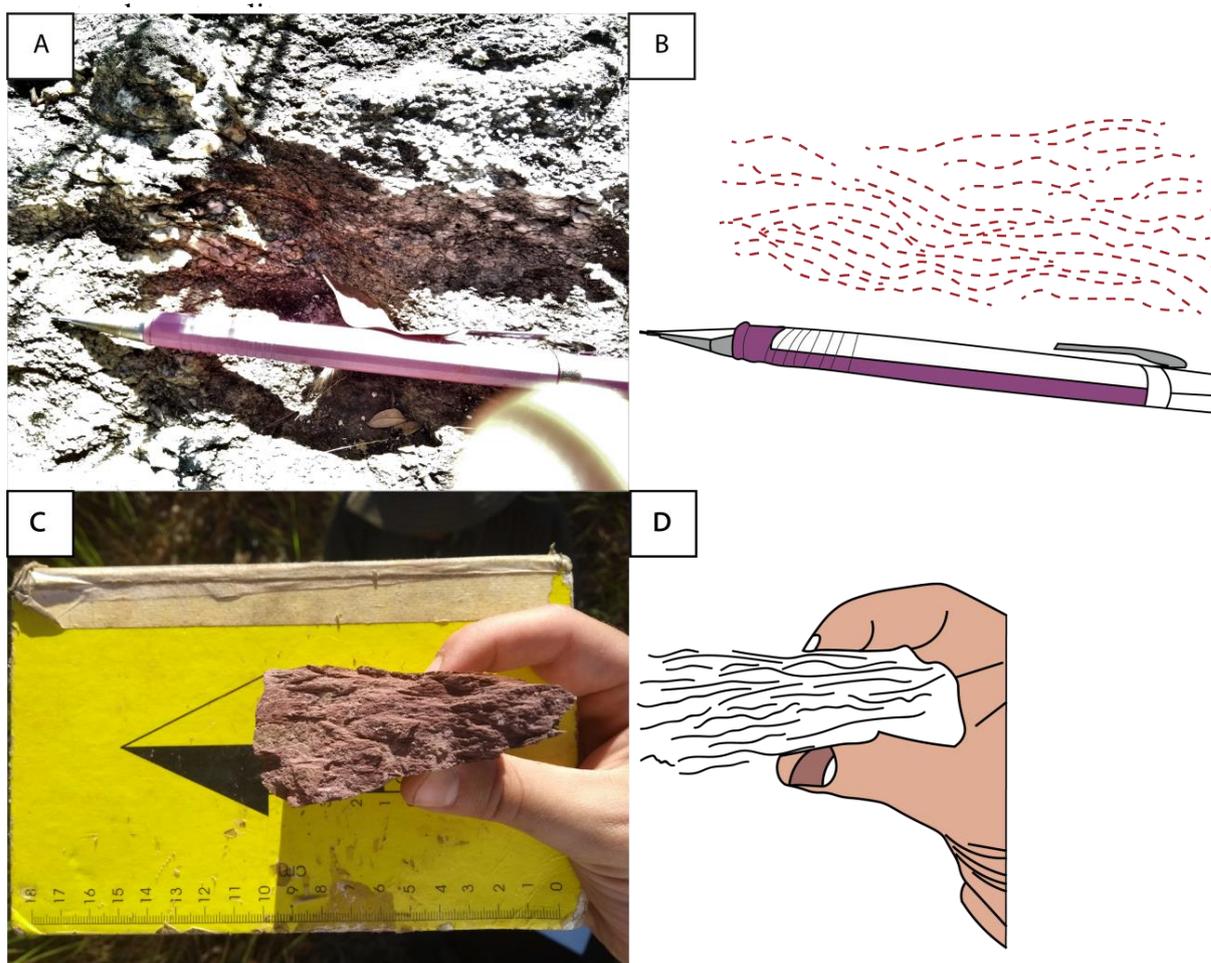


Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Em relação à Sn dos quartzitos (Figura 4.55A e B), foi observada orientação de cristais de quartzo e muscovita, formando assim planos paralelos ao acamamento sedimentar. As espessuras e espaçamento variam de escala milimétrica a centimétrica. Os ângulos dos mergulhos variam de acordo com a topografia, sendo 30° nas porções mais baixas a leste da serra, e 70° nas partes mais altas.

No caso dos metapelitos, essas estruturas são formadas por planos nos quais cristais de quartzo e, principalmente filossilicatos, se orientam. Seus ângulos de mergulho são em média de 70° . A foliação possui espaçamento milimétrico e padrão anastomosado (Figura 4.55C e D).

Figura 4.55. (A) Foliação descrita no quartzito com espaçamento milimétrico a centimétrico e padrão anastomosado (B) Desenho esquematizando a disposição da foliação no afloramento; (C) Foliação descrita em metapelito com espaçamento milimétrico a centimétrico e padrão anastomosado; e (D) Desenho esquemático do padrão da foliação na



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

A foliação S_n presente nos xistos da área corresponde a uma xistosidade gerada pela orientação preferencial de filossilicatos tais como muscovita, clorita e biotita.

O muscovita-xisto apresenta mergulhos da foliação muito variados, desde 45° a 80° . A estrutura possui espessuras centimétricas e é acompanhada por de veios de quartzo distribuídos por toda a rocha (Figura 4.56). O grafita xisto apresenta xistosidade com espessura centimétrica, espaçamento entre planos de escala milimétrica, e alto ângulo de mergulho entre 50° e 75° .

Figura 4.56. Aspecto do Muscovita Xisto com veios de quartzo

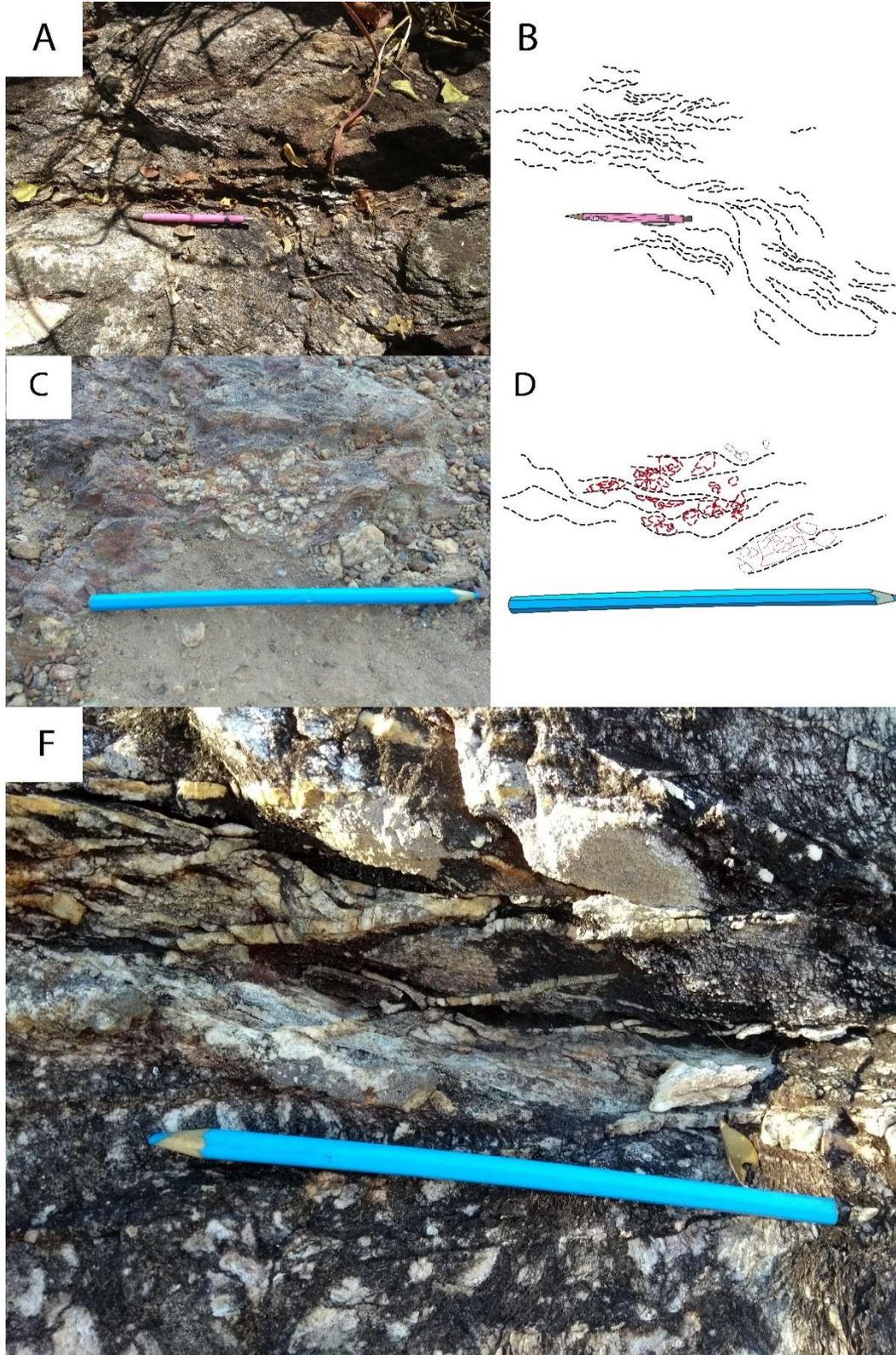


Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

4.3.1.2 Foliação Milonítica (Sm) e zonas de cisalhamento

As zonas de cisalhamento possuem direção preferencial NW, sendo separadas em zonas locais e regionais, associadas aos quartzitos descritos na serra da área, sericita xistos e granitos protomilonitizados. As escalas dessas estruturas variam, sendo as menores vistas em afloramentos com dimensões aproximadas de 20 centímetros de espessura e 1 metro de comprimento. As Sm nessas partes se tornavam anastomosadas caracterizando uma foliação milonítica (Figura 4.57A, B e E). As estruturas regionais identificadas em escalas maiores em campo e delimitadas por imagens aéreas possuem 500 metros de espessura e mais de 20 quilômetros de comprimento. Essas zonas podem ocorrer com direção N-S, mas a direção principal ocorre NW. Foram observados cataclasitos, veios preenchidos por quartzo deformado e formando sigmoides (Figuras 4.57C e D), e milonitos ao longo da serra. Estas zonas de cisalhamento foram formadas durante o evento de cinemática transcorrente da região.

Figura 4.57. (A) Foliação milonítica (S_m) gerada pela zona de cisalhamento no quartzito; (B) Desenho esquemático do padrão das estruturas; (C) Cataclasitos que ocorrem próximos à serra da área; (D) Desenho esquemático representando o padrão dos elementos que definem o cataclasito; e (E) Zona de cisalhamento em quartzito gerando sigmoides em fraturas preenchidas por quartzo



4.3.1.3 Dobras (Fn)

As dobras encontradas na área são observadas em escalas regionais e de afloramento. As dobras regionais são estruturas interpretadas a partir de imagens de satélite (Figura 4.58). Sua ocorrência se limita, apenas, às zonas ao longo da serra.

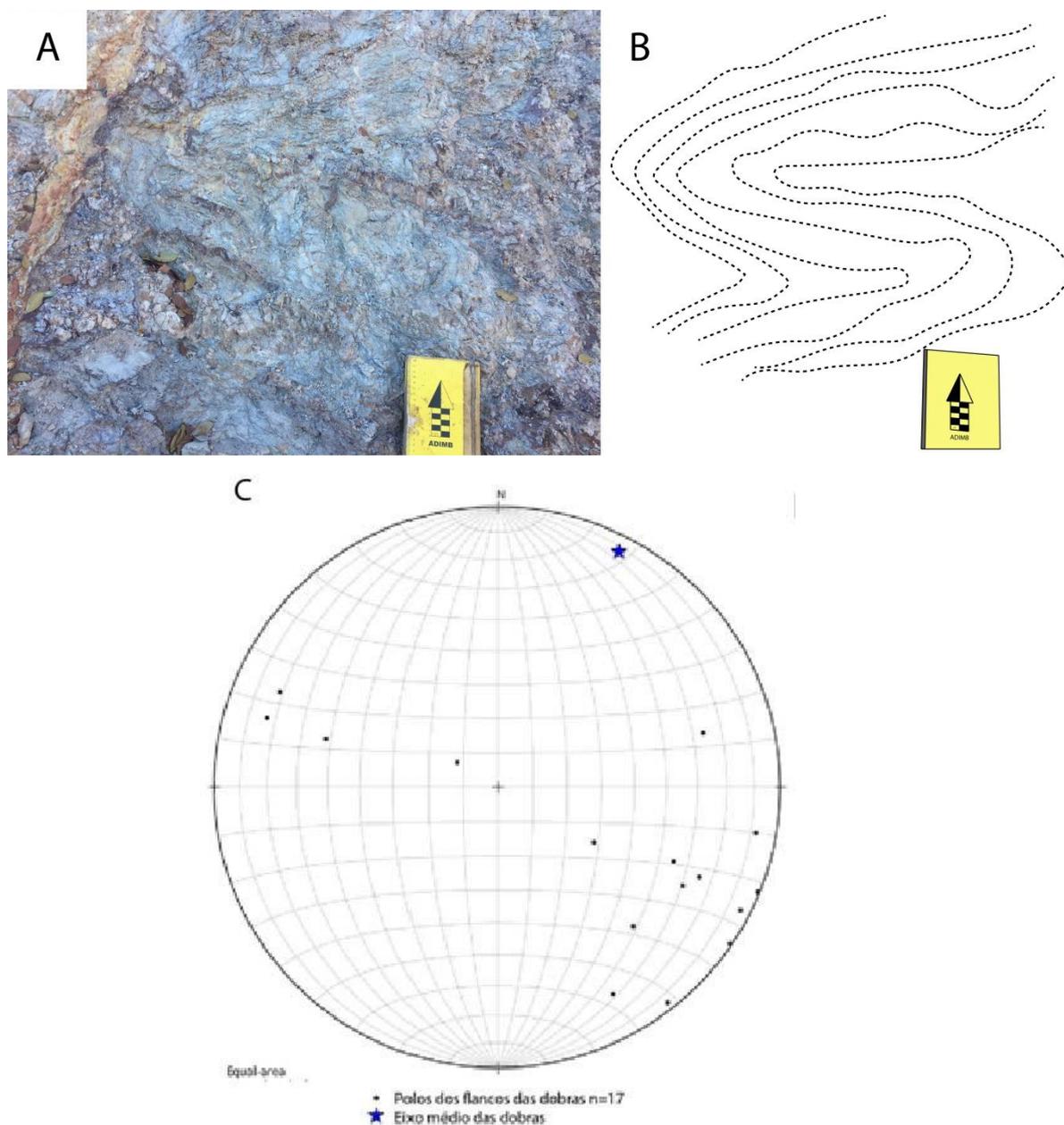
Figura 4.58. Em destaque marcado de vermelho, dobras inferidas a partir das imagens de satélite



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

As dobras presentes nos xistos (figura 4.59 A e B), afloram em planta em escala de afloramento, sendo estruturas centimétricas a métricas, sub-horizontais, com ângulos intraflancos 112° e formando envoltórias oblíquas, permitindo classificar as Fn como assimétricas e abertas. Seu eixo médio calculado aponta para NNE com um baixo ângulo de caimento calculado de 6° . Seu estereograma é apresentado na figura 4.59C.

Figura 4.59. (A) Afloramento de muscovita xisto em frente de lavra, sua geometria apresenta dobras simétricas e fechadas; (B) Desenho esquemático do afloramento visto em campo; e (C) Estereograma apresentando os pontos pretos sendo flancos de dobras a partir dos polos e a estrela azul seu eixo médio subhorizontal de dobra com direção 030°

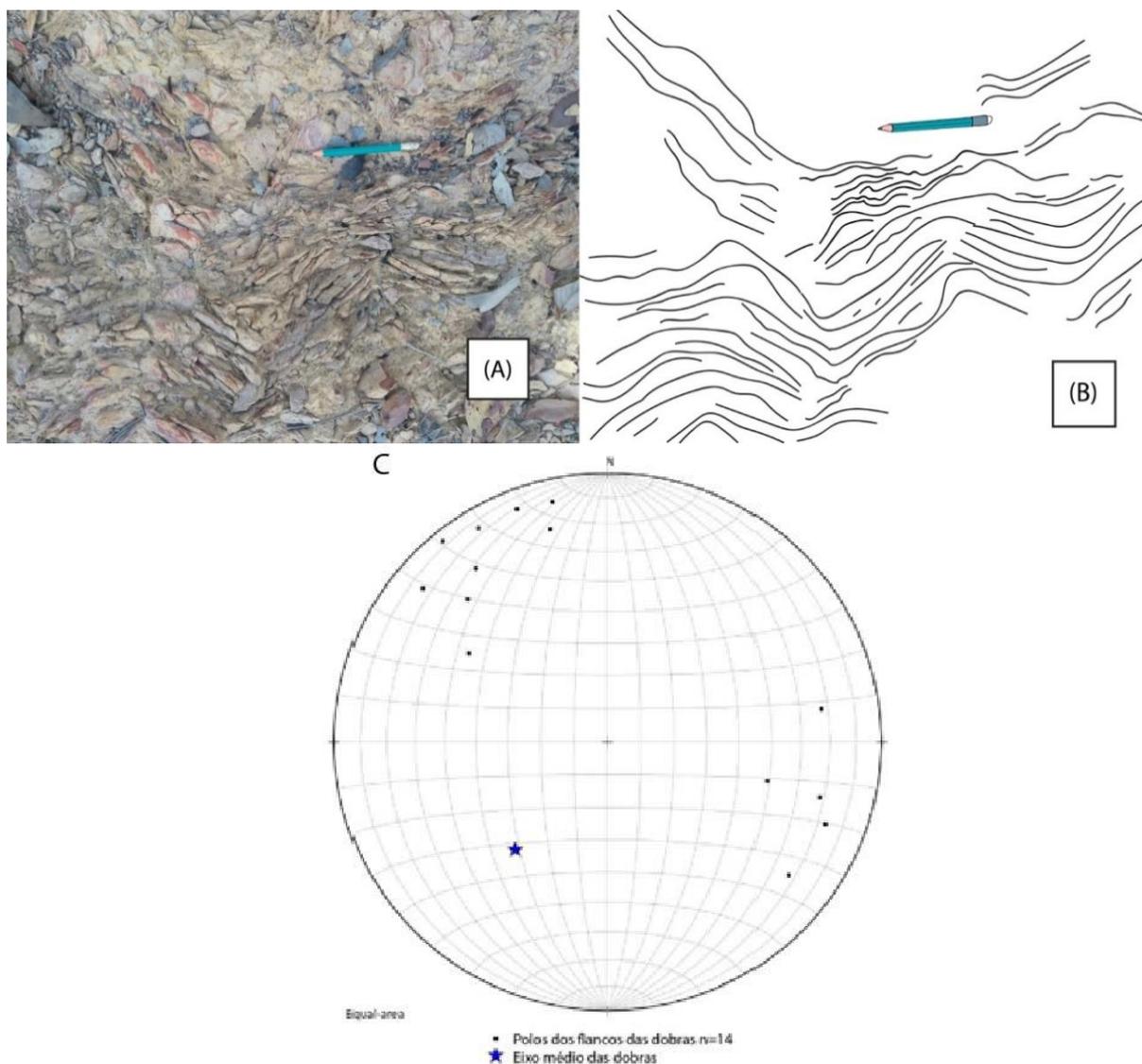


Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Os metapelitos da área XII descritas em drenagens encontram-se dobradas. Devido ao fato destas estruturas serem de escala métricas a decamétricas, diferente das descritas acima, não foi possível identifica-las em campo. Seu ângulo médio intraflancos é 130° , com o eixo médio possuindo um caimento moderado de 45° para SW. A partir dos dados obtidos, sua

classificação como é de dobras suaves. Sua representação gráfica é mostrada no estereograma da figura 4.60C.

Figura 4.60. (A) Afloramento em drenagem do metapelito dobrados, sua classificação se dá como dobras assimétricas abertas; (B) Desenho esquemático das dobras descritas; (C) Estereograma apresentando os pontos pretos sendo flancos de dobras a partir dos polos e a estrela azul seu eixo médio de dobra com direção 240° e caimento moderado de 45°



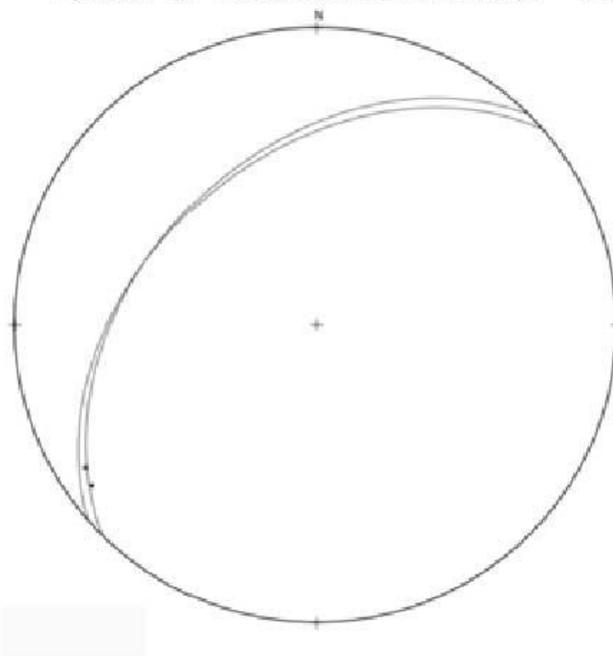
Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

4.3.1.4 Lineações (Lx)

Além da xistosidade, o sericita xisto apresenta lineação de estiramento mineral entre os planos de foliação. A Lx em questão é marcada por cristais principalmente de quartzo alongados na direção EW (238° a 242°), com caimentos sub-horizontais variando de 9 a 11° . Essas lineações indicam um movimento transcorrente (figura 4.61).

Figura 4.61. Estereograma indicando a relação do estiramento mineral com o plano do quartzo-muscovita xisto

- Planos contendo as linhas; $n = 2$.
- Linhas de estiramento mineral; $n = 2$.



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

4.3.2 *Elementos de trama rúptil*

4.3.2.1 **Falhas**

Na área XII, existem grandes falhas ilustradas na figura 4.53, as quais foram separadas em falhas transcorrentes sinistrais e falhas indiferenciadas. As primeiras são responsáveis pela formação das zonas de cisalhamento da área, além dos contatos tectônicos existentes. Essas estruturas ocorrem em direção NW ao longo de toda a área, com cinemática sinistral antitética em relação ao LTB (Praxedes, 2015).

O segundo grupo de falhas só é mapeável a partir de imagens de satélite e dados geofísicos. Essas estruturas aparentam ter transporte de matéria rompendo as unidades, mas não foram encontrados indícios deste movimento no campo. Existem três falhas de escala quilométrica, duas delas com direção NNW, e uma maior com direção NW; as três estruturas truncam as falhas transcorrentes, deslocando-as.

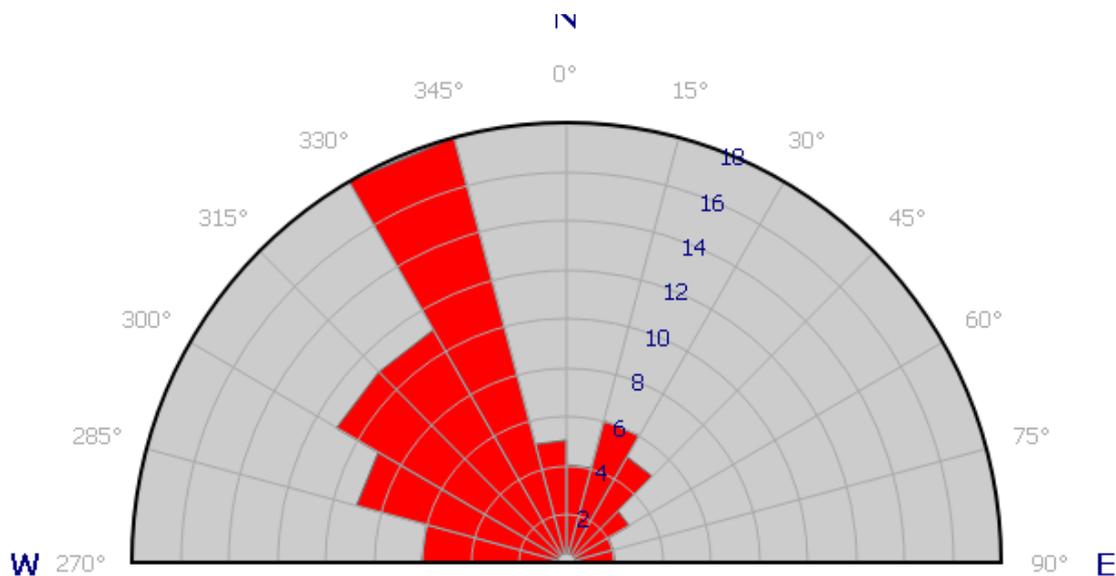
4.3.2.2 Fraturas

As fraturas da área foram separadas em famílias a partir das direções (Figura 4.62). A divisão das famílias ocorre a cada 15°, sendo as principais nomeadas como II, III e V, e as restantes (I, IV, VI, VII, VIII, IX, X, XI e XII) foram consideradas irrelevantes na análise de fraturas (Tabela 4.2). O espaçamento das fraturas varia em escala centimétrica a métrica.

Tabela 4.2. Famílias separadas a cada 15°, mostrando o número de fraturas e a porcentagem que representam

| Todas as fraturas | | | |
|-------------------|----------|-------------------|-------------|
| Ângulos | Famílias | Número de Medidas | Porcentagem |
| NE | | | |
| 0-14° | I | 3 | 4 |
| 15-29° | II | 9 | 12.0 |
| 30-44° | III | 17 | 22.7 |
| 45-59° | IV | 4 | 5.3 |
| 60-74° | V | 16 | 21.3 |
| 75-89° | VI | 5 | 6.7 |
| NW | | | |
| 0-14° | VII | 1 | 1.3 |
| 15-29° | VIII | 1 | 1.3 |
| 30-44° | IX | 4 | 5.3 |
| 45-59° | X | 4 | 5.3 |
| 60-74° | XI | 6 | 8.0 |
| 75-89° | XII | 5 | 6.7 |
| Total | | 75 | 100 |

Figura 4.62. Roseta de fraturas representando as medidas obtidas na área XII



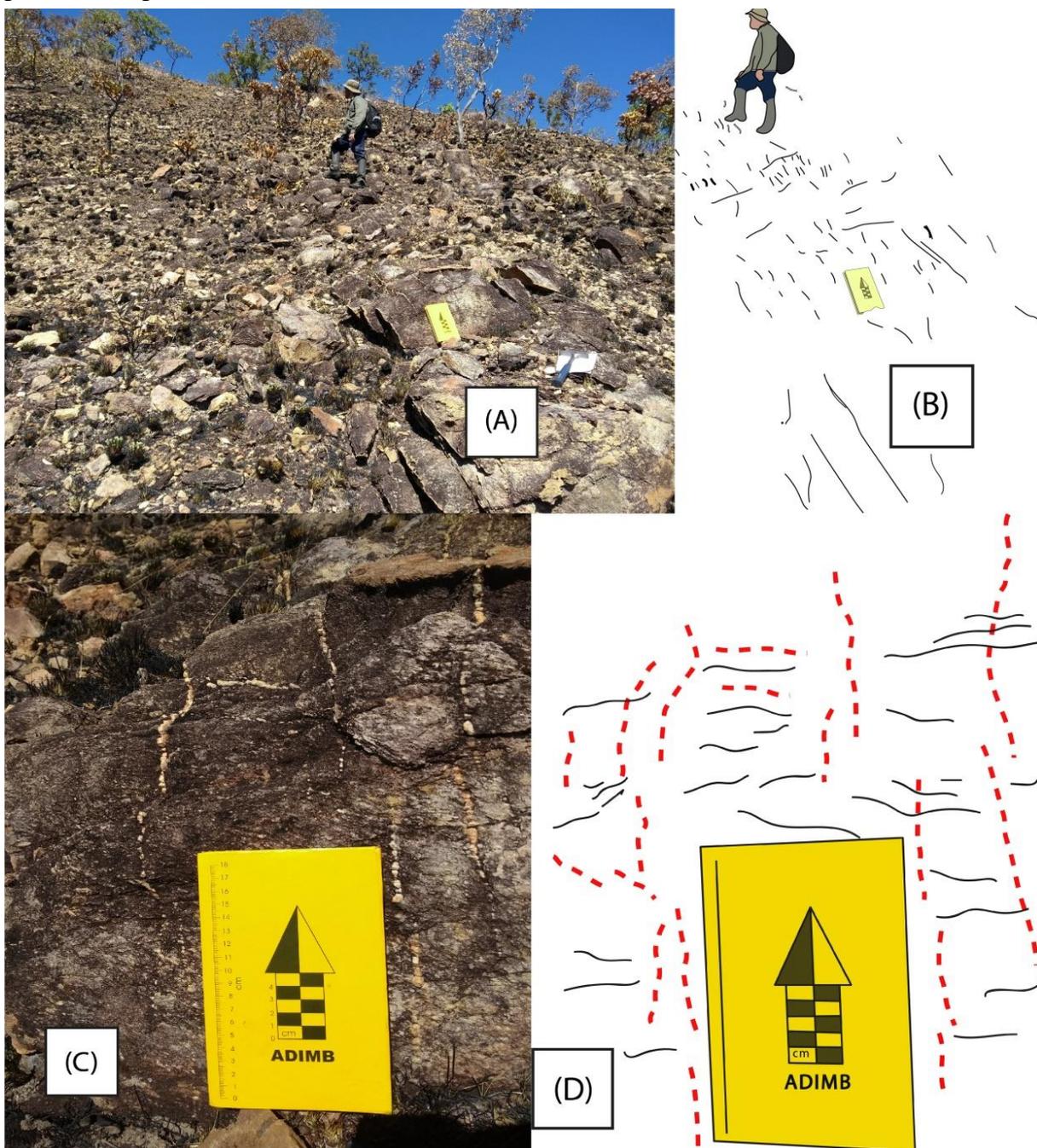
Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Os quartzitos da sequência metavulcanossedimentar são consideravelmente fraturados (Tabela 4.3) ao longo da serra, sendo isto observado com maior facilidade nas porções mais altas da serra (Figura 4.63A e B). Sendo assim, devido a densidade de medidas, somente esta unidade foi relevante na análise de famílias de fraturas. Estas estruturas penetrativas de alto ângulo podem ou não estar preenchidas por veios de quartzo (Figura 4.63C e D).

Tabela 4.3. Famílias de fraturas nos quartzitos

| Fraturas dos Quartzitos | | | |
|-------------------------|----------|-------------------|-------------|
| Ângulos | Famílias | Número de Medidas | Porcentagem |
| NW | | | |
| 0-14° | I | 4 | 7.272727273 |
| 15-29° | II | 12 | 21.81818182 |
| 30-44° | III | 8 | 14.54545455 |
| 45-59° | IV | 6 | 10.90909091 |
| 60-74° | V | 7 | 12.72727273 |
| 75-89° | VI | 3 | 5.454545455 |
| NE | | | |
| 0-14° | VII | 2 | 3.636363636 |
| 15-29° | VIII | 4 | 7.272727273 |
| 30-44° | IX | 3 | 5.454545455 |
| 45-59° | X | 3 | 5.454545455 |
| 60-74° | XI | 2 | 3.636363636 |
| 75-89° | XII | 1 | 1.818181818 |
| Total | | 55 | 100 |

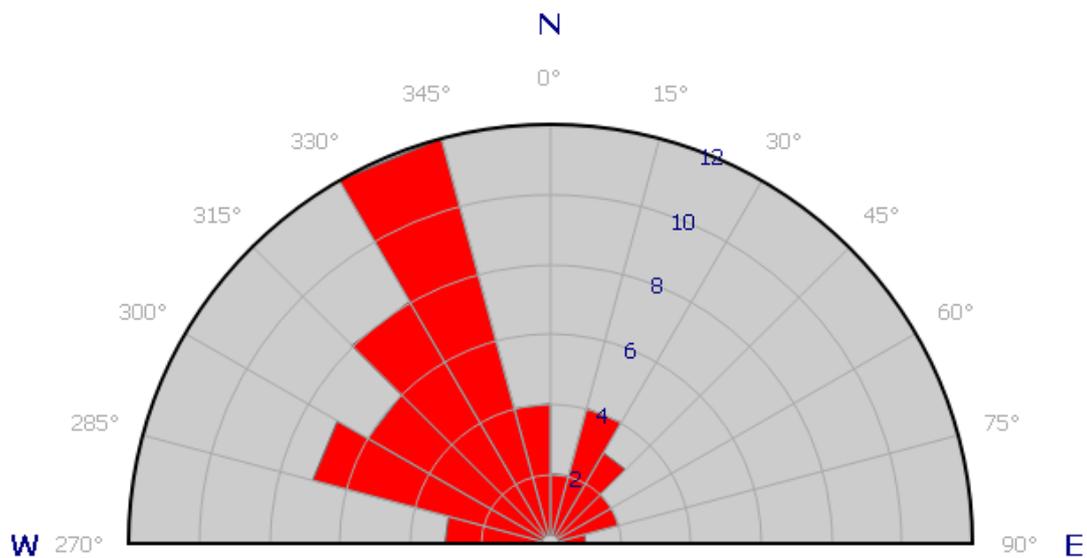
Figura 4.63. (A) Fraturas preenchidas por veios de quartzo; (B) Desenho esquemático simbolizando os veios; (C) Veios de quartzo registrados de perto; (D) Ilustração das fraturas preenchidas por veios



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

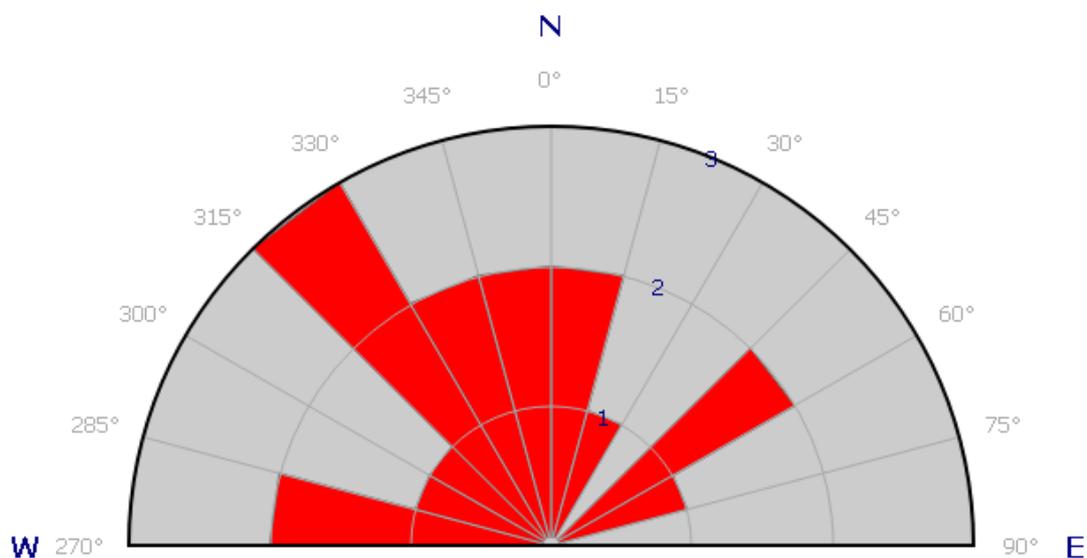
Individualizaram-se duas rosetas de fraturas para os quartzitos. A primeira, representando fraturas não preenchidas e com direção preferencial no intervalo de 330° a 345° , correspondendo as famílias II e III (Figura 4.64). A segunda, representando fraturas preenchidas por quartzo recristalizado, apresentam direção preferencial entre 315° a 330° , correspondendo a família III (Figura 4.65).

Figura 4.64. Roseta de fraturas não preenchidas dos quartzitos com direção principal correspondendo as famílias II e III, n = 55



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Figura 4.65. Roseta de fraturas preenchidas por veios de quartzo recristalizado dos quartzitos em que a direção principal corresponde à família III, n = 17



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

4.3.3 *Microestrutural*

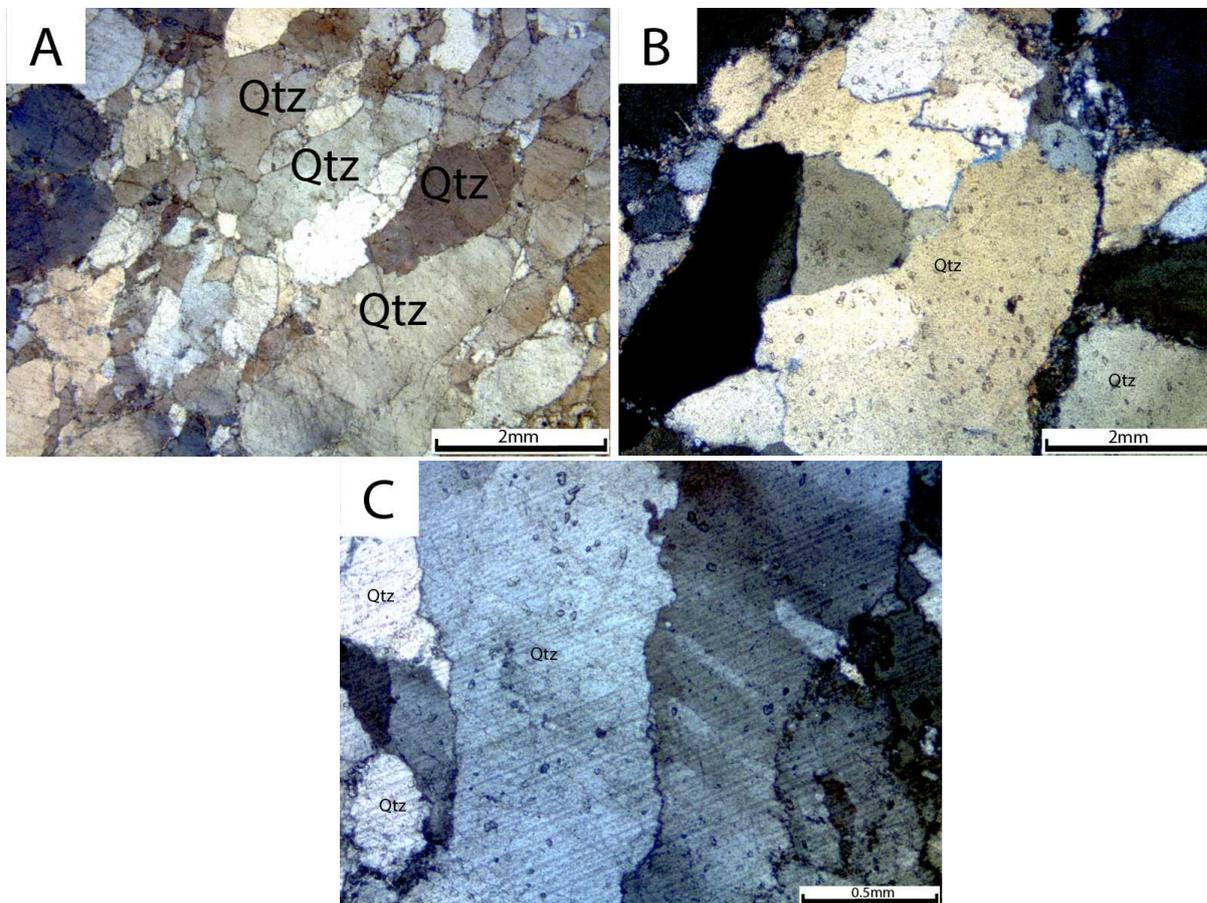
Microestruturas constituem um arranjo em pequena escala de elementos geométricos e mineralógicos de uma rocha (Hobbs et al., 1976). O estudo sistemático de microestruturas permite extrair informações sobre parâmetros físicos e reações químicas (tamanho e forma dos grãos, morfologia de bordas e limite dos grãos, orientação preferencial de forma e cristalográfica, etc), mecanismos e processos (deformação, equilíbrio textural e reações químicas).

Nesta seção são descritos os elementos geométricos de cada fase mineral com microestruturas relevantes no aspecto geométrico, e o registro da atuação de mecanismos de deformação em diferentes rochas encontradas na área XII do Projeto Monte do Carmo.

4.3.3.1 **Quartzo**

Nos quartzitos apresentam-se, nesta fase mineral, uma ampla diversidade de microestruturas sedimentares de diagênese, e tramas rúpteis e dúcteis. Nas seções delgadas TF18_XII_124, TF18_XII_127 e TF18_XII_030 as estruturas sedimentares predominam sobre microestruturas de trama rúptil ou dúctil. A geometria dos contatos entre os grãos de quartzo varia de planar a suturada (Figura 4.66A), indicando estruturas sedimentares preservadas do processo de compactação mecânica e dissolução dos grãos durante a diagênese. Há, também, fraturamento intragranular (Figura 4.66B) destes sedimentos formando geometria de contato abrupta irregular, o que caracteriza elementos de trama rúptil nestas seções. A componente dúctil nestas seções se dá pelas microestruturas de extinção ondulante e formação de subgrãos (Figura 4.66C) que se dão pelo mecanismo de deformação intracristalina, quando há defeitos no retículo cristalino ou deslocamentos (Passchier e Trouw, 2005).

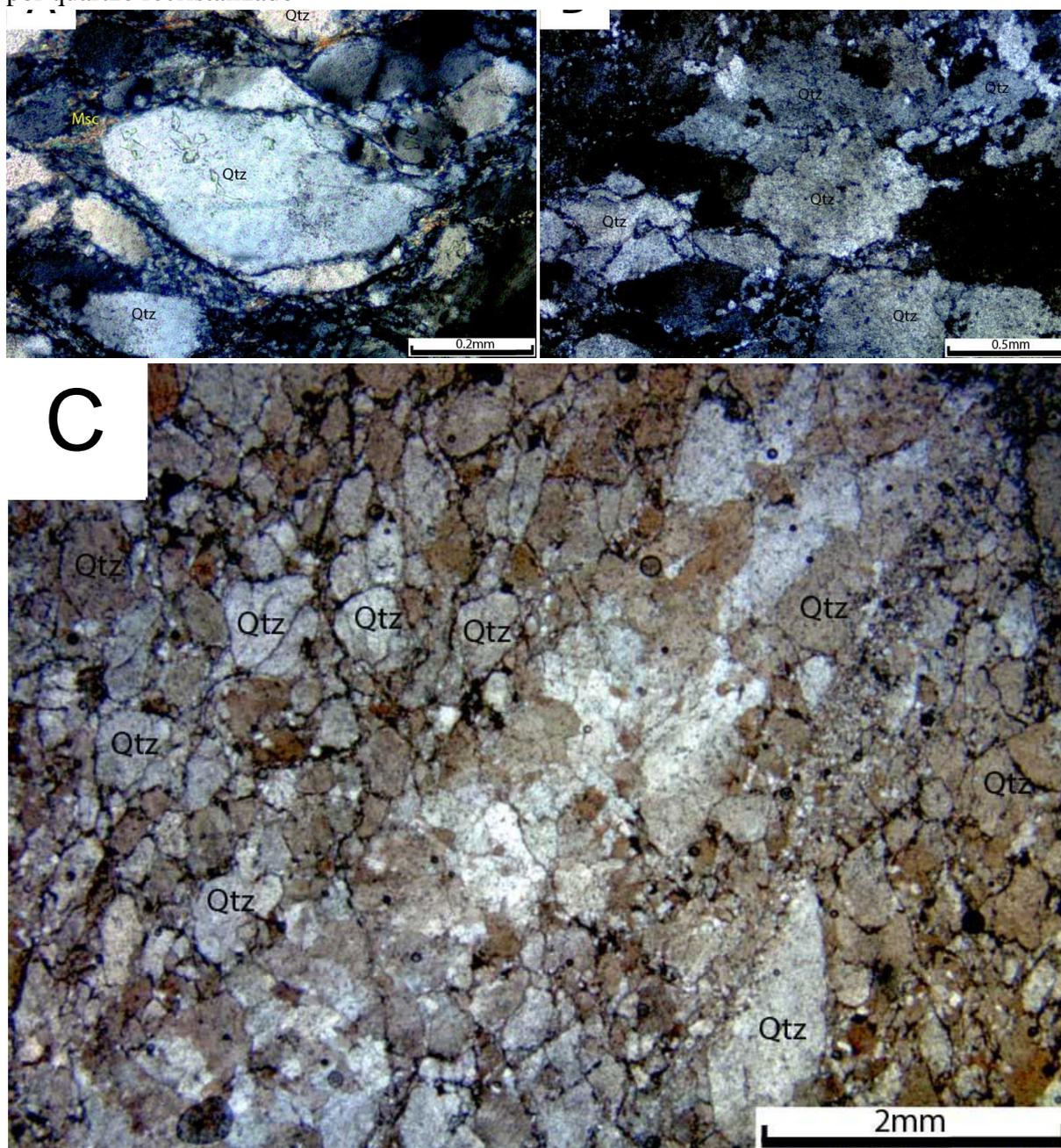
Figura 4.66. (A) Microestruturas de compactação mecânica formando contatos suturados e côncavo-convexos nos grãos; (B) Grão de quartzo com fraturamento interno indicando processo rúptil; e (C) Grãos de quartzo com contatos serrilhados e formação de subgrãos indicando recristalização intracristalina



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Nas seções delgadas TF18_XII_08 e TF18_XII_119 observa-se maior grau de deformação, possibilitando reconhecer mais microestruturas de trama dúctil nesta fase mineral. Em geral, as bordas dos grãos se encontram deformadas e com formato tipo σ (Figura 4.67A). A geometria dos contatos é predominantemente irregular do tipo interlobado com formação de *bulges* e grãos recristalizados nos limites dos grãos reliquiares (Figura 4.67B), e início de formação, em domínios localizados, de uma microestrutura *core and mantle*, indicando recristalização dinâmica em regime 1 (*bulging*) com início de transição para regime 2 (*subgrain rotation* – SGR) (Hirth e Tullis, 1992). A trama rúptil é caracterizada por fraturas transgranulares centimétricas na rocha com preenchimento de quartzo recristalizado (Figura 4.67C).

Figura 4.67. (A) Grão de quartzo deformado em formato tipo σ com micas nas sombras de pressão; (B) Geometria de contato interlobado com formação de bulges indicando recrystalização dos grãos; e (C) Fraturamento transgranular centimétrico com preenchimento por quartzo recrystalizado

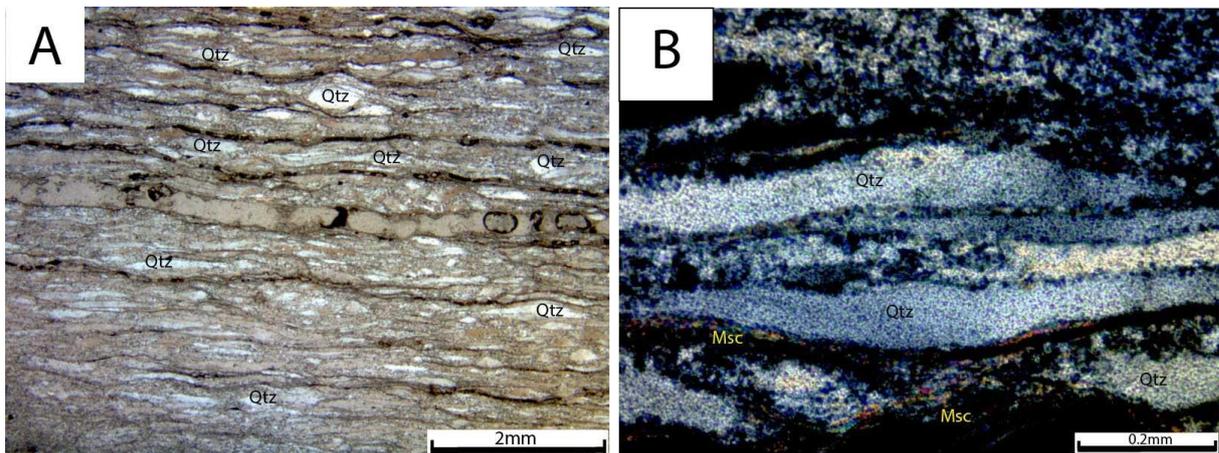


Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Na seção delgada TF18_XII_089, de quartzo-milonito, há predominância da trama dúctil refletida pelo quartzo, indicando o ápice da deformação para esta unidade com trama milonítica bem definida por foliação S-C (Figura 4.68A). A geometria dos contatos é interlobada com formação de *bulges* e grãos recrystalizados nos limites de *ribbons* de quartzo (Figura 4.68B). Microestrutura do tipo *core and mantle* já é bem definida, e a fase mineral

atingiu uma recristalização dinâmica, possivelmente durante o final da transição do regime 1 para o regime 2.

Figura 4.68. Fotomicrografias da seção TF18_XII_089 com (A) panorama geral da rocha de composição quartzo-muscovítica com foliação milonítica penetrativa do tipo S-C; (B) Grãos recristalizados de quartzo como ribbons e grãos recristalizados nas bordas daqueles, além de muscovita com formato tipo fish



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Nas seções delgadas de granitos (TF18_XII_031, TF18_XII_136.1, TF18_XII_136.2 e TF18_XII_137) observa-se deformação em trama dúctil semelhante para o quartzo. Portanto, para facilitar a caracterização, serão descritas as microestruturas com base na amostra TF18_XII_031. O quartzo se encontra estirado e orientado na direção da foliação. A geometria dos contatos é irregular interlobada a ameboidal em meio a um arranjo inequigranular de agregados policristalinos de quartzo (Figura 4.69), indicando que a fase mineral passou por recristalização dinâmica, possivelmente em regime 2 (SGR) com início de uma transição para regime 3 (*grain boundary migration* – GBM).

Figura 4.69. Fotomicrografia da seção TF18_XII_031 com enfoque nos grãos de quartzo recristalizados formando agregados orientados em direção preferencial definida junto com grãos de muscovita

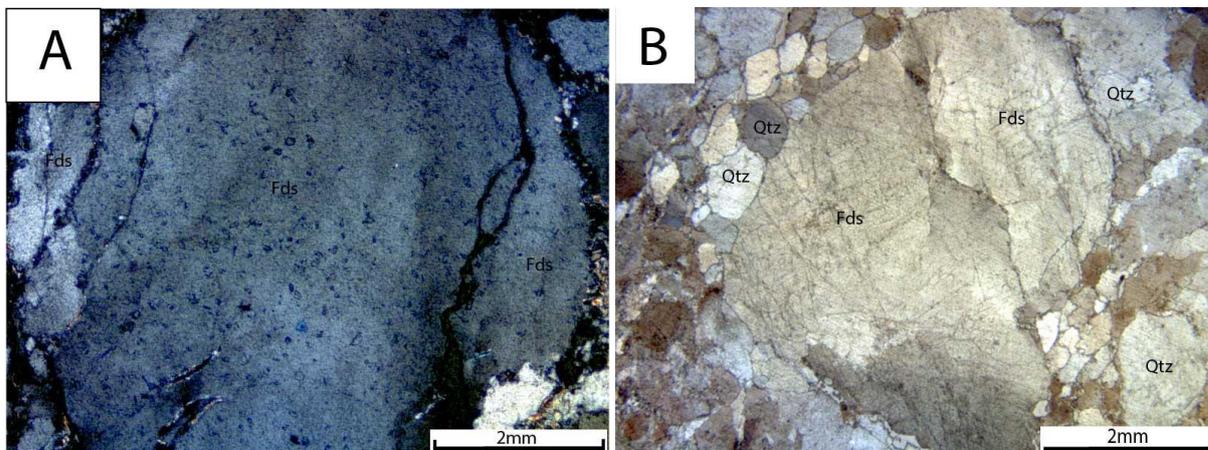


Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

4.3.3.2 Feldspatos

O feldspato se encontra de maneira restrita nos quartzitos, sendo observado nas seções delgadas TF18_XII_08, TF_XII_030, TF18_XII_119 e TF18_XII_127, com predomínio de estruturas de trama rúptil. De maneira geral, a geometria dos contatos varia de reta a serrilhada. As microestruturas presentes são fraturas intra- e transgranulares (Figura 4.70A e B), que podem ocorrer ou não preenchidas por quartzo microcristalino.

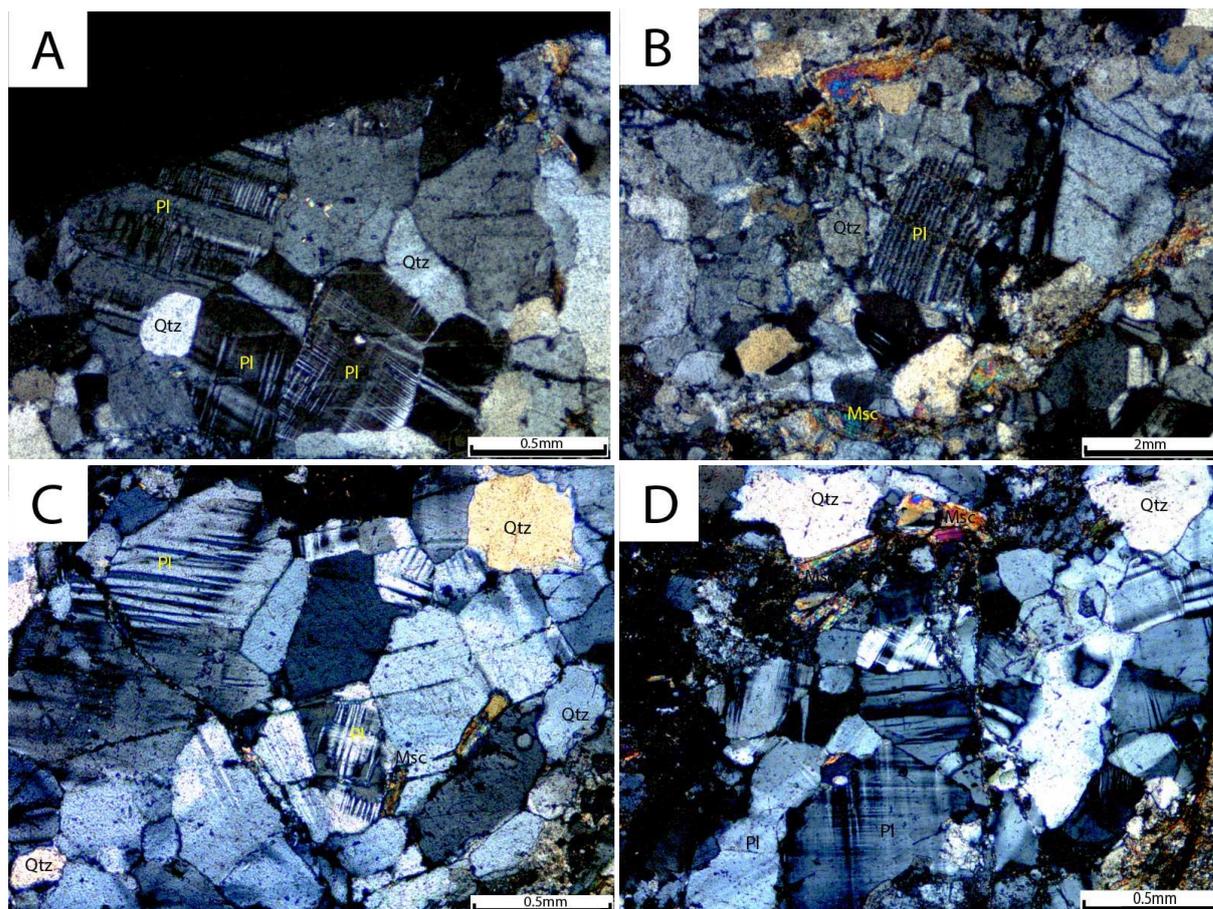
Figura 4.70. Fotomicrografias de diferentes seções TF18_XII_127 (A) e TF18_XII_030 (B) ilustrando feldspatos com microestruturas rúpteis de fraturamentos intra- e transgranulares



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Os feldspatos nos granitos (amostras TF18_XII_031, TF18_XII_136.1, TF18_XII_136.2 e TF18_XII_137) devem ser separados em plagioclásio e feldspato potássico, para melhor compreensão e caracterização das microestruturas que ocorrem neles. O plagioclásio apresenta trama rúptil-dúctil e dois domínios distintos; um de grãos de granulação média (~1,0 mm), e outro de grãos de granulação fina (<0,5 mm). O domínio de grãos médios apresenta geometria de contatos irregulares serrilhados a abruptos e microfraturas preenchidas por agregados finos de micas, onde o mineral apresenta geminação mecânica e, localmente, bandamento deformacional (*kinks*) (Figuras 4.71A e B). O domínio de grãos finos apresenta geometria de contatos retos abruptos e junções tríplices (120°) formando, em geral, agregados na seção com geminação mecânica e falhamento dos grãos (Figuras 4.71C e D). A relação entre os domínios sugere que os grãos finos possivelmente sejam produto de cominuição e recristalização dos grãos maiores.

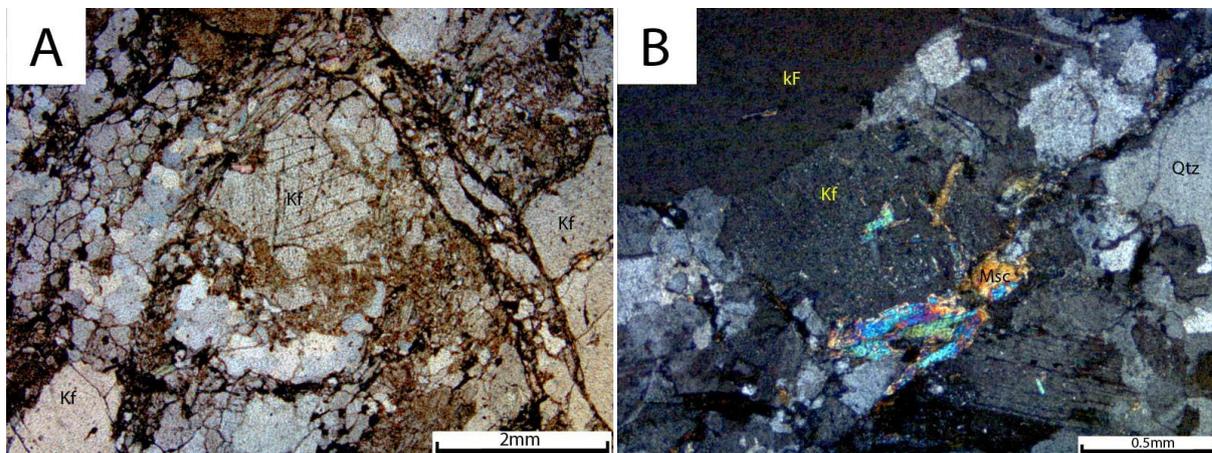
Figura 4.71. Fotomicrografias das seções TF18_XII_136.2 em (A) identificando estruturas de bandas deformacionais no grão localizado no canto superior esquerdo e fraturamentos preenchidos e (B) enfocando microestruturas de falhamento em grão de plagioclásio com fraturas preenchidas por agregados micáceos; e TF18_XII_031 em (C) e (D) evidenciando maclas de geminação mecânica e juntas tríplices indicando recristalização do plagioclásio



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

O feldspato potássico apresenta deformação rúptil com grãos de granulação média (~1,0 mm) e contatos irregulares a serrilhados. As microestruturas observadas são fraturas preenchidas ou não por agregados finos de micas, e lamelas de geminação mecânica (Figura 4.72A). Essa fase mineral define textura poiquiloblástica, pois ocorre com inclusões de quartzo e micas eudrais (Figuras 4.72B).

Figura 4.72. Fotomicrografias das seções TF18_XII_031 evidenciando feldspatos potássicos em (A) com fraturas em duas direções; e TF18_XII_136.2 em (B) ilustrando inclusões de micas e fraturas preenchidas por filossilicatos, definindo textura poiquiloblástica

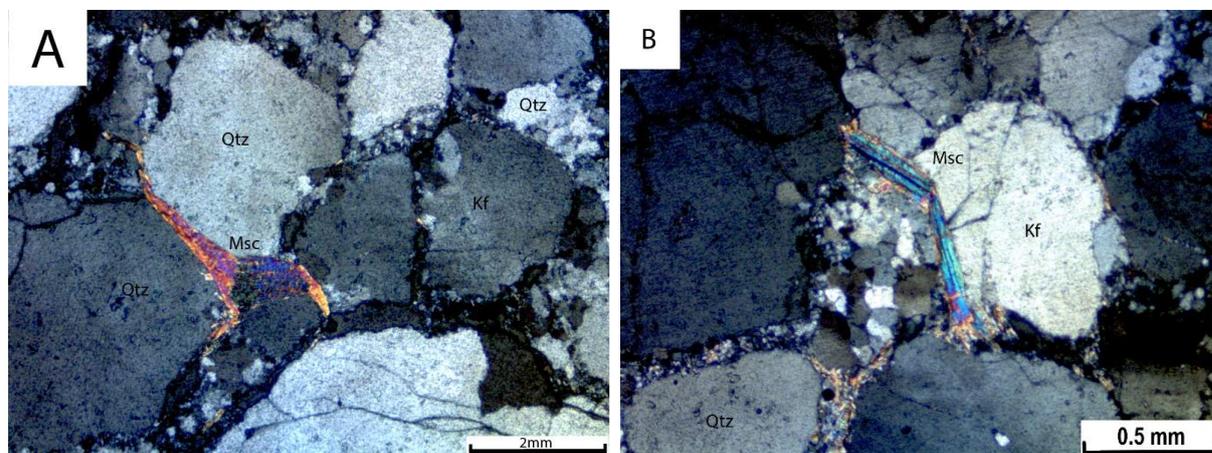


Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

4.3.3.3 Micas

Nos quartzitos observa-se variação no caráter da deformação para esta fase mineral, ainda que não seja tão ampla quanto no quartzo, indo de microestruturas sedimentares até de trama dúctil. Na seção delgada TF18_XII_127, as microestruturas observadas são de aplastamento, gerando pseudomatriz, e de rompimento da muscovita, indicando estruturas sedimentares geradas na compactação mecânica da rocha durante diagênese (Figuras 4.73A e B).

Figura 4.73. Fotomicrografias da seção TF18_XII_127 indicando microestruturas de compactação por processo de diagênese em (A), gerando aplastamento de muscovita com formação de pseudomatriz; e (B) rompendo cristal de muscovita

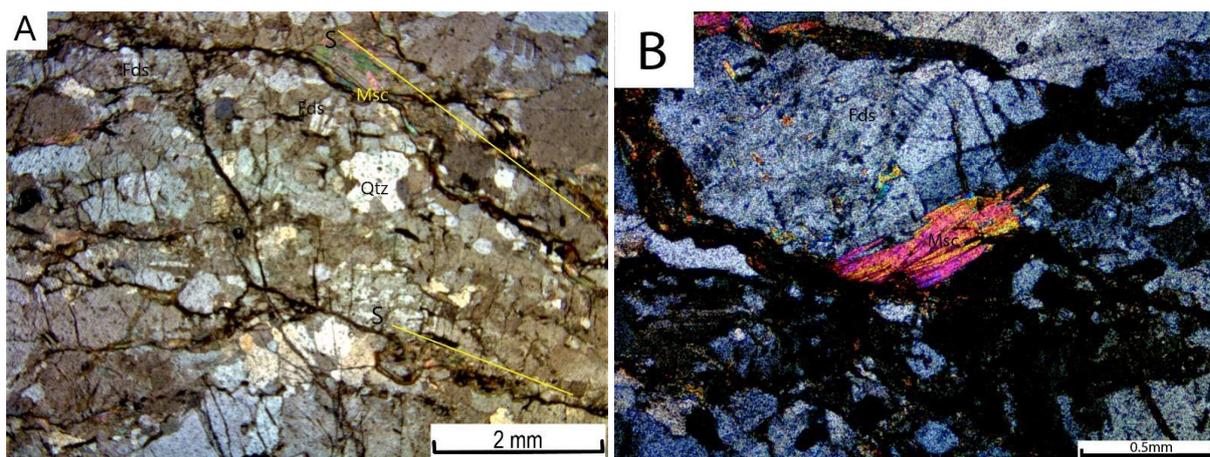


Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

Nas seções delgadas TF18_XII_08 e TF18_XII_119 não é possível observar microestruturas na mica, mas atenta-se ao fato de que os cristais seguem e definem a direção preferencial da foliação (Figura 4.67A). Já na seção TF18_XII_89 é possível observar a fase mineral definindo planos S da foliação S-C da trama milonítica (Figura 4.68A), além de microestruturas do tipo *fish* (Figura 4.68B).

Nas seções delgadas dos granitos (TF18_XII_031, TF18_XII_136.1, TF18_XII_136.2 e TF18_XII_137) observa-se deformação em trama dúctil semelhante para esta fase mineral. Muscovita e biotita se encontram definindo os planos de foliação, além de um possível plano S de uma foliação S-C incipiente da rocha protomilonitizada (Figura 4.74A). A geometria dos contatos é reta-alongada, e a microestrutura marcante é do tipo *fish* (Figura 4.74B).

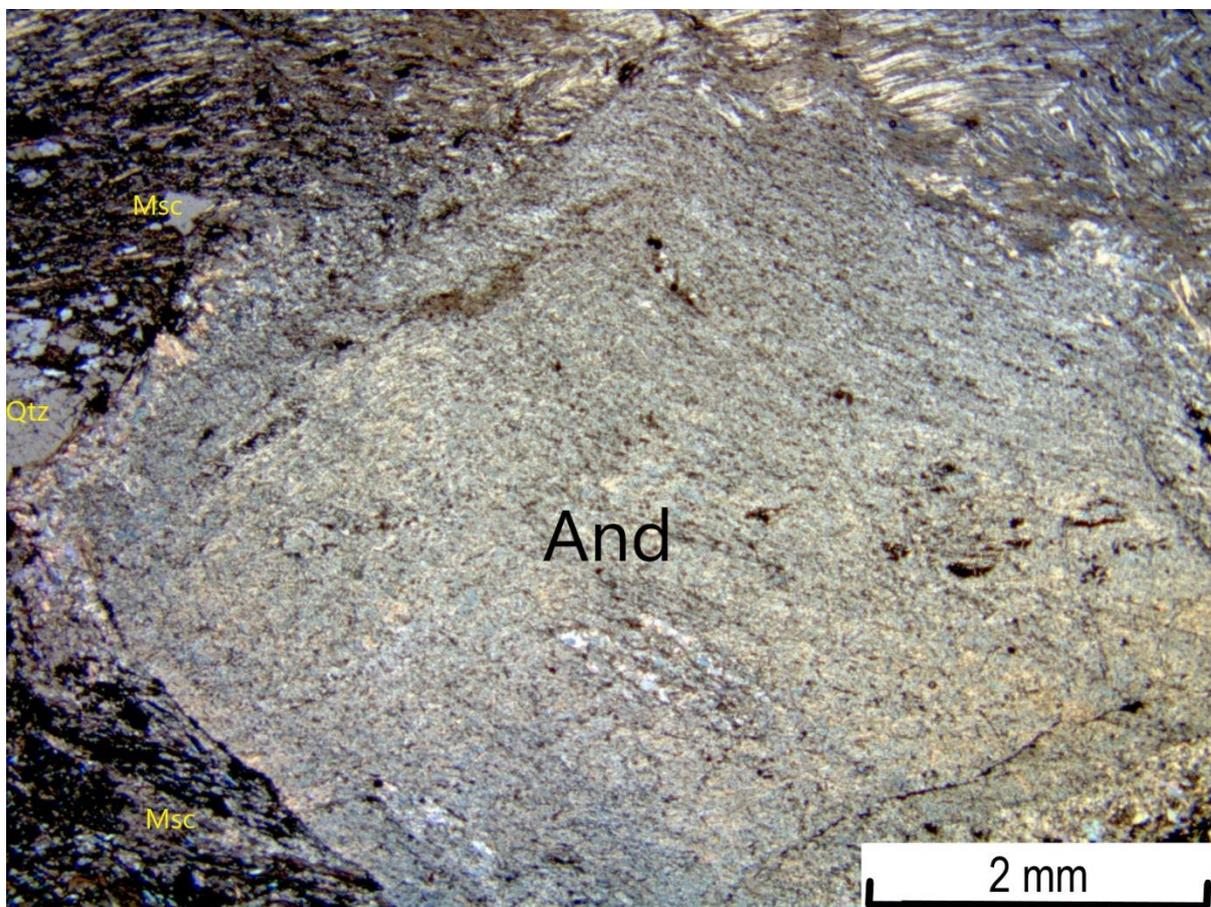
Figura 4.74. Fotomicrografias da seção TF18_XII_136.1; em (A) visão geral da seção com muscovitas definindo foliação incipiente do tipo S, destacadas por linhas em amarelo; e (B) cristal de muscovita com típica microestrutura do tipo *fish*



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

O xisto da Formação Morro do Aquiles (seção delgada TF18_XII_FMD21.1) apresenta deformação dúctil evidenciada nas micas. Estes minerais definem uma foliação lepidoblástica responsável pela xistosidade presente na rocha. Além disso, a estrutura mais proeminente da seção corresponde a dobras e crenulação no domínio lepidoblástico (Figura 4.75).

Figura 4.75. Fotomicrografia da seção TF18_XII_FMD21.1 ilustrando dobramentos suaves e direção preferencial das micas, que definem domínio lepidoblástico sem deflexão da foliação nos porfiroblastos de andaluzita, o que sugere um caráter pós-tectônico do cristal



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

4.3.3.4 Andaluzita

A seção delgada TF18_XII_FMD21.1 possui um sistema porfiroblasto-matriz com andaluzita como porfiroblasto em meio a matriz composta por quartzo e mica. A andaluzita é euedral, com geometria de contato, em geral, reto poligonal. Há textura de sobrecrecimento em suas bordas e não há deflexão clara da foliação. Algumas seções aparentam que a andaluzita cresceu sobre a foliação preexistente, enquanto outras aparentam ter a foliação mudando de direção dentro do cristal (Figura 4.74). Portanto, relações de contato e análise cinemática são ambíguas, permitindo inferir somente que se trata de um porfiroblasto sin a pós-tectônico.

4.4 Metamorfismo

Considerado os litotipos encontrados na área mapeada, representados predominantemente pela unidade granítica da Suíte Manduca, unidades metapelíticas da Formação Morro do Aquiles e unidades metapsamo-pelíticas da Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada, será realizada a aproximação ou setorização das condições de metamorfismo às quais estas unidades foram submetidas. Para tal, serão consideradas as paragêneses minerais, microestruturas e estilos de deformação que permitam se aproximar das condições de pressão e temperatura atingidas durante o metamorfismo ao que as rochas foram submetidas.

4.4.1 *Suíte Manduca*

O litotipo característico desta unidade na área é um monzogranito protomilonitizado com associação típica Bt-Msc-Kf-Plg-Qtz que, por serem minerais que ocorrem em um amplo espectro de condições P-T, não auxiliam como indicadores do grau metamórfico. Assim, os critérios indicativos para se aproximar às condições de metamorfismo tomarão base nas microestruturas descritas na seção 4.3.3.

De maneira geral, o quadro microestrutural é de quartzo em transição de regime 2 (SGR) para regime 3 (GBM) de recristalização dinâmica, feldspatos formando agregados recristalizados e deformados de forma rúptil, e deformação rúptil-dúctil em muscovita. Contudo, para a compreensão do metamorfismo nestas rochas, deve-se tratar a análise do agregado poliminerálico, onde uma fase mineral atua em associação com as demais durante a deformação (Tullis, 2002).

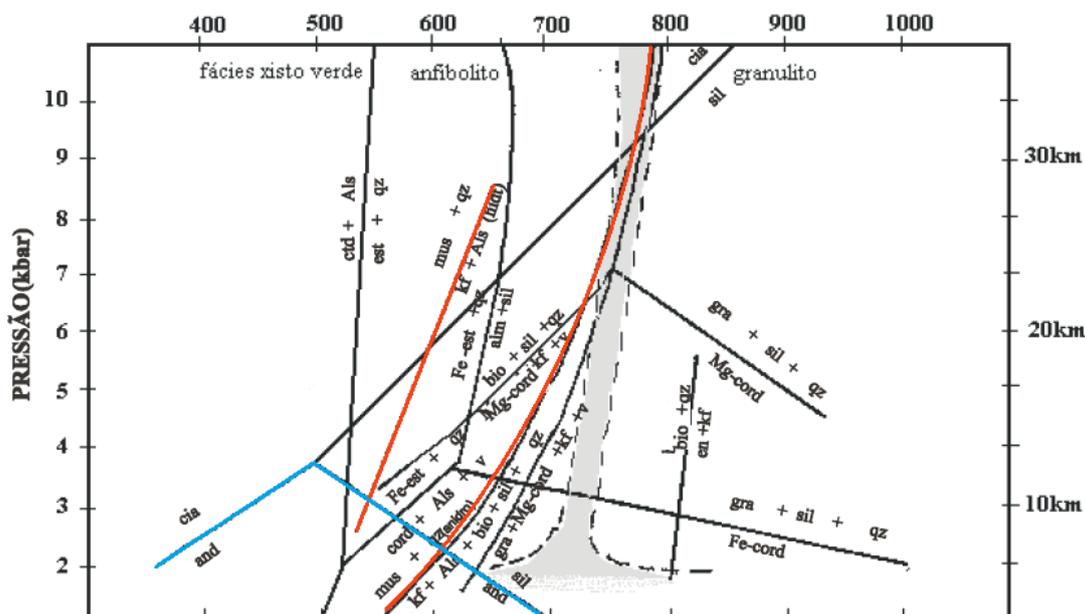
A presença de mica exerce uma efetiva partição da deformação devido à menor resistência desta fase mineral, acomodando de forma mais eficiente as componentes de deformação e criando planos de fraqueza na rocha, o que inicia a formação de planos de foliação S-C típicos de milonitos. Essa associação de microestruturas no agregado se aproxima de condições P-T de metamorfismo dinâmico em fácies anfibolito (500-600°C e ~0,6 GPa).

4.4.2 Formação Morro do Aquiles

A unidade é caracterizada no Projeto Monte do Carmo por intercalações xisto-gnaíssicas com metamorfismo atuante sobre protólitos orto- e paraderivados. Na área de estudo são descritos xistos de protólito pelítico, representados pelas associações And-Bt-Msc-Qtz; Grt-Gr-Ms-Qtz; e Gr-Bt-Msc-Qtz.

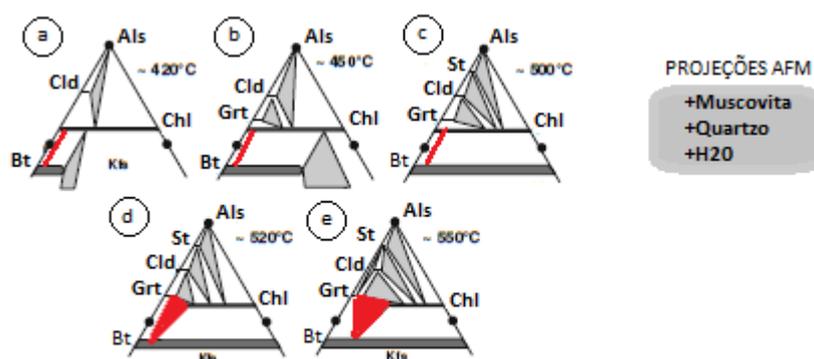
As amostras contêm concentrações significativas de muscovita nas assembleias minerais, que possui estabilidade superior limitada pela cristalização de feldspato potássico a temperaturas de 600-700° para pressões de metamorfismo regional (Figura 4.76). A ocorrência de biotita foi descrita nas seções delgadas TF18_XII_FMD21.1 e TF18_XII_FMD21.2, sugerindo condições de equilíbrio P-T para o primeiro aparecimento de biotita em 420°C, a pressões de metamorfismo regional. Já a ocorrência de granada, observada somente como pseudomorfos em amostras mesoscópicas, permite inferir condições de equilíbrio em temperaturas de aproximadamente 450°C (Bucher e Grapes, 2011). Análises de microespectrometria e estudos geotermométricos na grafita encontradas nas rochas das unidades foram realizadas em estudos anteriores da região, encontrando valores no intervalo de temperatura de ,500-550°C (Mesquita et al., 2006).

Figura 4.76. Grid petrogenético para rochas metassedimentares, com reações extraídas de Yardley (1994) e Passchier et al. (1993). Em **vermelho**, estão destacados os limites superiores de estabilidade da muscovita em condições anidras e hidratadas, dados pela cristalização de feldspato potássico. Em **azul**, está destacado o limite de estabilidade da andaluzita em condições de metamorfismo regional. Abreviações: cia = cianita; and = andaluzita; sil = silimanita; als = alumnossilicatos; ctd = cloritóide; est = estauroilita; qz = quartzo; mus = muscovita; bio = biotita; cord = cordierita; alm = almandina; gra = granada; kf = K-feldspato; em = enstatita; v = vapor; hidt = hidratada. (Adaptado de Carvalho e Pereira, 2000)



Portanto, os dados levantados permitem o estabelecimento de condições de metamorfismo em fácies anfibolito, com temperatura em torno de 500°C e pressões típicas de metamorfismo regional para o sistema AFM (Figura 4.77).

Figura 4.77. Diagramas AFM correspondendo às condições de metamorfismo em fácies xisto verde a anfibolito, correlacionando o intervalo de temperatura sugerido por Mesquita et al. (2006) com as ocorrências descritas no projeto. Em (a) temperatura do primeiro aparecimento da biotita, marcando a zona da biotita; (b) temperatura relativa ao primeiro aparecimento de granada, marcando a zona da granada; (c), (d) e (e) são os possíveis intervalos de temperatura em que as ocorrências encontradas podem estar associadas com o intervalo de grafita (Adaptado de Bucher e Grapes, 2011). Em **vermelho** corresponde as possíveis condições no intervalo de metamorfismo para os xistos da Formação Morro do Aquiles



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

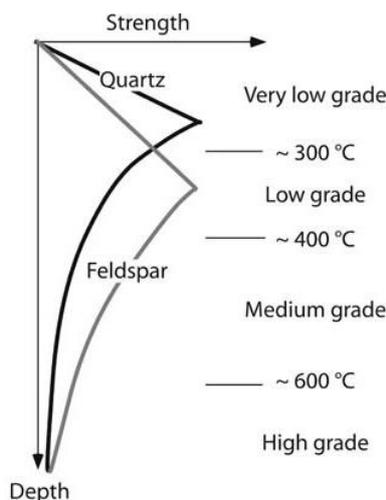
A textura de porfiroblastos de andaluzita descritos em furo de sondagem e petrografia da seção delgada TF18_XII_FMD21.2 permitiu estabelecer um carácter pós-tectônico dessa fase mineral, como observado na seção 4.3.3.4. A trajetória do metamorfismo indica possíveis condições de metamorfismo de contato atingidas após decompressão até pressões abaixo da trajetória de metamorfismo regional (<0,2 GPa) (Figura 4.76).

4.4.3 *Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada*

Os quartzitos desta unidade são constituídos por minerais que ocorrem em um amplo espectro de condições P-T (Qtz – Fds – Msc), não sendo indicadores úteis do grau metamórfico regional. Portanto, os principais critérios petrográficos para se aproximar das condições de metamorfismo são as microestruturas, previamente descritas na seção 4.3.3. Para

fins práticos, devido à alta quantidade modal de quartzo (>80%), as rochas serão consideradas como agregados monominerálicos de quartzo (Figura 4.78).

Figura 4.78. Gráfico ilustrando a comportamento de agregados de quartzo e feldspato de acordo com a profundidade, com destaque para agregados de quartzo. Em condições de muito baixo grau de deformação, o quartzo apresenta comportamento rúptil. Em condições de baixo-alto grau de deformação, o quartzo deforma-se por dislocation creep



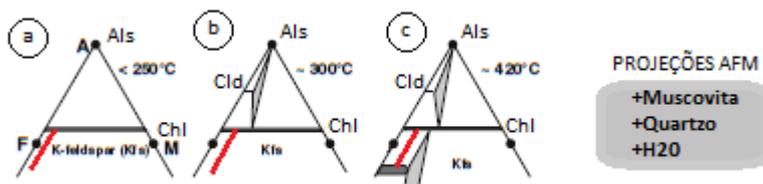
Fonte: Retirado de Passchier e Trouw, 2005.

Sob esse aspecto, inicialmente, as estruturas sedimentares de compactação mecânica que geram dissolução dos grãos de quartzo por pressão indicam que a diagênese atingiu limites máximos de profundidade (Larsen e Chilingar, 1979), associada a microestruturas de trama rúptil-dúctil de fraturamento e recristalização por deformação intracristalina em condições P-T baixas (~300°C e <0,4 GPa; Passchier e Trouw, 2005). Na sequência do metamorfismo, há rochas desta unidade em que as microestruturas indicam maior grau de deformação, com predominância de *dislocation creep* (Hirth e Tullis, 1992) e mecanismo de recristalização dinâmica em regime 1 (*bulging*), se aproximando a condições P-T da fácies subxisto-verde a xisto-verde baixo (300-400°C e 0,4 - 0,6 GPa; (Passchier e Trouw, 2005). Por fim, o quartzo-milonito é a representação do mais alto grau de deformação no metamorfismo progressivo encontrado nestes litotipos, onde o mecanismo de *dislocation creep* é dominante com recristalização dinâmica em regime 2 (SGR), se aproximando às condições P-T da fácies xisto verde baixo a médio (400-500°C e ~0,6 GPa).

Os metassiltitos e filitos desta unidade são constituídos majoritariamente por filossilicatos formados durante o metamorfismo atuante sobre protólitos pelíticos. Análises de raios-x em filito permitiram descrever uma associação mineral composta por Plg-Chl-Msc-

Qtz. Essas rochas de granulação fina são típicas da Zona da Clorita (Yardley, 1994). Essa assembleia é estável no intervalo de temperatura de 250-400°C nas condições de pressão típicas de metamorfismo regional para o sistema AFM (Figura 4.79), em fácies subxisto-verde a xisto-verde baixo (Bucher e Grapes, 2011).

Figura 4.79. Diagramas AFM correspondendo em (a), (b) e (c) às condições de anquimetamorfismo a xisto-verde baixo para metassiltitos e filitos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada



Fonte: Adaptado de Bucher e Grapes, 2011.

4.4.4 Considerações sobre o metamorfismo

A Formação Morro do Aquiles representa uma unidade do embasamento concomitante ao CGPN submetida a metamorfismo regional do gradiente P-T intermediárias em zona de fácies anfíbolito, indicando que é formado em condições mais rasas em comparação ao CGPN.

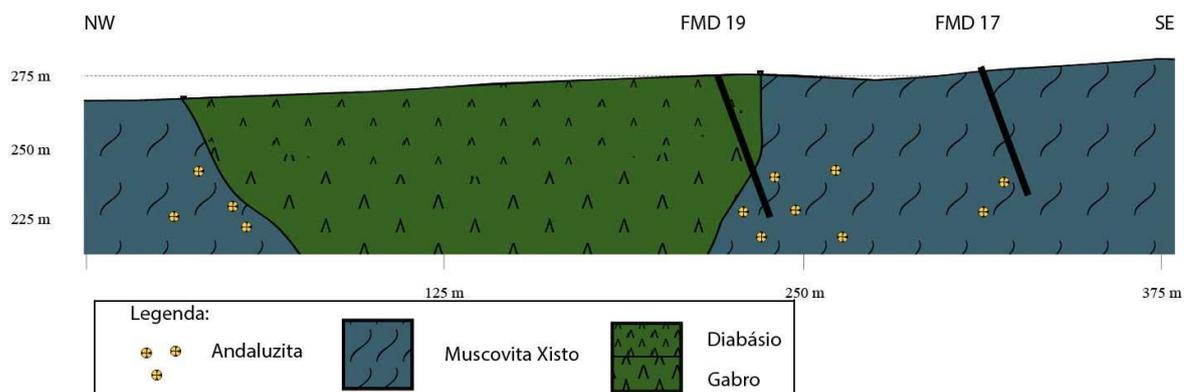
As rochas graníticas da Suíte Manduca são intrusivas a Formação Morro do Aquiles, sendo sin- a tardi-tectônicas, submetidos a metamorfismo dinâmico em fácies anfíbolito com possível assistência de fluidos.

As rochas da Unidade Metavulcanossedimentar indiferenciada representam um metamorfismo posterior aos grupos de rochas anteriormente citados, tendo sido submetida a metamorfismo regional de gradiente P-T baixo, em condições de anquimetamorfismo a xisto verde baixo. Porém, na proximidade de zonas de cisalhamento há progressão do grau de deformação, que pode atingir xisto verde médio, indicando influência de fluidos no metamorfismo da unidade.

Por fim, a presença de andaluzita em xistos da Formação Morro do Aquiles sugerem que houve metamorfismo com baixo gradiente de pressão, posterior ao metamorfismo em fácies anfíbolito da unidade. A relação espacial entre os furos de sondagem FMD-17 e FMD-

19 permitiram inferir que há um possível metamorfismo de contato (Figura 4.80) gerado pela intrusão máfica da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida (Unidade Morro da Mata).

Figura 4.80. Seção esquemática ilustrando a relação espacial entre os furos FMD-19 e FMD-17, evidenciando metamorfismo de contato gerado por magmatismo máfico da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida.





5 GEOLOGIA ECONÔMICA

5.1 Introdução

A região de Monte do Carmo e Porto Nacional é historicamente conhecida por suas inúmeras ocorrências de mineralizações de ouro em distintos contextos geológicos, o que faz da região um distrito aurífero. São conhecidas mineralizações em rochas máficas, ultramáficas e graníticas, sempre associadas a fortes controles estruturais. As atividades de exploração de ouro na região remontam ao século XVIII, quando bandeirantes começaram a extração na região, e durante muito tempo a produção de ouro limitou-se a atividades garimpeiras. Devido ao elevado potencial aurífero, programas de exploração mineral para ouro foram iniciados em meados dos anos 70, com campanhas minerais de diferentes mineradoras, como a Rio Novo, Kinross Gold Corporation, Mineração Taboca, Paranapanema Mining, Monte Sinai LTDA. e Cerrado Gold Inc.

A região também apresenta outras ocorrências minerais diversas. Os ambientes e processos metalogenéticos observados e estudados durante o trabalho de mapeamento são variados e apresentam potenciais econômicos distintos, sob a perspectiva de exploração de diferentes recursos. Mesmo sendo uma área com um grande potencial, não há uma exploração expressiva.

5.2 Ocorrências e Potenciais Minerais Regionais

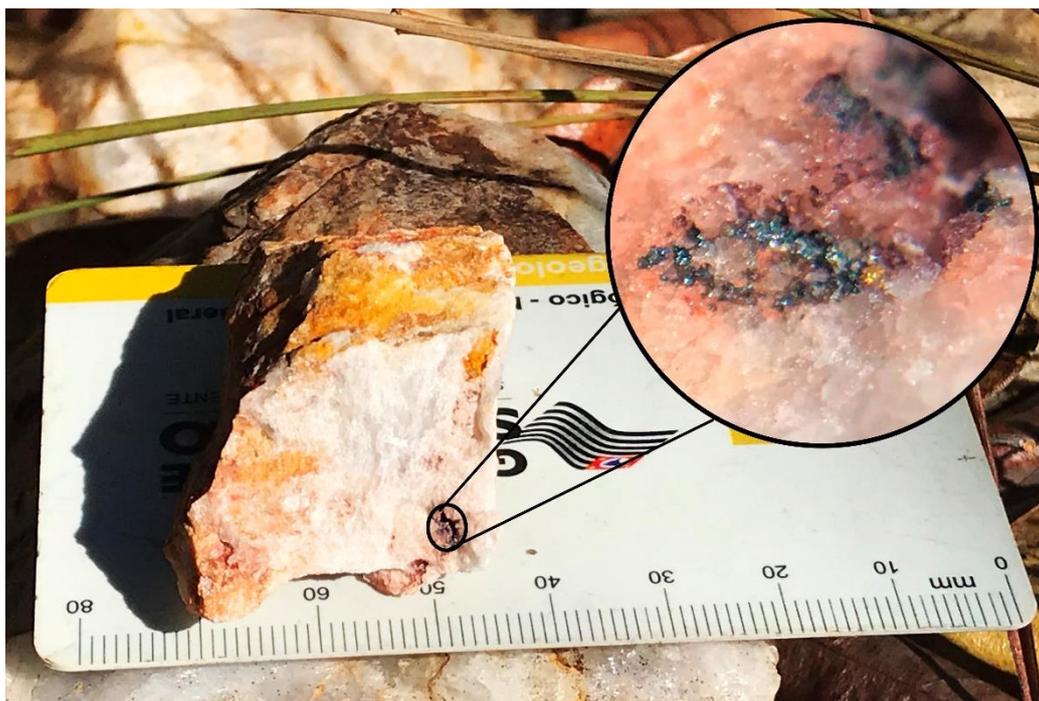
5.2.1 *Ouro*

Garimpos, cavas e pequenas empresas de mineração evidenciam o potencial econômico na exploração de ouro do distrito de Monte do Carmo. Na literatura são descritas inúmeras ocorrências auríferas hospedadas em veios de quartzo em corpos graníticos, xistos, paragneisses e milonitos. O sienogranito do Carmo possui um depósito em fase de pesquisa mineral, denominado de Depósito Serra Alta, operado pela empresa Cerrado Gold Inc, e localizado na área IX. A mineralização se caracteriza como do tipo *intrusion related*, formada por dois sistemas de veios e vênulas que se interconectam em dois *trends* principais; NE-SW e NW-SE, desenvolvidos na cúpula do granito e associados a zonas de alteração hidrotermal com presença de ouro associado a pirita, galena, esfalerita e calcopirita (Maia, 2016).

Outro depósito existente na região estudada é o Depósito Manduca, na **área XII**. A mineralização está relacionada a fraturas e zonas de cisalhamento que conduziram fases fluidas hidrotermais ricas em sílica e metais. As rochas encaixantes dessa mineralização são muscovita-xistos e xistos grafitosos, estes últimos atuando como um bom vetor de prospecção do minério.

Na porção norte da área VII, na altura do morro Lajeado, foi estudada a ocorrência de mineralizações auríferas associadas aos veios de quartzo (Henrile Meireles, 1995) inseridos em zonas de cisalhamento com foliações NE-SW e NW-SE, onde a mineralização se concentra nas bordas de vênulas. A ocorrência se encontra no limite das áreas II e VII, encaixada no Granito Torre e rochas da Sequência Metassedimentar da Formação Morro do Aquiles.

Figura 5.1. Ouro livre encontrado em veio de quartzo hidrotermal na área II, com granulação inferior a 0.5mm



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

5.2.2 *Minério de Ferro*

As ocorrências de minério de ferro aparecem associadas aos arenitos ferruginosos das rochas da Bacia do Parnaíba, que possuem estratos maciços de hematita, sendo necessária a análise do teor real do minério para determinar sua potencialidade econômica.

5.2.3 *Manganês*

As ocorrências de formações manganesíferas são pontuais, na forma de gonditos ou como minério amorfo, seguindo a estruturação regional com atitude N30E-N40E. A gênese das ocorrências é interpretada como enriquecimento supergênico de protominério relacionado à sedimentação química de minerais ricos em manganês, em ambiente vulcanogênico, causado por percolação de fluidos, e facilitado pela flutuação do nível freático (CPRM, 2017). As mineralizações relacionadas aos gonditos estão presentes nas áreas I, III, V, VI, VIII, X, XI e XV.

5.2.4 *Grafita*

As ocorrências de grafita na região são relatadas nas áreas V, VI, VIII e XI, em xistos grafitosos e grafita gnaisses, pertencentes à Unidade Paraderivada do Complexo Porto Nacional. O minério tem sua gênese associada ao metamorfismo regional em fácies granulito de protólitos sedimentares ricos em matéria orgânica. Na área V, afloramentos expressivos foram observados nas trincheiras do garimpo de ouro, onde a grafita se concentra em camadas. Análises para identificar o grau de cristalinidade da grafita, principal fator que determina o valor deste tipo de minério, devem ser desempenhadas para avaliar o potencial econômico do recurso.

5.3 **Minerais e rochas industriais**

5.3.1 *Feldspatos*

O crescimento no consumo de feldspato está dominado pelas indústrias de revestimento cerâmico e de coloríficos. Esse aumento pela demanda de feldspato deve-se ao desenvolvimento do processo de produção de porcelanato que usa, na massa cerâmica, cerca de 60% de feldspato (Luz & Lins, 2008). Assim, fontes de feldspato potássico alternativas têm sido exploradas. No Projeto Monte do Carmo, tem-se abundância de meta-sienogranitos, de granulação média, com grande proporção de feldspato potássico (~40%) nos corpos das suítes Ipueiras e Lajeado. Esses meta-granitos podem atuar como uma fonte alternativa economicamente viável para esse mineral.

5.3.2 Agregados

Materiais relacionados ao mercado da construção civil são abundantes na área e são utilizados para a produção de asfalto, estradas, calçamento e cimento. Os grandes depósitos aluvionares presentes na área do Projeto Monte do Carmo, os quartzitos da Sequência Metassedimentar Indiferenciada e a extensa cobertura laterítica, são fontes propícias para a exploração de areias e agregados. A areia encontrada de forma geral na cobertura aluvionar varia de média a grossa, sendo composta por quartzo e minerais micáceos. Empresas que já fazem a exploração desse recurso, na Área XVIII, usam o método de dragagem para a extração de areia lavada. O quartzito pode ser considerado um potencial viável na extração de areia para fabricação de vidros, refratários e cimento.

O laterito, encontrado comumente em relevos planos, está disposto na forma de grandes blocos que por vezes apresentam dimensões métricas. Através da britagem, usa-se esse insumo para agregado de asfalto e, como exemplo típico, para agregados de cimento, como visto na Catedral de Nossa Senhora das Mercês em Porto Nacional.

5.4 Rochas ornamentais e/ou de revestimento

Ainda é crescente a busca por rochas ornamentais, o que torna viável a exploração de rochas de diversos contextos geológicos. Os destaques para esse recurso correspondem aos corpos intrusivos isotrópicos, como o Granito Matança, que ocorre nas áreas I e V; e os granitos da Suíte Ipueiras, expostos nas áreas IV, IX, XIII, XIV, XV, XVI, XVIII e XIX. Os meta-granitos possuem granulação média a grossa e textura porfírica gerada pela presença de fenocristais de K-feldspato. O filito da Sequência Metavulcanosedimentar Indiferenciada também possui potencial para serem usadas como pedra ornamental. As rochas conglomeráticas da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, localizadas na região nordeste da área XVII, são formadas por clastos polímiticos mal selecionados com fragmentos líticos de origens distintas, sem alteração e com baixo grau de faturamento, possibilitando um potencial emprego como rocha ornamental.

5.5 Recursos Minerais Locais

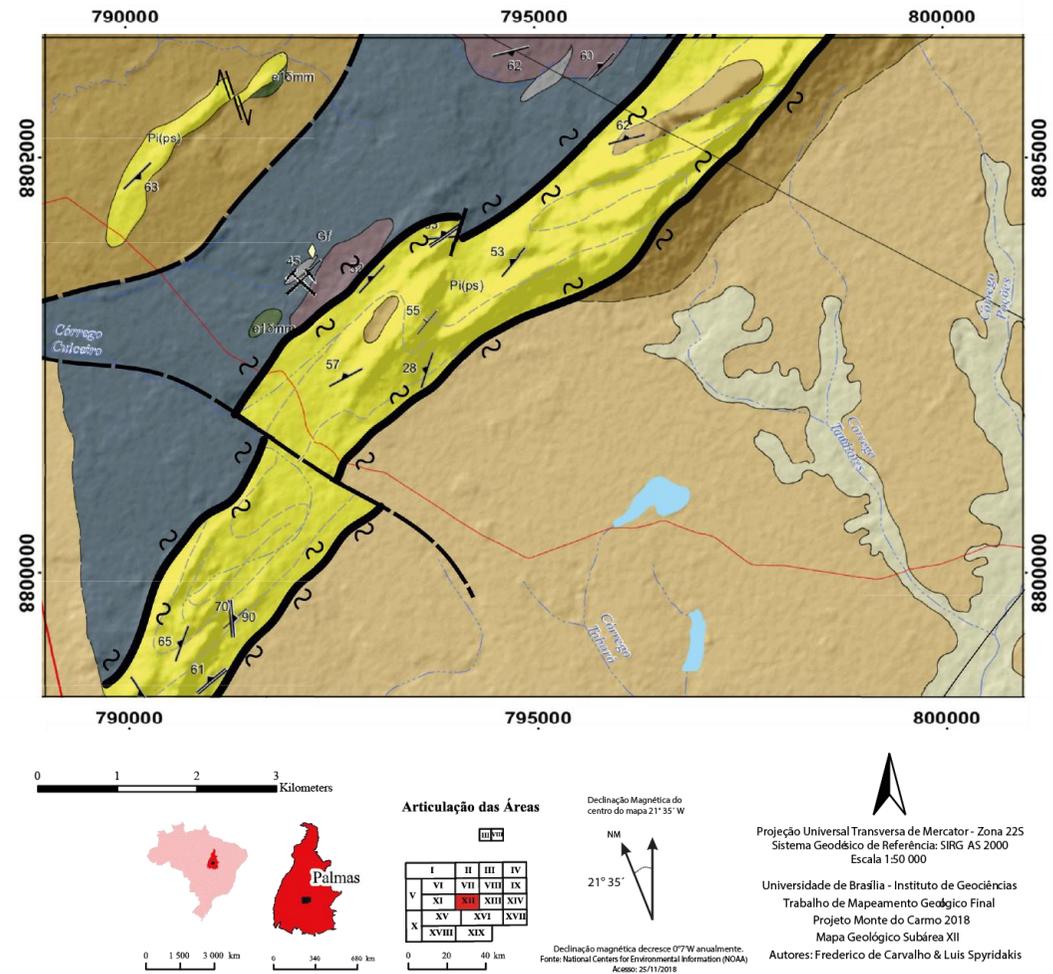
Neste subcapítulo serão descritos os potenciais econômicos mapeados na área XII. Conforme a figura 5.2 mostra, a área mapeada apresenta ocorrência de rochas industriais e metálicas tais como ouro e pirita.

Figura 5.2. Mapa de ocorrências minerais e localizações de minas e garimpos na área XII



Mapa Geológico com ocorrência mineral área XII

| UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS | |
|--|--|
| QUATERNÁRIO | |
| Q2a | Cobertura Aluvionar Sedimentos inconsolidados compostos por uma fração cascalhenta a arenosa, predominante e sedimentos finos com matéria orgânica |
| CENOZOICO | |
| Nqdl | Cobertura Detrito Laterítica Crostras lateríticas vermiformes e conglomeráticas com matriz composta por hematita, caulinita e goethita. |
| CAMBRIANO | |
| COMPLEXO GABRO ANORTOSÍTICA CARREIRA COMPRIDA | |
| Morro da Mata | |
| e1δmm | Gabros de textura subofítica compostos por plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda, quartzo e opacos. |
| MESO- PALEOPROTEROZOICO? | |
| SEQUÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR INDIFFERENCIADA | |
| Litofácies metasamítica e metapsefítica | |
| Pl(ps) | Quartzitos puros, raramente subarcoseanos, e lentes de metaconglomerado. Estruturas primárias preservadas. |
| Litofácies metapelítica | |
| Pl(pe) | Filito e metassilito. |
| PALEOPROTEROZOICO | |
| PLUTÔNICAS SIN- A TARDI-TECTÔNICAS | |
| PP2γ(pst) | Maçios graníticos milonitizados nas bordas, granulação fina a média e composição granítica, tonalítica e granodiorítica. Prevalece a fácies Ms-Bt-Granito médio. |
| FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES | |
| PP2ma | Associação de Grt-Ms-Bt-xistos, Qtz-anfibolitos, Ms-Bt-gnaisses, Grafita-xisto de granulação fina a média metamorfizados em fácies anfibolito, com ocorrências de turmalina, além de Bt-Ms-xisto com andaluzita. |
| CONVENÇÕES GEOLÓGICAS | |
| | Zona de cisalhamento sinistral inferida |
| | Falha inferida |
| | Foliação |
| | Corpo d'água |
| CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS | |
| | Vias não pavimentadas |
| | Cursos d'água |
| | Mina |
| | Ocorrência de ouro (Au) e grafita (Gf) |



5.5.1 *Minerais e rochas industriais*

Minerais e rochas industriais são definidos por todas as rochas e minerais, incluso sintéticos de caráter mineral, principalmente não-metálicos, que por suas propriedades físicas ou químicas podem ser utilizados em processos industriais, geralmente com múltiplas funções, com maior ou menor valor agregado, ou como aditivo, diretamente como lavrado, ou posterior a beneficiamento e processamento (Ciminelli, 2003). Algumas categorias de aplicação são: **Estruturais e construção civil** (agregados, minerais para cimento, rochas e pedras ornamentais, argilas para cerâmica, etc.); **indústria química** (enxofre, bauxita, cromita, piritita, etc.); **cerâmicos** (argilas, caulins, talco, etc.); **refratários** (magnesita, grafita, bauxita, etc.); **isolantes** (amianto, mica, vermiculita, etc.); **fundentes** (fluorita, calcário, etc.); **abrasivos** (diamante, granada, coríndon, etc.); **minerais de carga** (talco, gipsita, caulim, etc.); **pigmentos** (barita, minerais de titânio, etc.); **agrominerais** (fosfato, calcário, enxofre, etc.); **minerais “Areia ambientais” e/ou “verdes”** (bentonita, calcário, zeólitas, etc.).

5.5.2 *Areia e seixos*

Destaca-se na região da área de estudo elevações sustentadas por quartzitos, ressaltadas pela Serra Manoel do Carmo. O potencial destas rochas está, principalmente, ligado ao seu possível uso na construção civil.

As concentrações altas de quartzo e o baixo grau metamórfico, preservando algumas das estruturas e texturas sedimentares como granulometria de areia média até seixos e bom grau de arredondamento, associados a planos de foliação bem definidos e fraturas, permitem particionar blocos ao longo desses planos e descontinuidades com relativa facilidade.

Ainda, nas margens do Córrego do Manduca, de forma menos relevante, há acúmulo de areia aluvionar. São sedimentos inconsolidados com baixo grau de seleção e alto grau de variação de arredondamento e granulometria.

5.5.3 *Rochas ornamentais e de revestimento*

Rochas ornamentais e de revestimento são rochas que podem ser extraídas em forma de blocos ou placas, cortadas em diferentes formatos e que podem ser beneficiados em

processos de esquadreamento, polimento, lustro ou similares com usos diversos, destacando revestimentos internos e externos de ambientes (Chiodi Filho, 1995).

Atualmente, não há estudos nem exploração de rochas ornamentais e/ou revestimento na área mapeada; porém a ocorrência de filito de coloração cinza azulada pode representar um potencial interesse econômico para o setor. Ocorre em uma faixa extensa que começa na área XII e termina nos limites entre áreas VII e II, desde setores com relevos aplainados até no interior de drenagens como o Córrego do Manduca (Figura 5.3).

Figura 5.3. Afloramento de Filito no córrego Manduca



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

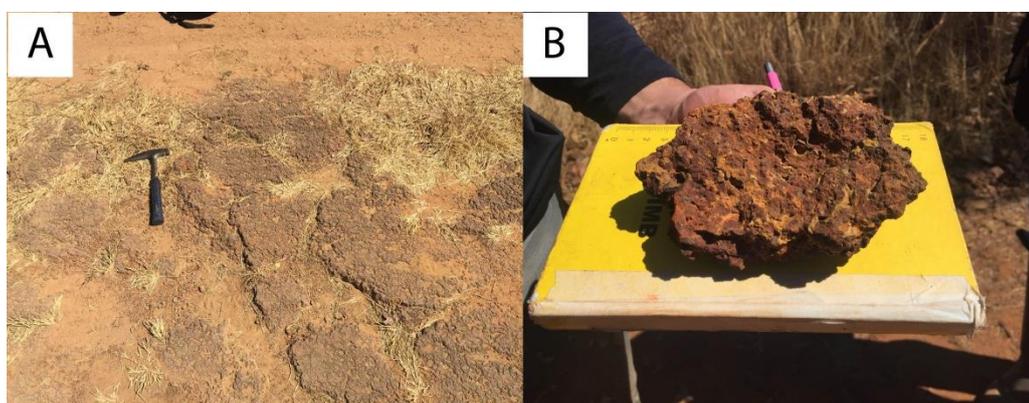
Apesar do possível interesse econômico no filito da região, um estudo de maior detalhe é necessário, pois é observado forte indício de fraturamento nas filito, o que, segundo Chiodi Filho (1995), pode determinar perdas na lavra e dimensão dos blocos, além de possíveis alterações de resistência físico-mecânica.

No contexto da área XII, os granitos da Suíte Manduca apresentam potencial para uso em ornamentação e revestimento. Porém a pequena e restrita área de extensão desses corpos dificulta o processo de lavra e exploração.

5.5.4 *Lateritos*

Os lateritos encontrados na área possuem potencial para serem utilizados nas áreas de construção civil como matéria prima para a confecção de tijolos, cerâmicas e telhas como apresentados por Nascimento et al. 2012 onde esses materiais foram utilizados nas áreas urbanas e entorno na cidade de Porto Velho. Para a determinação de sua melhor utilização devem ser realizados estudos mais completos e específicos destas rochas, identificando assim a proporção dos minerais existentes.

Figura 5.4. (A) Afloramento de Laterito; e (B) Laterito apresentando nódulos de hematita e goethita, fragmentos de quartzo, gibbsita e estrutura vermiforme



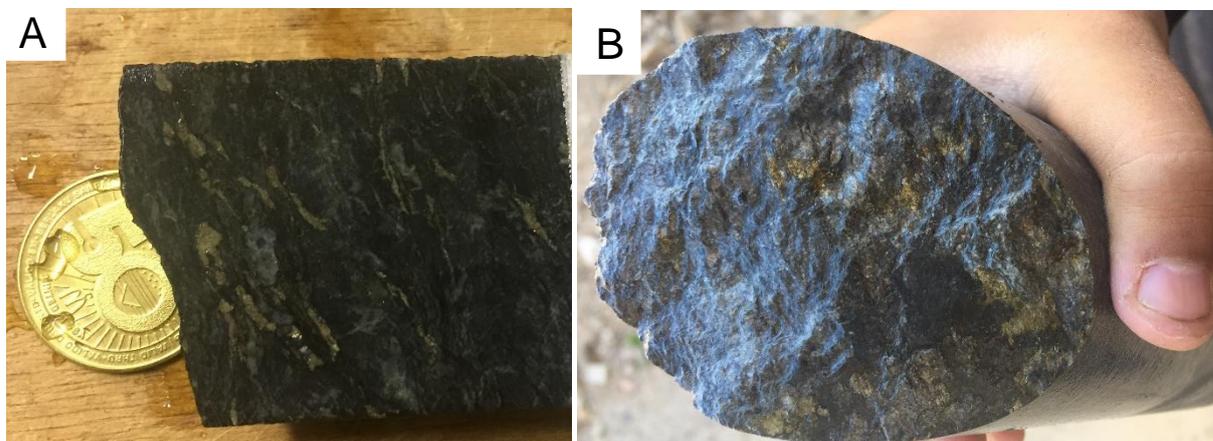
Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

5.5.5 *Minerais metálicos*

5.5.5.1 **Sulfeto**

O único sulfeto encontrado é a pirita, que estão associados a muscovita xisto e grafita xisto da Formação Morro do Aquiles, a identificação só foi possível em furos de sondagem (Figura 5.5). A pirita é encontrada frequentemente subedral a anedral, associada a bolsões de quartzo e/ou disseminada ao longo dos planos de foliação dos xistos.

Figura 5.5. (A) Testemunho de sondagem FMD-21.2 de grafita xisto com pirita subedral a anedral segundo a direção da foliação e associado a bolsões de quartzo; e (B) Testemunho de sondagem FMD-19 com pirita disseminada em muscovita xisto



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

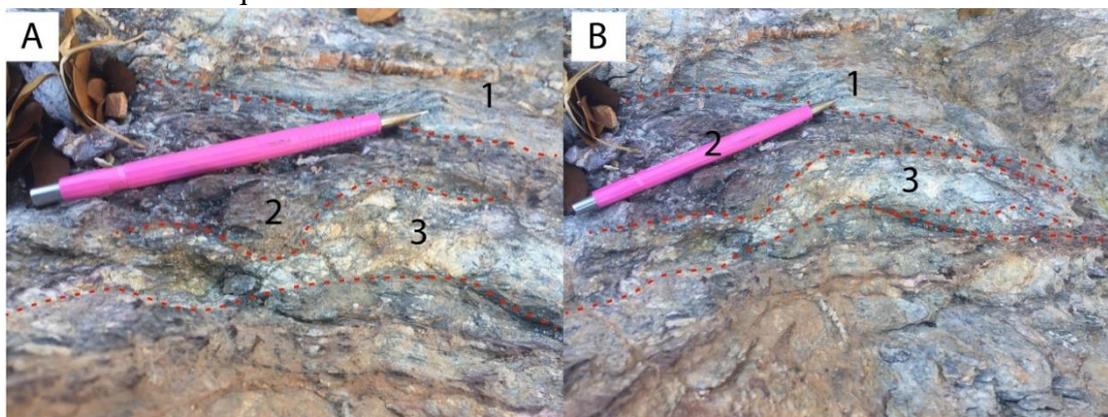
5.5.5.2 Ouro

Existe uma pequena mineradora de ouro na região próxima da serra. A mina existente está em fase de pesquisa e recebe o nome Manduca referente a um córrego conhecido e próximo da região.

A mineralização ocorre de forma análoga aos depósitos de ouro orogênico. Estando relacionado a fraturas e zonas de cisalhamento, o metal se dá de forma disseminada ou livre, também conhecido como ouro visível. O mesmo está associado às fases fluidas hidrotermais ricas em sílica que deram origem a veios de quartzo contidos nos muscovita-xistos, e associados também aos xistos grafitosos (Figura 5.6A e B). A presença do xisto grafitoso citado é importante, pois ele é um excelente guia exploratório e sua ocorrência possibilita a deposição de ouro devido à química redutora envolvida.

O controle principal da mineralização se dá pelas estruturas, por se tratar de uma região de grandes zonas de cisalhamento. Durante o movimento de transcorrência das zonas de falha ocorre percolação de fluidos hidrotermais. Esses fluidos são importantes para o processo de mineralização, pois eles são responsáveis por carrear os e concentrar os componentes que dão origem aos minerais de minério.

Figura 5.6. (A) e (B) Apresentam o afloramento e são divididos 3 níveis; o nível 1 corresponde ao xisto sericítico; 2 corresponde ao grafita xisto; 3 apresenta os veios mineralizados de quartzo



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018

5.5.6 *Considerações metalogenéticas*

Depósitos de ouro orogênico são englobados em um amplo espectro de tipos de depósitos, e os classificar em uma única categoria é amplamente controverso (Robb, 2005). São considerados como ouro orogênico os depósitos associados a colocação durante regimes compressionais a transpressionais, majoritariamente na crosta superior, em cinturões acrecionários adjacentes a arcos magmáticos continentais (Groves et al., 1998).

Apesar desta definição, diversos sistemas transcorrentes também podem hospedar essa classe de depósitos em zonas de cisalhamento associadas a episódios de acreção crustal, como evidenciado na Zona de Cisalhamento associada ao Lineamento Congonhas ao sul do quadrilátero ferrífero (Neto et al., 2012) e na mina de ouro Schramm localizada no Complexo Granulítico Luís Alves – SC (Biondi e Xavier, 2002).

Na região de estudo, os xistos sericíticos e grafitosos da Formação Morro do Aquiles são produtos do metamorfismo regional de rochas pelíticas de fundo oceânico em fácies anfibolito com posterior metamorfismo de contato gerado por intrusões recentes da suíte gabro-anortosítica Carreira Comprida. Associada a zonas de cisalhamento relacionadas ao LTB, há a percolação de fluidos hidrotermais mineralizantes.

Neste contexto, é identificada a geração de zona de sulfetação com halo dominado por pirritas, além de alteração hidrotermal identificada pela zona de sericitização em associação com núcleos de silificação e sulfetação, onde a mineralização está, principalmente, associada aos veios de quartzo altamente sulfetados com pirita, ainda que também haja mineralização, em menor grau, nos xistos, preferencialmente grafitosos.



CAPÍTULO 6
EVOLUÇÃO TECTÔNICA

6 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

O quadro tectônico do Projeto Monte do Carmo consiste na justaposição de distintas e complexas unidades litoestratigráficas cuja gênese está relacionada a diversos processos e eventos geológicos de diferentes idades, como magmatismo, metamorfismo e orogêneses.

Dentre estes eventos, duas orogêneses têm elevada relevância para a evolução tectônica da região: Orogênese Riacciana (2.3-2.05Ga) e Orogênese Brasileira (0.84 – 0.40 Ga) (Brito Neves et. al., 2014).

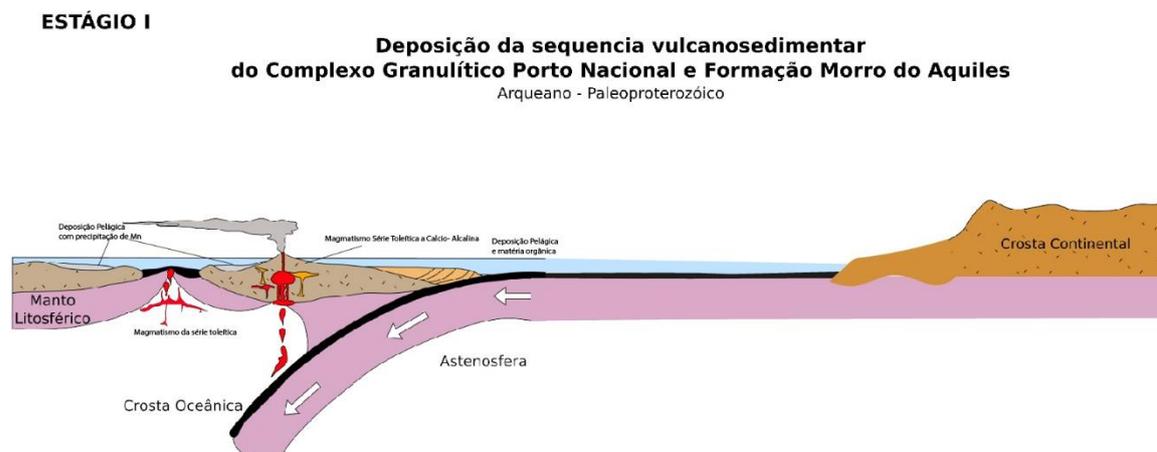
O grande gradiente metamórfico na área do projeto ocorre em função de dois eventos orogênicos espacialmente justapostos. O Ciclo Riacciano envolve os estágios I, II e III e é responsável pelo metamorfismo em fácies anfíbolito a granulito nas rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. A Orogênese Brasileira envolve o estágio IV e é responsável pelo metamorfismo em fácies xisto verde a anfíbolito das demais unidades geológicas de idade proterozoica.

Estágio I – Deposição do Complexo Porto Nacional e Fm. Morro do Aquiles - 2.20 a 2.12 Ga

No paleoproterozoico, entre 2.20 e 2.12 Ga (Gorayeb et al. 2000), houve a formação das sequências vulcanossedimentares que atualmente são nomeadas como Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles, formadas em ambiente de arco de ilha (Figura 6.1), visto que os protólitos da unidade ortoderivada do Complexo Porto Nacional compõem uma série magmática contínua de basaltos a dacitos (Gorayeb, 1996).

A formação das rochas paraderivadas ocorreu em bacias orogênicas associadas ao arco. O aporte sedimentar da bacia possivelmente consistiu de terrenos TTGs paleoproterozoicos e de vulcanismo concomitante a deposição na bacia, com idade máxima de deposição variando entre 2050 e 2150 Ma (Gorayeb, 1996; Riberio e Alves, 2017). A Presença de Mn e Ba nas rochas do Complexo Porto Nacional sugere bacia de plataforma rasa oxínica (condição necessária para a deposição do Mn), cuja fonte pode ter sido através de duas hipóteses: I) fumarolas associadas a vulcanismo e II) paleocontinentes (Slack et al. 2000 apud Dreher, 2009).

Figura 6.1. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I



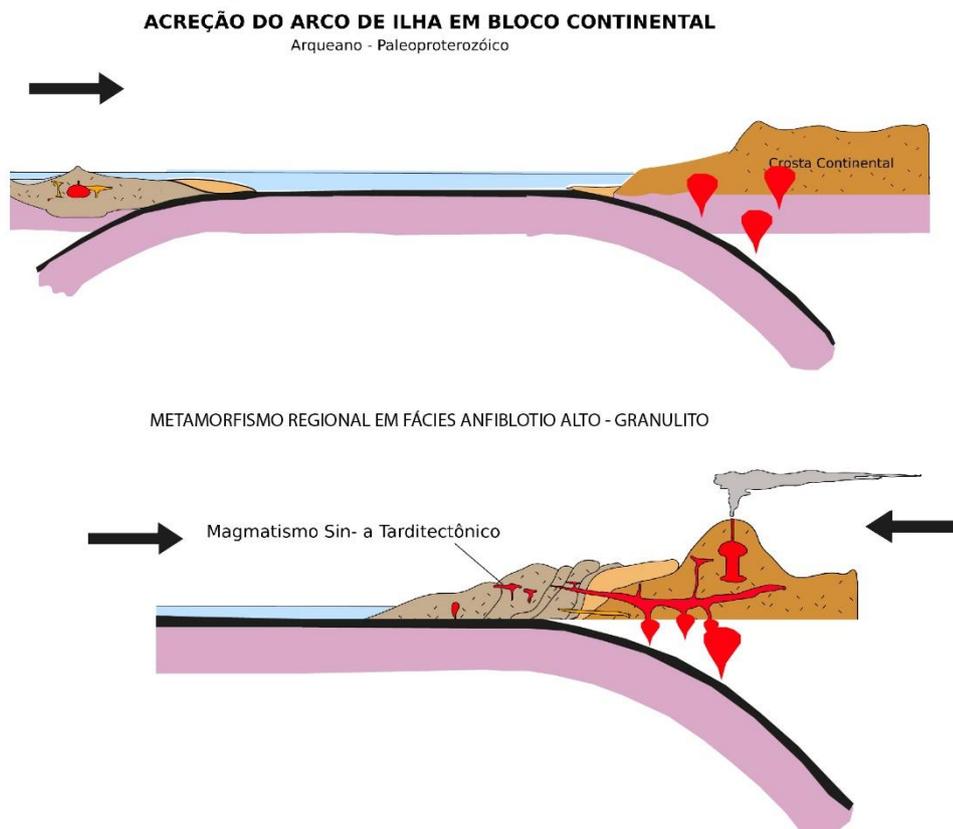
Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018.

Estágio II – Orogênese Riacciana - 2.10 a 2.05 Ga

A manutenção do campo de tensões compressivas do estágio I resultou na gênese de um orógeno acrecionário envolvendo a colisão do arco de ilha com um paleocontinente (Figura 6.2). O amalgamento resultou em metamorfismo em fácies anfíbolito a granulito do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles em 2.1 Ga (Gorayeb et. al. 2000). Os granitos Torre, Manduca e Santana, sin- a tardi-orogênicos, foram gerados durante a colisão; o caráter peraluminoso, a fácies metamórfica anfíbolito e a deformação imposta evidenciam o ambiente tectônico e a cronologia da formação destes corpos.

Após a colisão iniciou-se o desenvolvimento de um arco continental. O magmatismo tipo I tardi-orogênico resultou na gênese das Suítes Santa Rosa e Ipueiras, entre 2.08 e 2.05 Ga (Fuck et al. 2002; Chaves et al. 2008; Saboia et al. 2009). Atribui-se a influência de dois pulsos magmáticos em um mesmo evento tectono-térmico para a geração das suítes.

Figura 6.2. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio ESTÁGIO II



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018.

Estágio III – Deposição da Unidade Metassedimentar Indiferenciada

Para o terceiro estágio, o qual corresponde a deposição da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, os dados coletados em campo e as análises feitas posteriormente permitiram que a sequência fosse interpretada como integrante de uma dentre duas possibilidades já descritas na literatura: Grupo Natividade (1.8 - 1.56 Ga) ou Formação Monte do Carmo (0.54 Ga), ambas interpretadas como ambientes sedimentares, mais especificamente plataformas marinhas rasas.

O fato de terem sido mapeados conglomerados nessa Unidade no PMC sustenta a possibilidade de ela estar relacionada ao Grupo Natividade, porém diferenças como não terem sido mapeados carbonatos, nenhum indício de magmatismo bimodal ou quartzitos puros como os descritos para o GN na literatura, nos fizeram questionar a correlação destas duas unidades metassedimentares.

As similaridades com a Formação Monte do Carmo são um pouco mais numerosas, como a presença de quartzitos impuros com ocorrência de muscovita e plagioclásio, e vulcanismo associado; contudo também foram observadas diferenças como a presença de

conglomerados polimíticos mapeados no PMC associados a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada.

Estágio IV – Ciclo Brasileiro – 800 a 500Ma

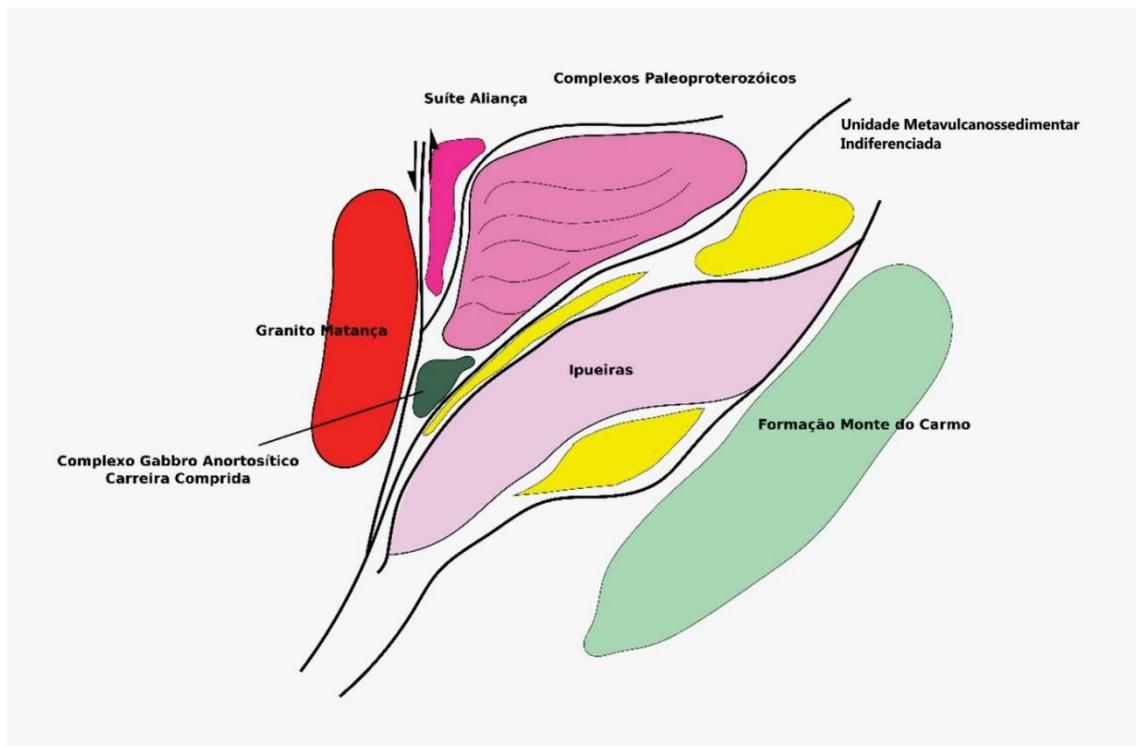
A colagem orogênica Brasileira foi dividida em quatro pulsos distintos: a) eocriogeniana (840 – 750Ma); b) tardicriogeniana-eoediacarana (650 – 590 Ma); c) eo-médio ediacarana (ca. 590 – 560 Ma) e d) orogênese cambriana (530 – 490 Ma) (Brito Neves et al, 2014). De modo que, para o contexto do Projeto, cabe citar as influências do terceiro pulso, eo-médio ediacarano (590-560 Ma) associado a um possível arco continental, que envolveriam as unidades neoproterozóicas reportadas neste trabalho, com idades mais jovens que 600 Ma e as influências do quarto pulso, orogenia cambriana (530-490 Ma), cuja relação se estabelece com as intrusões máfico-ultramáficos.

A deformação ocorrida durante o neoproterozoico foi responsável pela deformação das rochas pertencentes a todo o conjunto mapeado neste projeto, e foi responsável pela reorientação e sobreposição de estruturas previamente deformadas durante a Orogênese Riacciana. Essa deformação possui caráter progressivo e estaria associada a grandes falhas de rejeito direcional relacionadas ao LTB.

O Orogênese Brasileira foi responsável pelas feições de retrometamorfismo nas rochas paleoproterozóicas, e metamorfismo nas unidades mais jovens para fácies anfibolito, relacionadas com a exumação destas para níveis crustais mais rasos, assim como também metamorfismo em fácies xisto verde de rochas formadas no neoproterozoico. Durante o final deste ciclo se desenvolveram grandes falhas transcorrentes, que regionalmente são dextrais, mas na área total do projeto apresenta cinemática sinistral. Tais transcorrências estão alinhadas na direção NE/SW conforme o sentido do Lineamento Transbrasileiro.

A leste do Rio Tocantins ocorre uma maior diversificação dos terrenos associadas as suítes vulcânicas de diferentes idades. Nele estão inseridas as de idade paleoproterozóicas já discutidas no estágio II desta evolução além de também contarem com suítes de idade neoproterozóica as quais incluem a Formação Monte do Carmo e também intrusões máfica ultramáfica.

Figura 6.3. Desenho esquemático do quadro tectônico da região do Projeto Monte do Carmo



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018.

As unidades neoproterozóicas no contexto do Projeto Monte do Carmo compreendem rochas das Suítes Lajeado, Matança e Gabroanortosítica Carreira Comprida, cujas intrusões poderiam estar relacionadas ao alívio de tensão ao longo das zonas de cisalhamento dúcteis extensionais.

A Formação Monte do Carmo é uma sequência vulcanossedimentar bastante controversa na literatura, com Costa et al. (1984) e Gorayeb et al. (2000) a colocaram como paleoproterozoica ou mesoproterozoica; enquanto Saboia et al. (2009) atribuíram à esta Formação idade da orogênese Brasileira (~600 Ma).

Ainda assim, a partir dos dados de campo e da literatura, pode-se inferir um ambiente tectônico continental com vulcanismo associado a um rifteamento pós-tectônico ao final da Orogênese Brasileira. A sucessão sedimentar em granocrescência ascendente com conglomerados polimíticos no topo e a falta de estruturas sedimentares sugerem um ambiente fluvial, associado a leques aluviais para a deposição dos sedimentos da Formação Monte do Carmo, com vulcanismo correlato e intercalado com a sedimentação.

Em relação às intrusões MUM, além das descritas por Lima (2008), foi individualizada na área XIV uma ocorrência de um outro corpo, denominada Intrusão Máfica-

Ultramáfica Marimbondo, com características muito semelhantes aos corpos anteriormente descritos, mas com maior recristalização devida à grande influência da percolação de fluidos na zona de cisalhamento Areias.

Lima (2008) afirma, também, que tanto a Formação Monte do Carmo quanto as Intrusões Máficas-Ultramáficas compreendem rochas mais novas que 600 Ma, porém, sem idades de cristalização ou deposição prontamente definidas para todas as unidades. Ademais, ocorrência do corpo Marimbondo indica uma forte influência do LTB.

Estágio V – Bacia do Parnaíba

Posterior aos estágios descritos, já num momento de estabilização da plataforma sul-americana, a subsidência da bacia remete aos eventos sin- e pós-tectônicos do Ciclo Brasileiro, responsável pela formação de grábens que se distribuem por toda a bacia, com eixos orientados de nordeste a norte (Almeida & Carneiro, 2004).

A porção da Bacia do Parnaíba englobada pelo Projeto Monte do Carmo corresponde ao registro sedimentar do intervalo Siluriano-Devoniano e a interpretação genética dos processos responsáveis por sua deposição é discutida a seguir.

A Formação Jaicós (Grupo Serra Grande) compõe a porção basal da Bacia do Parnaíba na região do Projeto Monte do Carmo e a partir das associações de fácies descritas foram identificados dois ambientes deposicionais distintos para a Formação Jaicós: (I) leques aluviais e (II) fluvial entrelaçado; ambientes que caracterizam um sistema continental. A análise da sucessão vertical dessa unidade revela um caráter episódico para a deposição das diferentes fácies, com variações no nível do aporte sedimentar, marcado pela intercalação entre níveis conglomeráticos, areníticos e pelíticos.

Em contato gradacional com a Formação Jaicós, encontra-se a Formação Itaim (Grupo Canindé). Esta unidade litoestratigráfica é caracterizada como a zona transicional entre as formações Jaicós e Pimenteiras. Devido as exposições sub-verticais na Bacia do Parnaíba e sua pouco expressiva espessura (aproximadamente 40 m), diversos autores (Vaz et al., 2007; Ribeiro & Alves, 2017) optam por incluir esta unidade, cartograficamente, na base da Formação Pimenteiras.

A associação de fácies para a Formação Itaim revela um ambiente de *shoreface* médio/inferior caracterizado pela ação de fluxos oscilatórios que imprimem estruturas do tipo

swaley e *hummocky cross stratification*. Características de um sistema plataformar marinho raso dominados por ondas de tempestade.

Como mencionado anteriormente, a Formação Pimenteiras (Grupo Canindé) marca a primeira grande incursão marinha na Bacia do Parnaíba. As rochas desta unidade definem um relevo na forma de frentes escarpadas contínuas e aplainadas, o que dificulta o estudo em detalhe das fácies desta unidade na região. Desta forma, não se pode relacionar com precisão a relação estratigráfica destas fácies, apenas que elas ocorrem intercaladas ao longo da área.

A formação apresenta como principal característica a presença de sedimentos ricos em ferro, denominados de *Ironstones*. A origem e a forma de transporte deste ferro que se manifesta através das fases minerais goethita e hematita que cimentam as fácies desta unidade ainda é controversa. De forma geral, existem duas hipóteses sobre a origem do ferro na Bacia do Parnaíba:

1. Grande concentração de ferro através de processos de lateritização e condições favoráveis para remobilização de Fe até a bacia.
2. Crostas ferruginosas geradas devido a clima temperado e condições podzolizantes. Fragmentos destas crostas teriam sido transportados junto a sedimentos de rios. Porém, para que isso acontecesse, haveria de ocorrer a mudança brusca de um clima frio para tropical húmido (Amaro et al., 2012).

Em ambas, o transporte de Fe seria favorecido por complexos húmicos e flúvicos. Podendo assim, supor a presença de ecossistemas lagunares redutores (Krachler et al. 2010). Amaro (2012) sugere que na formação dos *Ironstones* houve tanto contribuição detrítica como química, significando que, além da precipitação marinha, foram aportados para a bacia produtos de erosão continental. Ao chegar ao oceano, o Fe em solução teria sido oxidado e precipitado, formando lâminas ferruginosas que substituiu ou se misturou com o material pelítico do substrato.

Estágio VI – Diques Máficos

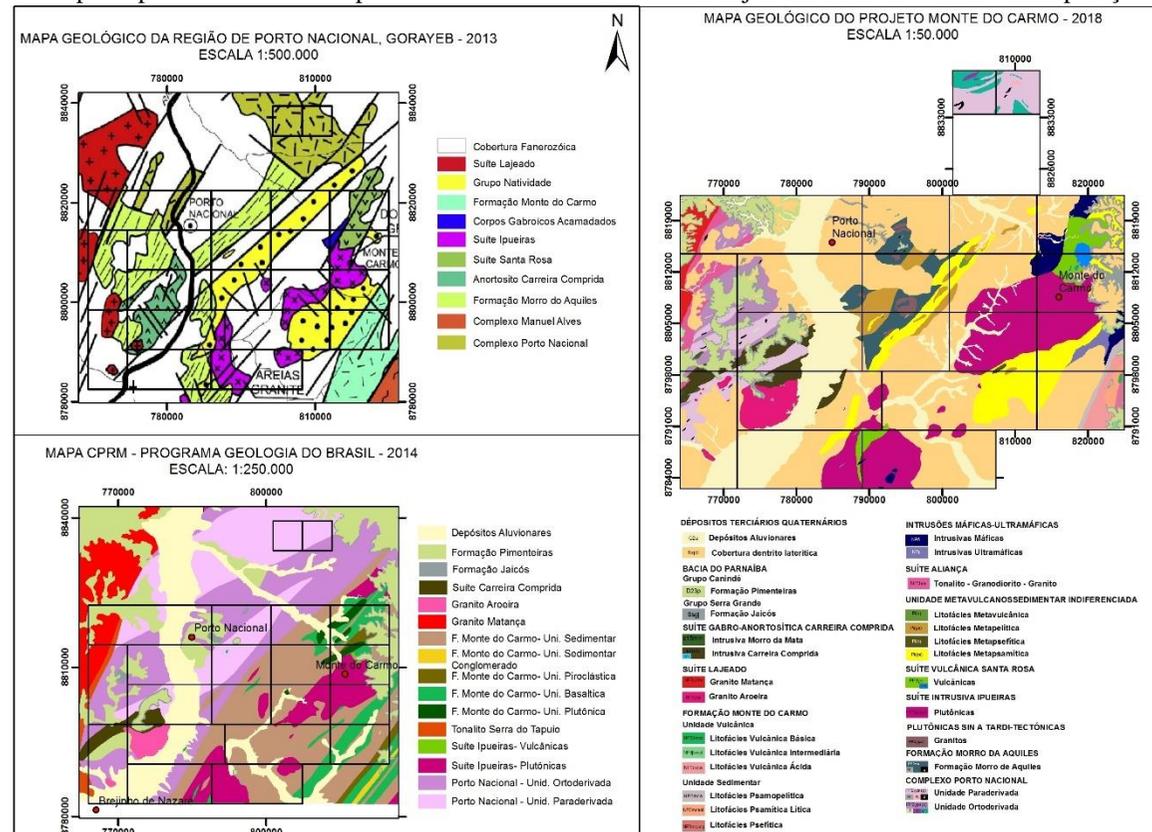
Já relacionados à abertura do Oceano Atlântico no período Jurássico/Triássico e Cretáceo, Oliveira (2017) descreve a Formação Mosquito (FM) e Formação Sardinha (FS) como rochas que ocorrem extrusivas (basaltos) e intrusivas (diques e soleiras) na área do Projeto Monte do Carmo com diques NW/SE, E/W, e, mais restritamente, NE/SW.



7 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A equipe da área XII do Projeto Monte do Carmo destaca-se por mapear em escala 1:50.000 unidades nunca descritas e evidenciar ambiguidades existentes na literatura, refinando a cartografia dos contatos e estruturas já existentes (Figura 7.1).

Figura 7.1. Mapas Geológicos dos principais trabalhos de mapeamentos realizados na área do Projeto Monte do Carmo em comparação com o que foi definido no projeto.



Fonte: Projeto Monte do Carmo, 2018.

A porção cartografada como Formação Morro do Aquiles é alvo de muitos questionamentos dos principais trabalhos de mapeamento realizados na região. Gorayeb (1996) a descreve e a individualiza do Complexo Granulítico Porto Nacional. Enquanto o mapeamento mais recente da CPRM (2017) descreve granulitos do CGPN. O PMC interpreta ambas unidades como entidades geológicas de características petrológicas distintas, submetidas a graus metamórficos diferentes, sendo a Formação Morro do Aquiles uma faixa de rochas em fácies anfíbolito.

Os corpos graníticos da Suíte Manduca são unidades não mapeadas nos principais trabalhos. Gorayeb (1996) não descreve estas rochas, interpretando a unidade como Formação Morro do Aquiles, enquanto a CPRM (2017) classifica a porção aflorante destes granitos paleoproterozoicos, intrusivos na Formação Morro do Aquiles, parte como Complexo Granulítico Porto Nacional e parte como Formação Monte do Carmo. Contudo, no Projeto Monte do Carmo optou-se por separar os corpos graníticos da Suíte Manduca do Complexo Porto Nacional e dos xistos e gnaisses da Formação Morro do Aquiles, devido principalmente ao predomínio de xistos na área mapeada e ao fato dos granitos preservarem a mineralogia e algumas das texturas ígneas, apesar de estarem milonitizados.

Granitos aflorantes nas áreas VII e II, descritos por Sachett (1996), e nomeados no Projeto Monte do Carmo como Torre, Santana e Zacarias, reúnem características semelhantes aos descritos para a Suíte Manduca, sugerindo que todos eles sejam cogenéticos e possam ser integrados à Suíte.

Neste contexto, cabe destacar o trabalho de Mesquita et al. (2006) que introduz o termo Suíte Manduca, anteriormente designado por Suíte Granito-gnaíssica Manduca (Mesquita, 1996), que descreve metagranitóides em fácies anfíbolito em condições de metamorfismo hidrotermal geradas pela Zona de Cisalhamento Cachimbo (definida por Zona de Cisalhamento Primavera no PMC), formando faixas de milonitos e filonitos que alojam veios de quartzo auríferos associados a grafita filonitos, com grafita hidrotermal precipitada devido a percolação de fluidos ricos em C-O-H.

A área XII do PMC interpreta a Suíte Manduca como rochas graníticas peraluminosas, intrusivas e sin-tectônicas a orogênese Riacciana, que metamorfiza a Formação Morro do Aquiles em fácies anfíbolito. A grafita é tida como produto do metamorfismo de matéria

orgânica em grafita xistos devido a associação com gonditos encontrados nas áreas II e VII, assim como xistos de paragênese típicas de origem sedimentar.

Porém, o estágio de metamorfismo dinâmico destes granitos ainda é uma questão a ser debatida. A principal hipótese levantada neste trabalho é a de que as rochas desta unidade foram afetadas pela orogênese Riacciana com reativação e remobilização dos fluidos durante o Ciclo Brasileiro pelo sistema cisalhante do LTB, que afeta toda a região do PMC.

Ainda permanece debatível a interpretação acerca da identidade litológica e estratigráfica das rochas metassedimentares e metavulcânicas associadas que constituem as serras de direção NE a sudeste de Porto Nacional (Serra Manoel do Carmo) e a sul de Monte do Carmo. Nesse trabalho, optou-se pela individualização da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, que outrora fora cartografada como Formação Monte do Carmo (Frasca, 2010; Ribeiro & Silva, 2017, CPRM, 2017) ou como Grupo Natividade (Costa et al., 1982; Gorayeb, 1996; Saboia, 2009). Devido à falta de características diagnósticas que permitam incluir aquelas rochas dentro de alguma das unidades acima citadas, optou-se por diferenciar essa sequência em uma sucessão metavulcanossedimentar adicional. Dessa forma, essa unidade foi cartografada no centro-sudeste da área do projeto, enquanto que a Formação Monte do Carmo ficou restrita apenas ao extremo sudeste da área, e o Grupo Natividade não foi catalogado na região. Os motivos que dificultaram o enquadramento estratigráfico dessa unidade e motivaram a sua individualização foram:

- i. Os quartzitos do Grupo Natividade são predominantemente arcoseanos e micáceos, enquanto que aqueles da Unidade Indiferenciada (UI) são predominantemente puros;
- ii. O Grupo Natividade possui rochas carbonáticas na base, enquanto que na área do projeto não foram encontradas rochas dessa natureza;
- iii. A Formação Monte do Carmo possui predominantemente conglomerados polímiticos, enquanto que na UI os conglomerados mapeados são monomíticos e raramente oligomíticos;
- iv. A sucessão sedimentar da Formação Monte do Carmo é composta essencialmente de siltitos e arenitos arcoseanos, enquanto que a UI é composta predominantemente por quartzitos.

A ocorrência das rochas da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada não permitiu uma interpretação clara sobre o ambiente deposicional no qual essas rochas se

depositaram. Estruturas sedimentares que se preservam se dão preferencialmente em metassiltitos ao longo da Serra Manoel do Carmo com bandamentos composicional sedimentar preservado e em feições microscópicas texturais e diagenéticas em quartzitos conglomeráticos a noroeste da área. Isso ocorre, devido à forte influência do LTB na deformação e orientação das rochas desta unidade, obliterando grande parte das estruturas sedimentares existentes. Portanto, recorreu-se as demais áreas de ocorrência da mesma unidade onde foram observados estruturas sedimentares (Área III, VII, VIII e XVI) para interpretar o ambiente como marinho raso.

De acordo com os objetivos propostos no Projeto Monte do Carmo, o mapeamento geológico de semi-detalle foi realizado, com destaque para unidades detrítico-lateríticas e aluvionares mapeadas, mostrando uma ampla extensão não descrita nos principais trabalhos (CPRM, 2017 e Gorayeb, 1996), além de maior detalhamento das unidades presentes na região.

Questões acerca da continuidade do Arco Magmático de Goiás ainda necessita estudos mais aprofundados. Porém, é possível concluir que a parte mapeada no Projeto Monte do Carmo como Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada, anteriormente Formação Monte do Carmo (CPRM, 2017), não faz parte do contexto geotectônico do Arco Magmático de Goiás, sendo caracterizado como algo anterior. Contudo, há ocorrência da Formação Monte do Carmo nas áreas XIV e XVII, que detalham a unidade e não concluem com clareza a continuidade do arco, evidenciando um possível contexto de bacia em ambiente transtrativo, sugerindo futuros estudos aprofundados nesta questão.

Não foi estabelecida relação com unidades do Maciço de Goiás, sendo uma possível abordagem em estudos posteriores, uma vez que se trata de terrenos antigos (Paleoproterozoicos) em contato tectônico com unidades mais juvenis (Neoproterozoicas) da Faixa Brasília.

As suítes de rochas ígneas foram melhor delimitadas e caracterizadas (Ipueiras, Manduca, Lajeado e Aliança), porém dúvidas sobre sua idade, padrões deformacionais, relações genéticas e petrologia ainda necessitam de estudos mais aprofundados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO, GÁS NATURAL E BIOCOMBUSTÍVEIS (Brasil); UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO. Aerolevantamentos Bacia do Parnaíba: TOMO II, área Parnaíba. In: **Relatório finais preliminares do “Levantamentos aerogeofísicos para a identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Parnaíba”**. São Paulo, 2006. 109 p.

ALMEIDA, F. F. M. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Anais...** Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. In: MANTESSO-NETO, V. et al. (Org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 43-58.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. **Earth Sci. Rev.**, [s. l.], n. 17, p. 1-29, 1981.

AMARO, G. J. L.; VILLAS, R. N.; KOTSCHOUBEY, B. Estudo petrográfico e geoquímico dos *ironstones* da base da Formação Pimenteiras, Borda Oeste da Bacia do Parnaíba, Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 42, n. 2, p. 373-396, 2012.

ARCANJO, S. H. S. **Evolução Geológica das seqüências do Embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins**. 2002. 181 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.

ARCANJO, S. H. S.; MOURA, C. A. V. Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO). **Revista Brasileira de Geociências**, Belém, v. 30, n. 4, p. 665-670, 2000.

ARCANJO, S. H. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. Evolução Geológica das Sequências do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (TO), Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 43, n. 3, p. 501-514, 2013.

ALVARENGA, C. J. S. et al. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, U. G. et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: SBG, 2000. p. 183-194.

BARBOSA, O. et al. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966.

BÁRDOSSY, G.; ALEVA, G. J. J. **Lateritic bauxites**. Amsterdam; New York: Elsevier, 1990. 624 p.

BARRADAS, J. A. S. **Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte do Carmo)**. 85 f. 1993. Dissertação (Mestrado) – Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1993.

BASTOS, L. A.; FERREIRA, I. M. Composições fitofisionômicas do bioma cerrado: estudo sobre o subsistema de Vereda. **Espaço em revista**, Goiânia, v. 12, n. 1, 2010.

BEZERRA, P. E. L. et al. Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 1., 1981. **Anais...** [S.l.]: SBG, 1981. v. 1, p. 363-375.

BIONDI, J. C.; XAVIER, R. P. Fluidos associados a mineralização da mina de ouro Schramm, complexo granulítico Luís Alves (SC). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 32, n. 2, p. 235-244, 2002.

BIZZI, L. A. et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, 2003. p. 227-334.

BRAGA, L. M. V. et al. Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu, 2008. CD-ROM.

BRITO NEVES, B. B. et al. Brasileiro collage in South America: a review. **Brazilian Journal of Geology**, [S.l.], v. 44, n. 3, p. 493-518, 2014.

BUCHER, K.; GRAPES, R. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. [S.l.]: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011.

CARVALHO, J. B.; PEREIRA, L. M. M. (Org.). **Projeto Leste, Petrografia, Relatório Integrado – etapa I**. Folhas SE.24-V, SE23-Z, SE.24-Y (partes). Escala 1:500.000. Belo Horizonte, 2000.

CHAVES, C. L.; GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 38, n. 2, 366-378, 2007.

CHIODI FILHO, C. **Aspectos Técnicos e Econômicos do Setor de Rochas Ornamentais**. Rio de Janeiro: CNPq/CETEM, 1995. 75 p. (Série Estudos e Documentos, 28).

CIMINELLI, R. R. Recursos minerais industriais no Brasil – Uma visão mercadológica. In: BIZZI, L. A. et al. (Ed.). **Geologia Tectônica**. Brasília: CPRM, Editora UNB, 2003. p. 503-539.

CORDANI, U. G. et al. Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil. **American Journal of Sciences**, [S.l.], v. 313, p. 517-539, 2013a.

CORDEIRO, P. F. O.; OLIVEIRA, C. G. O. The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2-2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 298, p. 403-420, 2017.

CORRÊA NETO, A V. et al. Alteração Hidrotermal em Zona de Cisalhamento Associada ao Lineamento Congonhas, Sul do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**, Rio de Janeiro, v. 35-2, p. 55-64, 2012.

- CORREIA, C. T. et al. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 27, n. 2, p. 163-168, 1997.
- COSTA, J. B. S. **Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás**. 210 f. 1985. Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1985.
- COSTA, J. B. S. Geologia da Região de Porto Nacional, GO. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 14, n. 1, p. 3-11, 1984.
- COSTA, J. B. S. et al. **Projeto Paraíso do Norte**. Belém: MEC/UFPA/CVRD, 1983.
- COSTA, J. B. S. **Projeto Porto Nacional: Relatório Final**. Belém: UFBA, 1982.
- COSTA, J. B. S. et al. Geologia da região de Porto Nacional. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 14, n. 1, p. 3-11, 1984.
- COSTA, L. A. M.; ANGEIRAS, A. G. Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Platform of Central Brazil. **International Journal of Earth Sciences**, New York, v. 60, n. 2, p. 1024-1050, 1971.
- COSTA, L. A. M. et al. **Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco**. Relatório Final. 1976. PROSPEC, Convênio DNPM/CPRM.
- COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. **The interpretation of igneous rocks**. Boston: George Allen and Unwin London, 1979.
- CUNHA, B. C. et al. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22-Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, 1981.
- DANTAS, E. L. et al. **Geologia da Folha Porangatu SD.22-X-D-I**. Nota Explicativa. Brasília, CPRM/UnB, 98 p., 1 mapa.
- DARDENNE, M. A. Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife. **Anais...** Recife, 1978. p. 299-308.
- DE LA ROCHE, H. et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 - diagram and major element analyses--Its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology**, [S.l.], v. 29, p. 183-210, 1980.
- DEBON, F.; LE FORT, P. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. **Earth Sciences: Transactions of Royal Society of Edinburgh**, Edinburgh, v. 73, n. 3, p. 135-149, 1983.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **An Introduction to the Rock Forming Minerals**. 2nd ed. London: Longman, 1992. 696 p.

DELLA FÁVERA, J. C. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico**. 1990. 243 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1990.

DREHER, A. M. **Rochas vulcânicas da área do Projeto Uatumã-Abonari (bloco I)**. Brasília: CPRM, 2009.

FIGUEIREDO, A. M. F.; RAJA-GABAGLIA, G. P. Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 4, p. 350-369, 1986.

FRASCA, A. A. S. et al. (Org.) **Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi: SC.22- Z-D, estado de Tocantins**. Goiânia: CPRM, 2010. Escala 1:250.000. Cartografia da amazônia. Levantamentos Geológicos Básicos. Programa de Geologia do Brasil - PGB. Projeto Sudeste do Tocantins.

FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 4., 1994, Brasília. **Anais...** Brasília: SBG, 1994. p. 184-187.

FUCK, R. A. et al. Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG, 2002. p. 308.

GÓES, A. M. de O.; FEIJÓ, F. J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 8, p. 57-67, 1994.

GORAYEB, P. S. S. et al. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 45, p. 278-292, 2013.

GORAYEB, P. S. S. **Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO**. 1996. 262 f. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.

GORAYEB, P. S. S. et al. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 45, p. 278-292, 2013.

GORAYEB, P. S. S. et al. O Pré-Cambriano da Região de Natividade, GO. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 18, p. 391-397, 1988.

GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V.; BARROS, G. R. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, p. 215-224, 2000.

GROVES, D. I. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. **Ore Geology Reviews**, [S.l.], v. 13, n. 1-5, p. 7-27, 1988

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brasil. In: HINZE, W. J. (Ed.). **The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps**. Society of Exploration Geophysics. Tulsa, EUA, 1985. p. 124-131.

HASUI, Y. et al. Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. p. 2220-2230.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. Província Tocantins - Setor setentrional. In: ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y. (Coord.). **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 1984. p. 187- 204.

HASUI, Y. et al. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológicogeotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriu. **Anais...** Camboriu: SBG, 1980. v. 5, p. 2.659-2.667.

HASUI, Y.; MIOTO, J. A. **Geologia estrutural aplicada**. São Paulo: ABGE/VOTORANTIM, 1992. 459 p.

HIRTH, G.; TULLIS, J. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 14, n. 2, p. 145-159, 1992.

HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. **An Outline of Structural Geology**. New York: John Wiley, 1976.

JOST, H. et al. Uvá complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 47, p. 201-212, 2013.

KAMINSKY, F. V. et al. The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 28, p. 288-303, 2009.

KRACHLER, R. et al. Relevance of peat-draining rivers for the riverine input of dissolved iron into the ocean. **Science of The Total Environment**, [S.l.], v. 408, n. 11, p. 2402-2408, 2010.

LARSEN, G.; CHILINGAR, G. V. **Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks**. New York: Elsevier, 1979.

LIMA, H. A. F. et al. Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil. **Journal of South American Earth Science**, Oxford, v. 26, p. 300-317, 2008.

MAIA, J. G. de A. **Caracterização da mineralização aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta, município de Monte do Carmo (TO)**. 2016. xiii, 87 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências Aplicadas) – Universidade de Brasília, Brasília, 2016.

MAMEDE, L. et al. Geomorfologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL**. Rio de Janeiro: Folha Tocantins SC.22, 1981. p. 197-235.

MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, [S.l.], v. 101, n. 5, p. 635-643, 1989.

MARINI, O. J. et al. As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai- Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: SCHOBENHAUS, C. et al. (Coord.) 1984. **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM, 1984b. p. 251-303.

MARQUES, G. C. **Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins**. 2009. 122 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

MESQUITA, M. J. et al. Alteração metamórfico-hidrotermal nos depósitos de ouro tipo-veio de porto nacional, to, Brasil: evidências de química mineral e microestruturas na zona de cisalhamento cachimbo. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 36, p. 34-50, 2006. Suplemento 1.

MOORE, B. **Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin**. Relatório nº 1854. Petrobrás-DEPEX, Rio de Janeiro, 1963.

MOURA, C. A. V.; SOUZA, S. H. P. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v. 6, p.31-34.

NACHIT, H. et al. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. **Comptes Rendus Geoscience**, Paris, v. 337, n. 16, p. 1415-1420, 2005.

NASCIMENTO, T. C. N. et al. A natureza e aplicação dos materiais lateríticos na área urbana e entorno de Porto Velho. **Revista Geonorte**, Manaus, v. 2, n. 4, p. 11 -19, 2012. Edição especial.

OLIVEIRA, A. L. **Geologia e Petrologia dos basaltos das formações Mosquito e Sardinha, Bacia do Parnaíba**. 2017. 79 f., il. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2017.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. 2. ed. [S.l.]: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2005.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene Calc Alkaline Volcanic Rocks from Kastamonu Area, Northern Turkey. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, [S.l.], v. 58, p. 63-81, 1976.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, [S.l.], v. 20, p. 375-379, 1992.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. Novos dados Sm-Nd e o limite leste do Arco Magmático no Sudoeste de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 39.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 35-39, 2000.

PIMENTEL, M. M. et al. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. **Precambrian Research**, [S.l.], v. 52, p. 321-335, 1991.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. O embasamento da Faixa Brasília e o arco Magmático de Goiás. In: MANTESSO-NETO, V. et al. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques**. São Paulo: Beca, 2004. p. 355-370.

PINHEIRO, B. L. S.; MOURA, C. A. V.; GORAYEB, P. S. S. Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 41, p. 304-318, 2011.

PRAXEDES, I. F. **Lineamento transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília**. 2015. xviii, 104 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade de Brasília, Brasília, 2015.

PRESCOTT, J. A. The early history of the use of the term laterite. **Journal of Soil Science**, [S.l.], v. 5, n. 1, p. 1-6, p. 1954.

RAMOS, J. R. de A.; BARBOSA, R. A. Geologia e petrografia da região de Porto Nacional e Miracema do Norte, Rio Tocantins. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1., 1967, Belém. **Atas...** Belém: CNPq, 1967. p. 387-401.

ROOB, L. **Introduction to ore-forming processes**. [S.l.]: Blackwell Science, 2005.

RIBEIRO, P. S. E.; ALVES, C. L. **Geologia e recursos minerais da região de Palmas - Folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A, escala 1:250.000**. 484 p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 2017.

SABOIA, A. M. **O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do grupo Natividade, estado de Tocantins**. 2009. 71 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

SACHETT, C. R. **Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas, Região de Monte do Carmo-TO**. 1996. 92 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Belém, 1996.

SACHETT C. R.; LAFON, J. M.; KOTSCHOUBEY, B. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996. p. 264-267.

SCHOBENHAUS FILHO, C. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**. Folha Tocantins (SC.22). DNPM, Brasília, 1975. p. 56.

SOARES, J. E. P. **Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central**. 2005. Tese (Doutorado) – Universidade Brasília, Brasília, 2005.

STRIEDER, A. J. et al. **O Significado Tectônico dos Lineamentos Transbrasilianos no Processo Colisional Neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. Balneário Camboriú, SC, Brasil. v. 1. p. 267-269, 1994.

TOCANTINS. Secretaria do Planejamento e da Modernização da Gestão Pública (SEPLAN). **Atlas do Tocantins: subsídio ao planejamento da gestão territorial**. Palmas, 2008. Disponível em:
<http://web.seplan.to.gov.br/Arquivos/download/ZEE/TO_AtlasTocantins2012/Atlas_do_Tocantins_2012.pdf>. Acesso em: 8 jun. 2018.

TOCANTINS. Secretaria do Planejamento e da Modernização da Gestão Pública (SEPLAN). Superintendência de Pesquisa e Zoneamento Ecológico-Econômico. Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico (DZE). **Base de Dados Geográficos do Tocantins - atualização 2012**. Palmas, 2012. CD-ROM. (Atualização de arquivos em escala 1:1.000.000 da Base de Dados Geográficos do Tocantins). Organizado por Rodrigo Sabino Teixeira Borges e Paulo Augusto Barros de Sousa.

TOCANTINS. Secretaria do Planejamento e da Modernização da Gestão Pública (SEPLAN). Superintendência de Pesquisa e Zoneamento Ecológico-Econômico. Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico (DZE). **Base de Dados Geográficos do Tocantins**. versão 2008. Palmas, 2008. CD-ROM. (Dados vetoriais temáticos estruturados em escalas 1:250.000, 1:500.000 e 1:1.000.000).

TULLIS, J. Deformation of Granitic Rocks: Experimental Studies and Natural Examples. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, Washington (US), v. 51, n. 1, p. 51-95, 2002.

VAZ, P. T. et al. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 253-263, 2007.

YARDLEY, B. W. D. **An Introduction to Metamorphic Petrology**. Harlow: Longman, New York, 1989.



ANEXOS