



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

Ana Beatriz de Alcantara Rocha - 140015663

Vitória Rodrigues Ferreira Barbosa - 140033327

Wedly Pereira Novais Costa - 140087885

Projeto Monte do Carmo subárea IX

**BRASÍLIA/
DF 2018**

FOLHA DE APROVAÇÃO

Projeto Monte do Carmo subarea IX

Autores: Ana Betriz de Alcântara Rocha
Vitória Rodrigues Ferreira Barbosa
Wedly Pereira Novais Costa

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

Banca Examinadora Aprovada por:

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues - Orientadora
Professora Adjunta da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutora em Geologia e Geoquímica - UFPA

Paola Ferreira Barbosa - Membro
Professora Adjunta da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutora em Evolução Crustal e Recursos Naturais - UFOP

Martino Giorgioni - Membro
Professor Adjunto da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutor em Ciências Naturais - ETH

Brasília-DF, 30 de Novembro de 2018.

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

Ana Beatriz Alcantara Rocha - 140015663

Vitória Ferreira Rodrigues Barbosa - 140033327

Wedly Pereira Novais Costa - 140087885

Projeto Monte do Carmo subárea IX

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

ORIENTADORES

Elton Luiz Dantas (coordenador)

Adriana Horbe

Elder Yokoyama

Eliza Nunes Peixoto

Federico Alberto Cuadros Jiménez

Jeremie Garnier

Luís Gustavo Ferreira Viegas

Natália Hauser

Nilson Francisquini Botelho

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues

BRASÍLIA/DF

2018

AGRADECIMENTOS

Somos gratos a nossos familiares e amigos, que estiveram sempre ao nosso lado, nos dando suporte emocional e nos estendendo suas mãos. Aos nossos parceiros de curso, que desde o primeiro semestre nos acompanharam em trabalhos de campo, em momentos difíceis e em histórias inesquecíveis.

Nossos agradecimentos especiais vão aos amigos Caio Henrique e Caroline Araújo, que nos ajudaram ativamente no desenvolvimento deste trabalho. Ao nosso amigo Rodrigo Freitas, outra pessoa que nos acompanhou de perto e nos deu apoio, somos muito gratos!

Somos gratos a todo o quadro docente que esteve empenhado em nos auxiliar na realização deste trabalho, desde as etapas de campo, até a confecção do relatório. Nossos agradecimentos especiais são aos professores Natália Hauser e Federico Cuadros.

Nossa querida Natália nos acompanhou sempre com seu bom humor e disposição a nos ajudar! Não mediu esforços para estar presente nas etapas mais importantes do trabalho, nos auxiliando a compreender melhor o cenário com o qual trabalhamos. Temos por essa pessoa maravilhosa um grande gratidão e carinho, que carregaremos sempre no coração.

O professor Federico também teve papel importante para nós. Nosso conselheiro, principalmente nas horas de maior preocupação, sempre nos tranquilizou e nos indicou direções a serem seguidas. Esteve disposto a nos auxiliar incontáveis vezes! Somos gratos a essa pessoa que para nós, é uma inspiração!

Outra pessoa que merece nosso destaque é o Sr. José Américo, caseiro de uma das fazendas que visitamos durante o trabalho de campo, que nos recebeu com carinho e nos indicou excelentes afloramentos!

Também agradecemos aos motoristas e quadro técnico dos laboratórios do Instituto de Geociências, que nos deram o suporte necessário.

RESUMO

O Projeto Monte do Carmo, 2018, é produto do trabalho de conclusão do curso de Geologia da Universidade de Brasília. Consiste no mapeamento geológico na escala de 1:50.000, realizado por 44 alunos e 9 professores, numa área de 2448 km² localizada no centro-sul do estado do Tocantins, abrangendo as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo. A área foi subdividida em 19 subáreas principais e 2 subáreas menores ao norte. O presente relatório corresponde aos dados e interpretações da subárea IX, no extremo leste do Projeto. O trabalho teve duração total de 10 meses, de março a dezembro. Foram realizadas análises de geofísica e sensoriamento remoto, de dados petrográficos, estruturais e geoquímicos, que levaram à sugestão de hipóteses e interpretações sobre evolução geológica/tectônica, eventos deformacionais e potencial econômico da região. As unidades litoestratigráficas mapeadas pelo Projeto foram o Complexo Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Granitos Torre, Santana e Manduca, Suíte Vulcânica Santa Rosa, Suíte Intrusiva Ipueiras, Suíte Aliança, Sequência Metavulcano-sedimentar Indefinida, Intrusões Máficas-Ultramáficas, Formação Monte do Carmo, Suíte Lajeado, Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida, Grupos Serra Grande e Canindé e diques e soleiras.

Palavra-Chave: Mapeamento geológico, Monte do Carmo, Porto Nacional, Suíte Vulcânica Santa Rosa, e Intrusões Máficas-Ultramáficas.

ABSTRACT

The Monte do Carmo Project, 2018, is the product of the conclusion of the Geology course at the University of Brasilia. It consists of a 1:50,000 geological mapping, carried out by 44 students and 9 teachers, in an area of 2448 km² located in the center-south of the state of Tocantins, encompassing the cities of Porto Nacional and Monte do Carmo. The area was subdivided into 19 major subareas and 2 smaller subareas to the north. This report corresponds to the data and interpretations of subarea IX at the eastern end of the Project. The work lasted 10 months, from March to December. Geophysical and remote sensing analyzes of petrographic, structural and geochemical data were carried out, leading to the suggestion of hypotheses and interpretations about geological / tectonic evolution, deformational events and economic potential of the region. The lithostratigraphic units mapped by the Project were the Porto Nacional Complex, Morro do Aquiles Formation, Granitos Torre, Santana and Manduca, Santa Rosa Volcanic Suite, Ipueiras Intrusive Suite, Alliance Suite, Indefinite Metavulcan-sedimentary Sequence, Máfic-Ultramafic Intrusions, Monte do Carmo Formation, Suite Lajeado, Suite Gabro-Anortosítica Carreira Comprida, Groups Serra Grande and Canindé and dikes and sills.

Keyword: Mapping Geology, Monte do Carmo, Porto Nacional, Santa Rosa volcanic suite and mafic-ultramafic intrusions.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- AGT – Amplitude de Gradiente Total
- ALOS – *Advanced Land Observation Satellite*
- ANM – Agência Nacional de Mineração
- CA – Cráton Amazonas
- CGPN – Complexo Granulítico Porto Nacional
- CMA – Campo Magnético Anômalo
- CMC- Campo Magnético Crustal
- CME – Campo Magnético Externo
- CMI – Campo Magnético Interno
- CMT – Campo Magnético Total
- CMY – *Ciano Magenta Yellow*
- CSF – Cráton São Francisco
- CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
- DRX – Difractometria por Raios-X
- EDS – *Energy Dispersive Spectroscopy*
- ETR- Elementos Terras Raras
- GHT – Gradiente Horizontal Total
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
- ICP-OES - *Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry*
- IDH – Índice de Desenvolvimento Humano
- IG – Instituto de Geociências
- IGRF - *International Geomagnetic Reference Field*
- LTB – Lineamento Transbrasiliano
- MAXVER – Máxima Verossimilhança
- MDE – Modelo Digital de Elevação
- MG – Maciço de Goiás
- MUM – Máfico-Ultramáfico
- OLI – *Operational Land Imager*
- PALSAR - *Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*
- PC-PDF - Powder Diffraction File
- PIB – Produto Interno Bruto

PMC – Projeto Monte do Carmo

pp. - Páginas

ppm – Partes por milhão

RADAMBRASIL – Projeto Radar da Amazônia

RGB – *Red Green Blue*

SAD 3D – Sinal Analítico 3D

SEPLAN – Secretaria de Planejamento e Assuntos Econômicos

SIBICs - Sistema Brasileiro de Classificação de Solos

TDM – Idade Modelo do Manto Empobrecido

TO – Tocantins

UFPA – Universidade Federal do Pará

UnB – Universidade de Brasília

ZCA – Zona de Cisalhamento Areias

ZCC – Zona de Cisalhamento Cruz

ZCRC – Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo

ZCM – Zona de Cisalhamento Malhadinha

ZCMC – Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo

ZCPN – Zona de Cisalhamento Porto Nacional

ZCST – Zona de Cisalhamento Santa Teresinha

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localização do Projeto Monte do Carmo, com as principais rodovias de acesso e as principais cidades, com enfoque na localização da subárea IX.....	6
Figura 1.2. Mapa geomorfológico da região do Projeto Monte do Carmo.	7
Figura 1.3. Mapa pedológico da área do Profeto Monte do Carmo.	8
Figura 1.4. Mapa de vegetação da área do Projeto Monte do Carmo.	9
Figura 1.5. Fluxograma do processamento de dados geofísicos de aeromagnetometria.	11
Figura 1.6. Fluxograma representativo das etapas do Método Lógico-Sistemático.	12
Figura 1.7. Fluxograma de digestão das amostras por ataque ácido.	14
Figura 2.1. Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo destacada no retângulo vermelho.....	18
Figura 2.2. Mapa de idades TDM do Projeto Monte do Carmo, obtido com base nos dados disponíveis na bibliografia.	28
Figura 3.1. Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados em preto a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.....	32
Figura 3.2. Mapa dos lineamentos estruturais interpretados da área do Projeto Monte do Carmo. As linhas azuis delimitam os 5 domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os possíveis diques. À esquerda da imagem podem ser observadas as rosetas, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio. Destalhe em contorno amarelo para a subárea IX.	36
Figura 3.3. Mapa de domínios magnéticos determinados a partir da interpretação do produto SA3D na imagem superior e representação somente dos traços obtidos na imagem inferior. Detalhe em contorno amarelo da subárea IX.	37
Figura 4.1 Mapa estrutural regional com apresentando os domínios tectônicos estruturais do Projeto Monte do Carmo.....	47
Figura 4.2. Mapa contendo os elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.....	50

Figura 5.1. Coluna estratigráfica esquemática com breve descrição das unidades encontradas na área	51
Figura 5.2. Mapa geológico da subárea IX.....	52
Figura 5.3. Perfil esquemático da Suíte Vulcânica Santa Rosa no Córrego Santa Rosa com detalhe contendo a fotomicrografia em aumento de 1,25x de cada lâmina que melhor representa as unidades observadas e coluna estratigráfica simplificada à direita para ilustrar a relação entre as unidades.....	53
Figura 5.4. Perfil esquemático da Suíte Vulcânica Santa Rosa no Córrego Sucuri com detalhe contendo a fotomicrografia em aumento de 1,25x de cada lâmina que melhor representa as unidades observadas e coluna estratigráfica simplificada à direita para ilustrar a relação entre as unidades.	54
Figura 5.5. (A) Evidências de feições de mistura de magma em afloramento na drenagem, com rocha fanerítica de coloração clara em contato irregular com rocha afanítica de coloração cinza. (B) Ocorrência de mistura de magma no afloramento TF18-IX-04.	54
Figura 5.6. Diagrama composicional QAP para rochas vulcânicas com a classificação da amostra TF18-IX-57 como riolito.	55
Figura 5.7. (A) Foto de amostra macroscópica TF18-IX-57, fotomicrografias das amostras de riolitos (B) com matriz afanítica com presença de óxidos em aumento de 1,25x. (C) Com fenocristal de quartzo engolfado imerso na matriz, (D) quartzo com golfo (E) matriz em aumento de 10x para demonstrar sua composição mineral composta por quartzo e feldspato, com enfoque aos cristais aciculares de actinolita como mineral secundário como produto de alteração hidrotermal amostra TF18-IX-74, (F) detalhe de cristal de quartzo com textura de reabsorção.	56
Figura 5.8. (A) Foto da amostra macroscópica TF18-IX-139, fotomicrografias das amostras de dacito (B) com fenocristais de quartzo e feldspato imersos em matriz de composição quartzo-feldspática, aumento de 1,25x. (C) Matriz muito fina com constituintes semelhantes a fenocristais de plagioclásio sericitizado em aumento de 1,25x. (D) Detalhe de biotita reliquiar em aumento de 1,25x.....	57
Figura 5.9. Diagrama composicional QAP para rochas vulcânicas, em (A) amostra TF18-IX-66 e em (B) amostra TF18-IX-139, classificadas como dacitos.	58
Figura 5.10. (A) Imagem de bloco de ignimbrito observado em campo, em (B) detalhe da imagem anterior delimitada pelo retângulo vermelho em que se destaca uma feição	

que se assemelha a fiammes, que são identificados por meio da púmice soldada que se encontra achatada e alongada.58

Figura 5.11. (A) amostra macroscópica de ignimbrito TF18-IX-60, fotomicrografias em (B) matriz muito fina com constituintes semelhantes a fragmentos vulcânicos e estruturas de fluxo piroclástico em aumento de 1,25x, (C) presença de fragmentos vulcânicos e (D) detalhe de fenocristal de quartzo engolfado imerso na matriz que possui muito óxido na matriz.59

Figura 5.12. (A) Foto da amostra macroscópica TF18-IX-143, fotomicrografias, em (B) matriz composta por quartzo e feldspato, com clasto de quartzo recristalizado deformando a matriz em aumento de 1,25x, (C) detalhe da matriz com muscovita, carbonato e sericita em aumento de 10x e em (D) detalhe de quartzo recristalizado em aumento de 10x.60

Figura 5.13. (A) presença de clasto vulcânico com dimensão de bomba TF18-IX-174, (B) Afloramento de tufo lítico TF18-IX-58 em que se observa constituintes semelhantes a clastos vulcânicos. Fotomicrografias: (C) e (D) percepção dos aspectos gerais da lâmina, aumento de 1,25x, (E) fraturas preenchidas por calcita, e em (F) cristal de quartzo reabsorvido.61

Figura 5.14. (A) Contato erosivo entre o Granito do Carmo e Quartzito marcado pela linha preta tracejada, (B) detalhe do retângulo vermelho, e em (C) figura esquemática para ilustrar o contato erosivo entre o granito e o quartzito. As linhas pretas contínuas representam as fraturas no quartzito.62

Figura 5.15. (A) Afloramento em lajedo com extensão superior a 100 metros TF18-IX-71, (B) amostra macroscópica de monzogranito TF18-IX-10.63

Figura 5.16. Fotomicrografias: (A) Monzogranito com cristais de quartzo, feldspato potássico e biotita em aumento de 1,25x. (B) Minerais secundários de clorita e actinolita em aumento de 2,5 x, (C) e(D) detalhe de actinolita com hábito fibroso radial em aumento de 10x.64

Figura 5.17. Diagrama de classificação de rochas plutônicas QAP (Streckeisen, 1976), com amostra TF18-IX-10 classificada como monzogranito.64

Figura 5.18. (A) Granito rosado alterado hidrotermalmente, em open pit, com textura holocristalina e inequigranular, (B) detalhe de venulação de quartzo, clorita e sulfetos com direção NW-SE.65

Figura 5.19. (A) Monzogranito com cristais de quartzo, feldspato potássico com exsolução mirmequitica e biotita, em aumento de 1,25 x. (B) Região com aspecto de

brecha com catáclase dos minerais de quartzo e feldspato potássico em aumento de 1,25x. (C) Detalhe de mineral secundário de sericita na região de catáclase, em aumento de 2,5x. (D) Detalhe da região da lâmina com intensa alteração com sericita, aumento de 10x.	66
Figura 5.20. (A) Amostra macroscópica TF18-IX-80 e fotomicrografias: (B) Composição do Hornblenda-monzogranito contendo cristais de quartzo, feldspato potássico e biotita em aumento de 1,25x. (C) Detalhe de cristal de anfibólio em aumento de 2,5x, (D) detalhe da actinolita com hábito fibroso radial.	67
Figura 5.21. (A) Presença de zona de cisalhamento caracterizada por faixa milonítica, (B) detalhe da faixa milonítica com aproximadamente quatro centímetros, fotomicrografias: (C) Biotita-quartzo-monzogranito contendo cristais de quartzo, feldspato potássico com textura mirmequitica, plagioclásio, biotita e clorita em aumento de 1,25x, e em (D) detalhe do limite da zona milonítica com o granito.	68
Figura 5.22. Diagrama de classificação de rochas plutônicas QAP (Streckeisen, 1976), com amostra TF18-IX-102 classificada como Biotita-quartzo-monzonito.....	69
Figura 5.23. (A) Foto do afloramento em drenagem TF18-IX-100, (B) foto das camadas de quartzito com mergulho para sudeste com ângulo de 45°. (C) Detalhe de estratificações cruzadas no quartzito TF18-IX-30. (D) Detalhe de amostra macroscópica da amostra contendo grãos de areia fina bem selecionados.	70
Figura 5.24. Mapa de aeromagnetometria Sinal Analítico 3D da subárea IX que permitiu a delimitação do corpo ultramáfico.	71
Figura 5.25. (A) Foto do afloramento em blocos TF18-IX-18, (B) afloramento em blocos rolados TF18-IX-18A.....	71
Figura 5.26. Fotomicrografias de Hornblenda-piroxenitos: (A) mineralogia composta por hornblenda, piroxênios e actinolita em aumento de 1,25x, (B) detalhe de sulfeto com forma triangular bem marcada em meio aos minerais presentes na lâmina em aumento de 2,5x, (C) detalhe de hornblenda primária com textura de reabsorção aumento 2,5x, e em (D) piroxênios com textura poiquilítica, aumento de 10x.	72
Figura 5.27. (A) Foto do afloramento em blocos do ponto TF18-IX-54, (B) foto da amostra macroscópica. Fotomicrografias das amostras de meta-máfica: em (C) e (D) visualização da lâmina bastante alterada, aumento de 1,25x, (E) presença de actinolita como mineral secundário aumento de 10x, e em (F) destaque para óxido de titânio marcando a alteração da ilmenita para titanita em aumento de 10x.	73

Figura 5.28. (A), (C) e (E) visualização das imagens de retroespalhamento de elétrons obtidas por microsonda eletrônica. Em (B), (D) e (F) espectros de EDS de cada seção analisada.	74
Figura 5.29. Coluna estratigráfica da Formação Jaicós, elaborada a partir dos dados observados em campo e sua identificação em mapa.	75
Figura 5.30. (A) Afloramento de arenito médio a grosso com estratificações truncadas de baixo ângulo no ponto TF18-IX-48, (B) arenito médio ferruginoso com níveis de conglomerado com estratificações cruzadas no ponto TF18-IX-96. (C) Intercalações de arenitos com níveis sílticos e conglomeráticos com marcas de onda no ponto TF18-IX-45, (D) detalhe da marca de onda em nível arenoso (E) foto do afloramento do ponto TF18-IX-116 com arenitos finos intercalados com siltitos (F) detalhe da marca de onda presente no afloramento.	76
Figura 5.31. (A) Foto do afloramento em blocos do ponto TF18-IX-71, (B) foto da amostra macroscópica. Fotomicrografias das amostras de diabásio (C) com mineralogia composta por fenocristais de plagioclásio alterando para sericita e piroxênios como titiano-augita em aumento de 1,25x, (D) detalhe de textura subofítica com cristais de plagioclásio contido em piroxênios em aumento de 2,5x.	78
Figura 5.32. (A) Imagem de retroespalhamento de elétrons, com análise pontual de óxidos, em (B) espectro de EDS para as análises realizadas.	79
Figura 5.33. (A) Blocos de crosta lateríticas em sua maioria apresentando estrutura pisolítica, encontradas no ponto TF18-IX-41, (B) ocorrência de crosta laterítica em corte de estrada no ponto TF18-IX-52. (C) Amostra TF18-IX-41 de crosta pisolítica de coloração marrom-avermelhada com pisólitos avermelhados (constituídos por hematita e goethita) e amarelados (compostos por goethita e caulinita), (D) crosta pisolítica vermiforme avermelhada com matriz vermelha composta por hematita e goethita (E) crosta maciça, marrom-avermelhada com porções rosadas, amareladas com alguns oólitos, ponto TF18-IX-52. (F) Crosta maciça marrom-avermelhada rica em cristais de quartzo com matriz composta por hematita e goethita ponto TF18-IX-155.	81
Figura 5.34. Desenho esquemático para ilustrar a diferença entre dois tipos de crostas: (i) desenvolvidas sobre quartzitos, como as do ponto TF18-IX-153, cujo difratograma exhibe um pico considerável de quartzo e (ii) desenvolvidas sobre materiais mais argilosos, como as do ponto TF18-IX-53. A quantidade de quartzo é ínfima, não sendo denunciada no difratograma.	82

Figura 5.35. Mapa de Domínios Estruturais. À direita do mapa, as rosetas de lineamentos regionais obtidas por SIG de cada domínio. Abaixo do mapa, os estereogramas de foliações referentes a cada domínio.....	83
Figura 5.36. (A) acamamento em afloramento de quartzito TF18-IX-100 ao longo do perfil do Córrego Sueiro, mergulhando para SE com ângulos entre 30 e 45°. Estruturas pertencentes ao Domínio Estrutural III, (B) figura esquemática para ilustrar a disposição das camadas, mergulho e orientação da imagem em vermelho. (C) Acamamento em rochas vulcanoclásticas, TF18-IX-88, Domínio Estrutural II. Apresentam direção aproximada NW e mergulho de 15° em (D) figura esquemática para ilustrar a disposição das camadas e em linhas pretas, mergulho e orientação da imagem.....	85
Figura 5.37. Foliação de alto ângulo em rocha vulcânica ácida, Domínio Estrutural II, ponto TF18-IX-55. Apresenta direção aproximadamente E-W e mergulhos entre 80 e 85°.....	86
Figura 5.38. (A) Zona de cisalhamento dúctil TF18-IX-102, inserida no Domínio Estrutural I. (B) O contato entre a ZC e a rocha encaixante é abrupto e ela apresenta direção E-W. À direita se encontra o detalhe da região delimitada em vermelho, e em (C) e (D) figura esquemática para ilustrar a disposição das camadas, mergulho e orientação da imagem.....	87
Figura 5.39. Falhas observadas no Domínio Estrutural I, (A) apresentando movimentação transcorrente de veios de quartzito TF18-IX-40, (B) figura esquemática para ilustrar a geometria e os elementos da falha, mergulho e orientação da imagem, (C) apresenta cinemática sinistral TF18-IX-38, (D) figura esquemática para ilustrar a geometria e os elementos da falha, mergulho e orientação da imagem.	88
Figura 5.40. (A) Falha inversa TF18-IX-01, pertencente ao Domínio Estrutural III, em que o bloco da esquerda desceu em relação ao da direita provocando dobra por arrasto de falha. (B) Figura esquemática para ilustrar a geometria e os elementos da falha, mergulho e orientação da imagem.	89
Figura 5.41. (A) Fraturamento em rochas vulcânicas, ponto TF18-IX-92, (B) figura esquemática para ilustrar a geometria e os elementos da falha, mergulho e orientação da imagem.....	90
Figura 5.42. (A) Veios preenchidos por quartzito em quartzito do Domínio Estrutural III, no ponto TF18-IX-100, com direção NE, (B) figura esquemática para ilustrar a geometria e os elementos da falha, mergulho e orientação da imagem.	90

Figura 5.43. Dique de diabásio inserido no Domínio Estrutural I TF18-IX-136.....	91
Figura 5.44. Fotomicrografia da lâmina TF18-IX-102, (A) exibindo o contato abrupto entre o milonito (parte inferior) e o granito (parte superior). É evidente a diminuição da granulação do milonito em comparação com a sua encaixante. Aumento de 1,25x. (B) Detalhe do milonito, mostrando porfiroclasto de feldspato deflectando a foliação dos filossilicatos, gerando sombra de pressão. Aumento de 2,5x. E (C) detalhe da região milonitizada exibindo as três diferentes granulações dos cristais de quartzo e feldspatos: porfiroclastos em meio a uma matriz mais fina, e ao lado, agregados de grãos de tamanhos intermediários. Aumento de 2,5x.	93
Figura 5.45. (A) e (B) Fotomicrografias expondo grãos de feldspatos falhados, além de inúmeras microfraturas preenchidas por quartzo recristalizado com direções variadas. Aumento de 2,5X, nicóis cruzados. (C) Fotomicrografia de veio preenchido por quartzo recristalizado e falhado. Também observados outros veios menores que cortam ou veio principal. Aumento de 2,5X, nicóis cruzados. (D) Fotomicrografia de veio preenchido por quartzo recristalizado bastante falhado e espessuras variadas. Aumento de 2,5X, nicóis cruzados.	94
Figura 6.1. Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Monte do Carmo.	96
Figura 6.2. (A) Visão dos montes de areia e montes de material composto por agregados, e ao fundo a estrutura de dragagem responsável pela extração de areia do rio. (B) Pátio frontal da extração. (C) Detalhe dos montes de areia e materiais agregados com o rio em que é realizada extração ao fundo da imagem.	100
Figura 6.3. (A) Afloramento do granito com exposição de bloco implodido para amostragem para avaliação do uso como revestimento e pedra ornamental. (B) Detalhe da amostra de granito.	101
Figura 6.4. (A) Visualização da disposição dos sistemas de veios e vênulas, que apresentam direção preferencial NE-SW, destacados na imagem, e veios com direção NW-SE que possuem menores espessuras e apresentam tonalidade verde na imagem. (B) Veios com direção preferencial NE-SW. (C) Presença de veio com direção EW destacado na imagem, e veios NE-SW destacados em coloração vermelha. (D) Veios com componente de direção aproximadamente N-S. (E) Presença de sulfetos em veio. (F) Presença de sulfeto oxidado.	102
Figura 7.1. Mapa geológico adaptado da base de dados da CPRM com as unidades mapeadas na subárea IX.	104

Figura 7.2. Mapa geológico da subárea IX na execução do Projeto Monte do Carmo.	105
Figura 7.3. Mapa com a distribuição geográfica das amostras coletadas em campo e das análises realizadas: petrografia, geoquímica, microsonda e difração de raio-X pela subárea IX.	109
Figura 7.4. Diagrama Total álcali-sílica-TAS, Le Bas et al., 1986 para as rochas vulcânicas do Projeto Monte do Carmo.....	110
Figura 7.5. Diagrama R1-R2, De la Roche et al., 1980 para as rochas graníticas da Suíte Ipueiras.	112
Figura 7.6. Diagrama AFM Irvine & Baragar, (1971) para determinação da série à qual a suíte pertence.....	112
Figura 7.7. Diagrama SiO ₂ – K ₂ O de Peccerillo & Taylor, 1976, para rochas ultramáfica plutônicas.	113
Figura 8.1. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do contexto do Projeto Monte do Carmo.	114
Figura 8.2. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I. .	115
Figura 8.3. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II. .	116

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1. Tabela contendo a relação de amostras destinadas as análises de petrografia, microsonda, geoquímica e difratometria de raio X.	15
Tabela 2.1. Tabela sintetizando os dados geocronológicos disponíveis em bibliografia para as principais Unidades verificadas no Projeto Monte do Carmo.	29
Tabela 3.1. Análise dos domínios gamaespectrométricos do Projeto Monte do Carmo.	33
Tabela 3.2. Principais características domínios obtidos por meio da assinatura magnética de cada unidade.	38
Tabela 7.1. Dados geoquímicos do Projeto Monte do Carmo para elementos maiores de rochas vulcânicas da Suíte Santa Rosa, juntamente com dados disponíveis em bibliografia (SABÓIA, 2009) representados por amostras com a nomenclatura MC.	109
Tabela 7.2. Dados geoquímicos do Projeto Monte do Carmo para elementos maiores de rochas graníticas da Suíte Ipueiras, juntamente com dados disponíveis em bibliografia (MAIA, 2016) representados por amostras com a nomenclatura JMSA.	111
Tabela 7.3. Dados geoquímicos do Projeto Monte do Carmo para elementos maiores de rochas pertencentes à Intrusão Máfica-Ultramáfica Monte do Carmo.....	113
Tabela 8.1. Tabela comparativa com as sugestões propostas a unidade metassedimentar.....	117

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	5
1.1. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	5
1.2. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	6
1.2.1. Geomorfologia	6
1.2.2. Solo	7
1.2.3. Clima	8
1.2.4. Vegetação	9
1.2.5. Hidrografia	10
1.2.6. Aspectos econômicos, políticos e humanos	10
1.3 MATERIAIS E MÉTODOS	10
1.3.1. Aerogeofísica e Sensoriamento Remoto	11
1.3.2. Petrografia	13
1.3.3. Análise por Microsonda Eletrônica	13
1.3.4. Geoquímica	13
1.3.5. Difractometria de Raios-X	14
2. GEOLOGIA REGIONAL	16
2.1. INTRODUÇÃO	16
2.2. CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO	17
2.2.1. Litoestratigrafia e Geocronologia	18
3. AEROGEOFÍSICA DO PROJETO	31
3.1. GAMAESPECTROMETRIA	31
3.2. MAGNETOMETRIA	34
3.2.1. Domínios magnéticos estruturais	35
3.1.1. Domínios magnéticos composicionais	37
4. GEOLOGIA DO PROJETO	40

4.1. INTRODUÇÃO.....	40
4.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	40
4.2.1. Complexo Porto Nacional	40
4.2.2. Formação Morro do Aquiles (PP2ma).....	41
4.2.3. Plutônicas sin- a pós- tectônicas.....	41
4.2.4. Suíte Vulcânica Santa Rosa (PP3yi(v))	42
4.2.5. Suíte Ipueiras (PP3gl(p))	42
4.2.6. Suíte Aliança (NP3ya).....	42
4.2.7. Sequência Metessedimentar Indefinida (NP3mca)	43
4.2.8. Intrusões Máficas-Ultramáficas.....	43
4.2.9. Formação Monte do Carmo	43
4.2.10. Suíte Lajeado (NP3y2mt)	43
4.2.11. Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida	44
4.2.12. Grupos Serra Grande e Canindé.....	44
4.2.13. Diques e Soleiras	45
4.2.14. Depósitos Lateríticos (NQdl)	45
4.2.15. Depósitos Aluvionares.....	45
4.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL	45
4.3.1. Introdução	45
4.3.2. Quadro estrutural regional.....	46
5. GEOLOGIA LOCAL.....	51
5.1. SUÍTE VULCÂNICA SANTA ROSA (PP3yi(v)).....	53
5.1.1. Riolito (PP3yi(r))	55
5.1.2. Dacito (PP3yi(d)).....	57
5.1.3. Ignimbrito (PP3yi(i))	58
5.1.4. Tufo cristalino (PP3yi(t)).....	59
5.1.5. Tufo lítico (PP3yi(t))	60

5.2. SUÍTE INTRUSIVA IPUEIRAS (PP3γi(p))	62
5.2.1. Fácies Monzogranito	63
5.2.2. Fácies Hornblenda-monzogranito	66
5.2.3. Fácies Biotita-quartzo-monzonito.....	67
5.3. UNIDADE METASSEDIMENTAR INDEFINIDA (Xi(ps))	69
5.4. INTRUSÃO MÁFICA-ULTRAMÁFICA (NPμ).....	70
5.5. FORMAÇÃO JAICÓS (Ssgj)	75
5.6. DIQUES BÁSICOS	77
5.7. COBERTURAS NEOGÊNICAS-QUATERNÁRIAS DETRITO-LATERÍTIAS..	79
5.8. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS.....	82
5.8.1. Elementos de Trama Dúctil	84
5.8.1.1. Foliações.....	84
5.8.1.2. Zonas de cisalhamento.....	86
5.8.2. Elementos de trama rúptil	87
5.8.2.1. Falhas.....	87
5.8.2.2. Fraturas.....	89
5.8.2.3. Veios e diques	90
5.9. MICROESTRUTURAL.....	92
5.10. METAMORFISMO.....	95
6. GEOLOGIA ECONÔMICA.....	96
6.1. INTRODUÇÃO.....	96
6.2. OCORRÊNCIAS E POTENCIAIS MINERAIS	97
6.3. RECURSOS MINERAIS DA SUBÁREA IX.....	99
7. DISCUSSÕES.....	103
7.1. MUDANÇAS CARTOGRÁFICAS E ESTRATIGRÁFICAS	103
7.1.1. Suíte Vulcânica Santa Rosa	103
7.1.2 Suíte Intrusiva Ipueiras - Granito do Carmo	104

7.1.3. Unidade Metassedimentar Indefinida	104
7.1.4. Intrusão Máfica-Ultramáfica	106
7.1.5. Formações Jaicós e Pimenteiras.....	107
7.1.6. Formação Sardinha.....	107
7.2. MINERALIZAÇÃO NO GRANITO DO CARMO	107
7.3. GEOQUÍMICA	108
7.3.1. Rochas vulcânicas	109
7.3.2. Rochas graníticas	111
7.3.3. Rochas Máficas-Ultramáficas.....	113
7.3.4. Interpretações.....	113
8. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO PROJETO MONTE DO CARMO	114
8.1. CONTEXTO EVOLUTIVO DA SUBÁREA IX.....	121
8.1.1. Litoestratigráfico	122
8.1.2. Estrutural	122
9. CONCLUSÕES.....	123
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	124
11. ANEXOS	133
11.1. MAPA GEOLÓGICO DO PROJETO MONTE DO CARMO.....	134
11.2. FICHAS PETROGRÁFICAS.....	141
11.3. RESULTADOS DA ANÁLISE POR MICROSSONDA.....	188
11.4. DIFRATOGRAMAS DAS CROSTAS LATERÍTICAS.....	191
11.5. TABELA DE GEOQUÍMICA.....	192

1. INTRODUÇÃO

O Projeto Monte do Carmo foi idealizado para ser executado dentro das atividades das disciplinas “Preparação para o Mapeamento Geológico Final” e “Trabalho de Mapeamento Geológico Final” realizadas, respectivamente, no primeiro e segundo semestre de 2018, pelo Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IGD-UnB).

A ausência de informações científicas detalhadas acerca da Geologia no Estado do Tocantins motivou o coordenador do projeto, professor Dr. Elton Luiz Dantas, a selecionar a região de Monte do Carmo-Porto Nacional. Além disso, é uma região muito didática, pois abrange uma grande variedade de unidades tectônicas e geológicas.

O principal propósito deste trabalho é o mapeamento geológico em escala 1:50.000 de uma área de aproximadamente 2448 km², dividida em 19 subáreas com 2 anexos. A região do projeto apresenta uma ampla diversidade de unidades tectônicas e litológicas, constituindo elementos fundamentais para a elucidação de questões acerca do contexto regional no qual estão inseridos. Tal contexto se caracteriza por sua ocorrência próximo ao limite de faixas móveis, além da influência do lineamento Transbrasiliano.

Este projeto teve também como objetivo aplicar o aprendizado adquirido ao longo da graduação em Geologia, integrando geotecnologias e demais ferramentas disponíveis para trabalhos de mapeamento geológico. Este mapeamento visa obter informações com maior nível de detalhes na região e contribuir para o avanço e difusão do conhecimento.

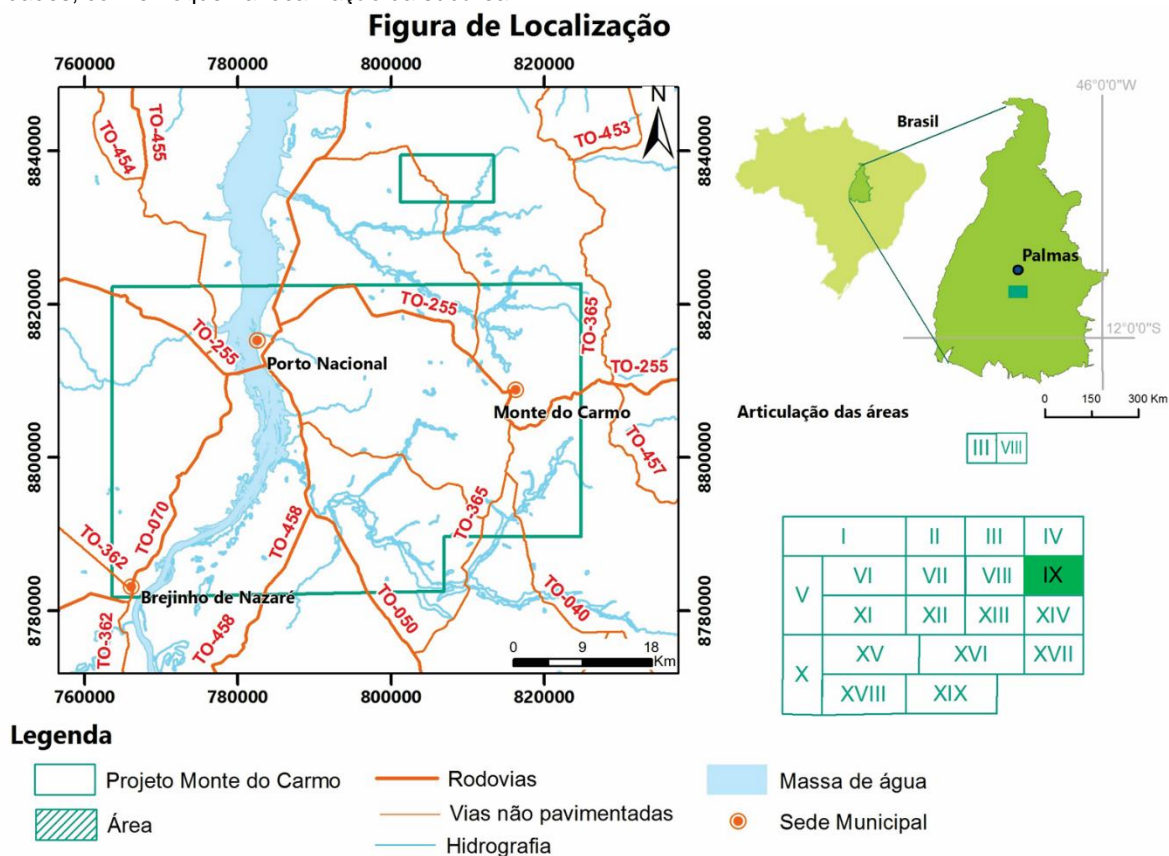
Os dados levantados em campo contribuíram para a elaboração de mapas, seções e perfis geológicos e estereogramas de foliações e fraturas, que permitem estabelecer correlações entre os diversos aspectos geológicos, como ferramentas para elaboração de modelos de evolução estratigráfica, petrogenética, metamórfica, estrutural e tectônica da região.

1.1. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O Projeto Monte do Carmo localiza-se na porção central do estado de Tocantins, a 95 km da cidade de Palmas, nos municípios de Monte do Carmo e Porto

Nacional. O acesso à área é feito pelas rodovias TO-050, que liga Palmas a Porto Nacional; TO-255, que conecta Porto Nacional a Monte do Carmo e TO-070, que interliga a cidade de Porto Nacional às áreas que se situam na porção oeste do projeto (Figura 1.1).

Figura 1.1. Mapa de localização do Projeto Monte do Carmo, com as principais rodovias de acesso e as principais cidades, com enfoque na localização da subárea IX.



Partindo de Brasília, o acesso é feito pela BR-080, até a cidade de Uruaçu, seguindo pela BR-153, denominada Rodovia Belém-Brasília. Em Aliança do Tocantins, é feita a mudança de rodovia para a TO-070 até a cidade de Porto Nacional. A distância total é de aproximadamente 750 km.

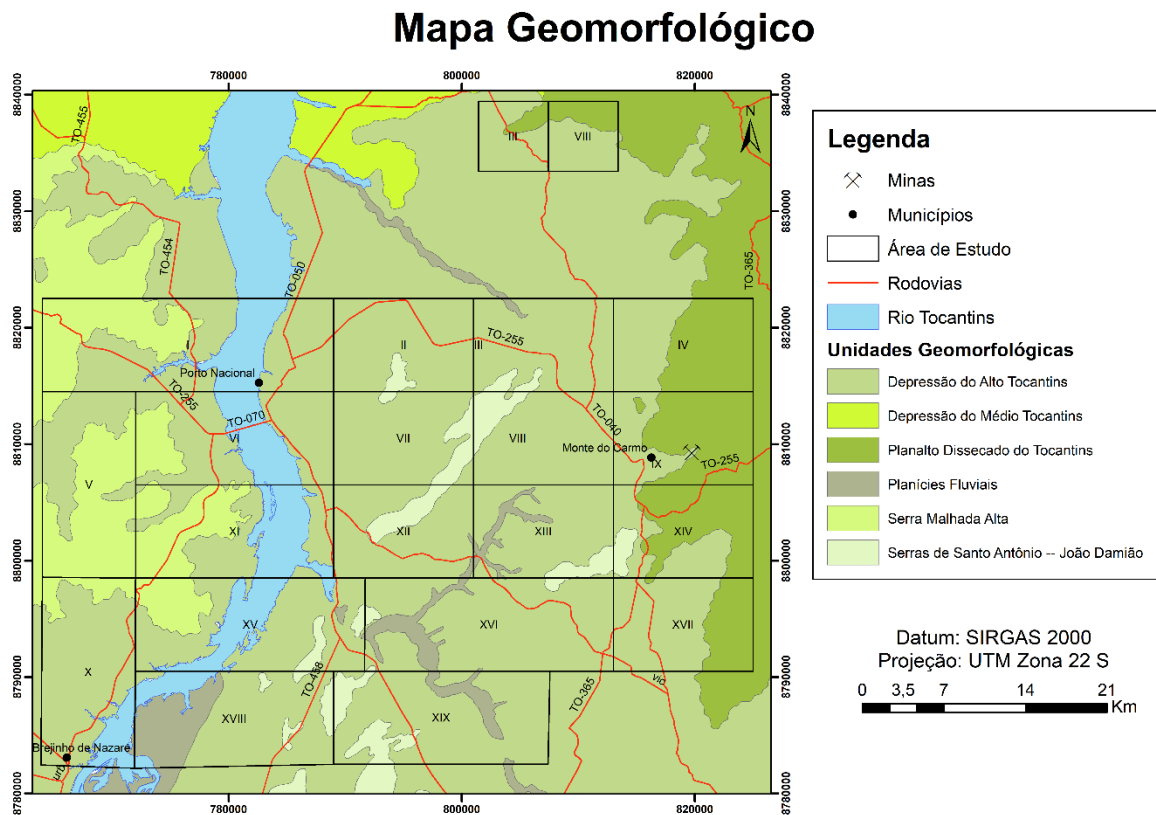
1.2. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

1.2.1. Geomorfologia

A região do Projeto compreende os domínios geomorfológicos: (i) Bacias Sedimentares e Coberturas Inconsolidadas; (ii) Embasamentos em Estilos Complexos; (iii) Faixas de Dobramentos e Coberturas Metassedimentares; e (iv) Depósitos Sedimentares Inconsolidados. Inseridas nesses domínios, encontram-se as unidades geomorfológicas presentes na área: Depressão do Alto Tocantins, Planalto

Dissecado do Tocantins, Planícies Fluviais, Serra Malhada Alta e Serras de Santo Antônio – João Damião (Figura 1.2). As altitudes da região variam em torno de 200 metros, nas porções mais arrasadas, até 700 metros de elevação (SEPLAN, 2012).

Figura 1.2. Mapa geomorfológico da região do Projeto Monte do Carmo.



Fonte: SEPLAN, 2012.

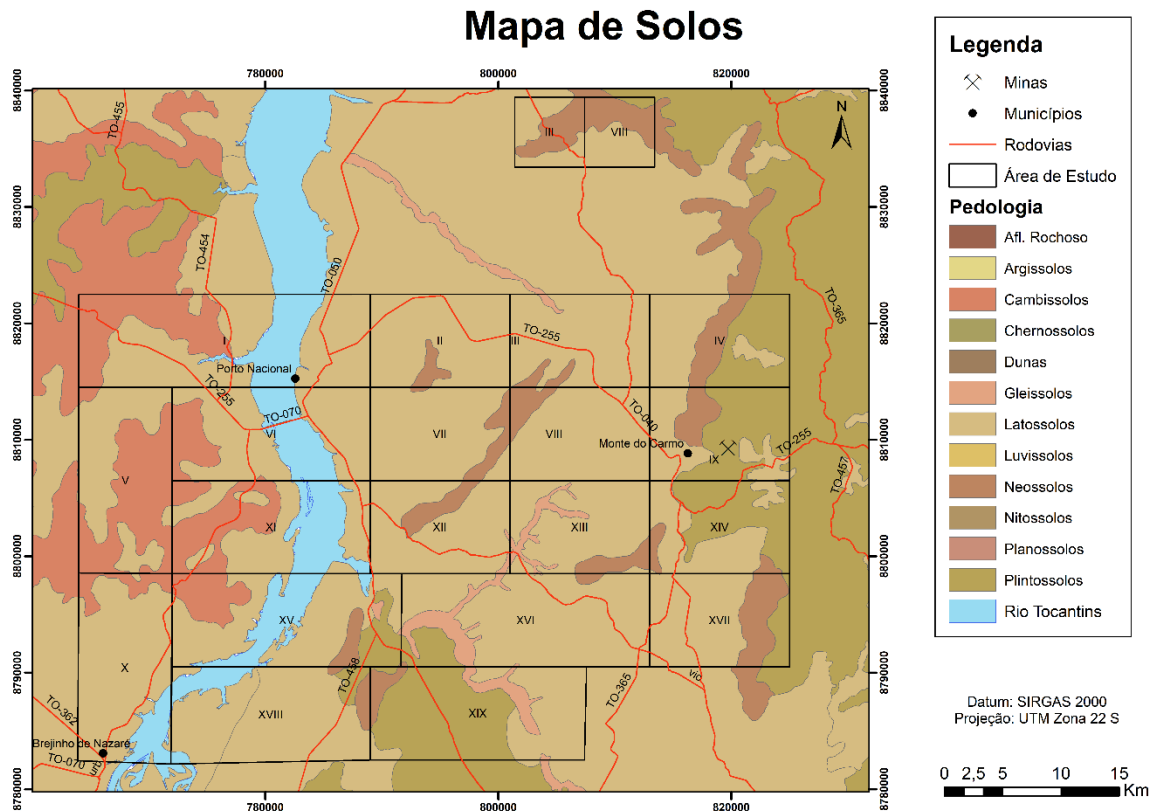
1.2.2. Solo

De acordo com a classificação de solos SiBCS - Sistema Brasileiro de Classificação de Solos, a região de estudo compreende as seguintes classes de solos: cambissolos distribuídos na porção oeste; latossolos localizados na faixa central; neossolos próximos e plintossolos concentrados nas porções sul e leste; e gleissolos confinados em depósitos aluvionares segundo zoneamento realizado pelo Ministério do Planejamento, Desenvolvimento e Gestão (SEPLAN, 2012).

Na região do projeto predominam latossolos, associados a relevos planos em regiões mais arrasadas, seguidos de cambissolo e plintossolos, presentes de regiões de com condição de relevo escarpado e em planaltos, respectivamente (Figura 1.3).

A análise dos solos da região auxilia no mapeamento geológico, em caso de escassez de afloramentos, principalmente em áreas de relevo mais arrasado e com maior desenvolvimento de processos pedogenéticos.

Figura 1.3. Mapa pedológico da área do Profeta Monte do Carmo.



Fonte: SEPLAN, 2012.

1.2.3. Clima

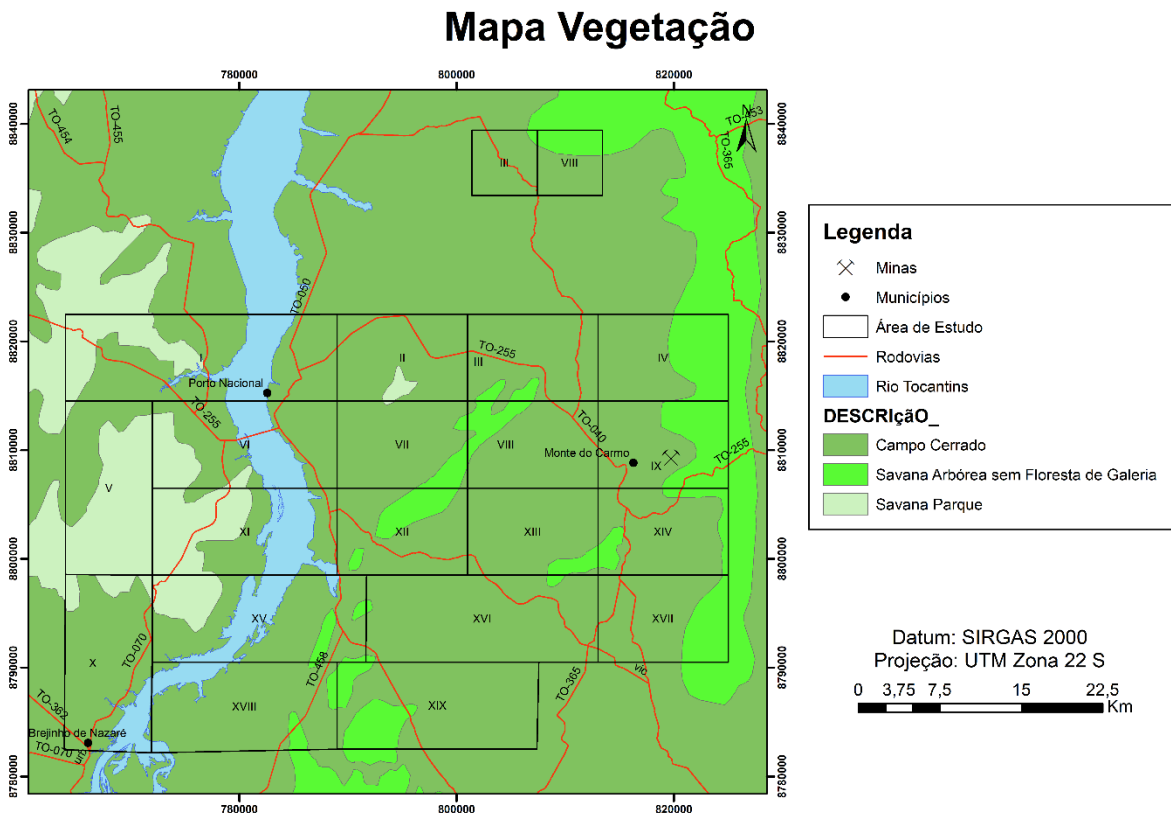
O clima predominante no Estado do Tocantins é classificado como AW-Tropical úmido, seguindo a classificação Köppen, caracterizado por duas estações bem definidas, uma chuvosa (de outubro a abril) e uma seca (de maio a setembro). Embora o estado apresente grande extensão territorial, são identificadas duas regiões climáticas: uma úmida, na porção setentrional do estado, coberta originalmente pela floresta Amazônica, apresentando precipitações pluviiais entre 1500 e 2100 mm (IBGE, 2006); e uma sub-úmida a seca, abrangendo a maior parte do estado e com precipitações pluviiais oscilando entre 1500 e 1600 mm na qual o projeto se encontra inserido. As temperaturas médias anuais na região variam entre 23°C e 26°C, atingindo as máximas entre agosto e setembro e as mínimas em julho (Lima *et al.*, 2000).

1.2.4. Vegetação

O Estado do Tocantins encontra-se na zona de transição entre o cerrado e a floresta amazônica e apresenta dois biomas: Amazônico, ocupando cerca de 9% do território e Cerrado, ocupando os 91% restantes do território, de acordo com dados publicados pelo IBGE (2007).

Na região do Projeto Monte do Carmo, há ocorrência predominante do bioma Cerrado (Figura 1.4). A vegetação típica do Cerrado caracteriza-se por uma rica biodiversidade, composta por gramíneas, arbustos e árvores com troncos retorcidos, plantas com longas raízes adaptadas para captar água e nutrientes em grandes profundidades. Esse bioma é constituído por uma grande variedade de paisagens naturais, abrangendo diferentes fitofisionomias, como cerradão, cerrado sentido restrito, mata ciliar, mata de galeria, campo sujo, campo rupestre, campo limpo, parque de cerrado, palmeiral e vereda (Silva, 2007).

Figura 1.4. Mapa de vegetação da área do Projeto Monte do Carmo.



Fonte: SEPLAN, 2012.

1.2.5. Hidrografia

O Estado do Tocantins é subdividido em dois grandes sistemas hidrográficos, as bacias dos rios Tocantins, na porção leste do estado, e Araguaia, na porção oeste (SEPLAN, 2012). A região encontra-se no sistema hidrográfico do Rio Tocantins, cujo curso atravessa algumas subáreas do projeto. Além dele, estão presentes outros rios e córregos, de menor porte: Ribeirão do Carmo, Córrego São João, Ribeirão Conceição, Rio Areias, Ribeirão Passa Três, Córrego Itaboca e Rio Água Suja.

1.2.6. Aspectos econômicos, políticos e humanos

Na porção central do estado se encontram os municípios de Porto Nacional e Monte do Carmo. Porto Nacional é considerada polo regional próximo à capital Palmas, sendo importante acesso a algumas regiões do estado e do país. Possui o maior PIB do Estado, R\$ 26.324,43 *per capita*, relacionado principalmente a atividades agropecuárias. Atividades comerciais e de prestação de serviços, mineração, além de ecoturismo, também contribuem para a economia local (IBGE, 2018).

Porto Nacional é o quarto maior município demograficamente do estado do Tocantins, com a população estimada de 2018 de 52.700 pessoas. Seu Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) é 0,740. No último censo, realizado em 2010 pelo IBGE, foi registrada uma densidade demográfica de 11,04 habitantes/km² (IBGE, 2018).

Monte do Carmo possui um PIB de R\$15.763,70 *per capita*, sendo o 45º maior PIB do Estado (IBGE, 2018). Sua economia é movimentada principalmente por atividades pecuárias, além de atividades de pesquisa mineral. A região é conhecida pela ocorrência de ouro, que desde o século XVIII, incentiva atividades garimpeiras. Sua população estimada é de 7.827 pessoas, sendo a 47ª maior do Estado. Seu IDH é de 0,622. Possui densidade demográfica de 1,86 habitantes/km² (IBGE, 2018).

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

Este relatório foi realizado a partir de três etapas fundamentais, desenvolvidas no ano de 2018: Pré-campo, com o objetivo de obter conhecimentos preliminares sobre a área a ser estudada; Campo, na qual foram verificadas e confirmadas as hipóteses levantadas, assim como o levantamento de novos dados; e Pós-Campo, em

que são analisados os dados coletados em campo com as observações do pré-campo, a interpretação e a sua relação com o contexto geológico regional.

No pré-campo, ocorreu o planejamento para o campo. Foi realizado um levantamento bibliográfico sobre a área de estudo, para o entendimento geológico e contextual, assim como a formulação de hipóteses e questões. Também foi realizada a análise dos dados de aerogeofísica e sensoriamento remoto, e a confecção do mapa base.

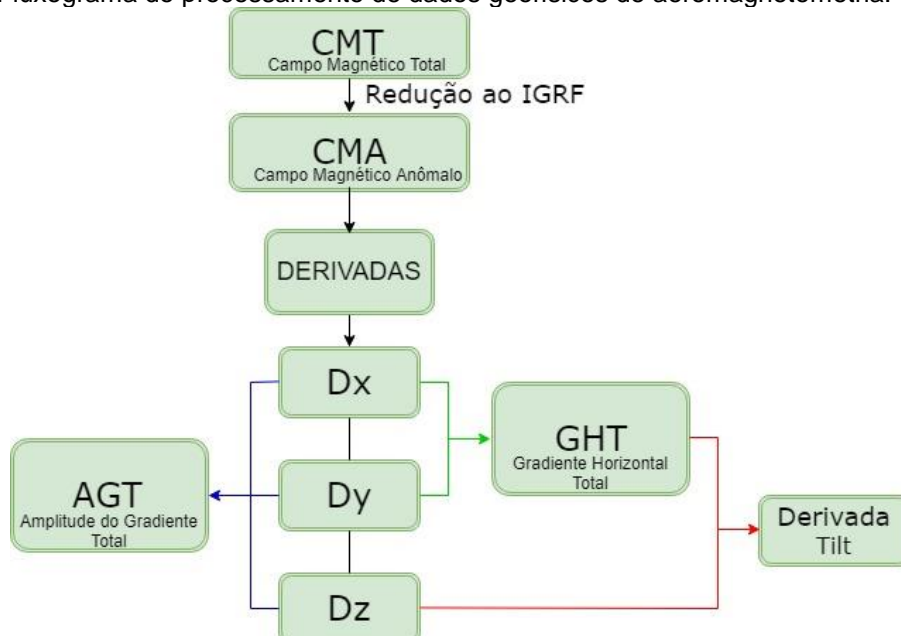
1.3.1. Aerogeofísica e Sensoriamento Remoto

Os dados aerotransportados utilizados foram: (i) Fotos aéreas locais (fotos 36719, 36720, 36721 e 36722), na escala 1:60.000, datadas de 1966 a 1968 e disponibilizadas pela CPRM (foto índice 6323), analisadas por estereoscopia; (ii) Dados Magnetométricos e (iii) Dados Aerogamaespectrométricos, ambos obtidos pelo Projeto Levantamentos Aerogeofísicos da Bacia do Parnaíba, realizados de setembro de 2004 a novembro de 2006.

As linhas de vôo foram espaçadas em 500m e orientadas nas direções N-S. As linhas de controle possuem espaçamento de 4000m e orientação E-W. A altura de vôo foi fixada em 100 m.

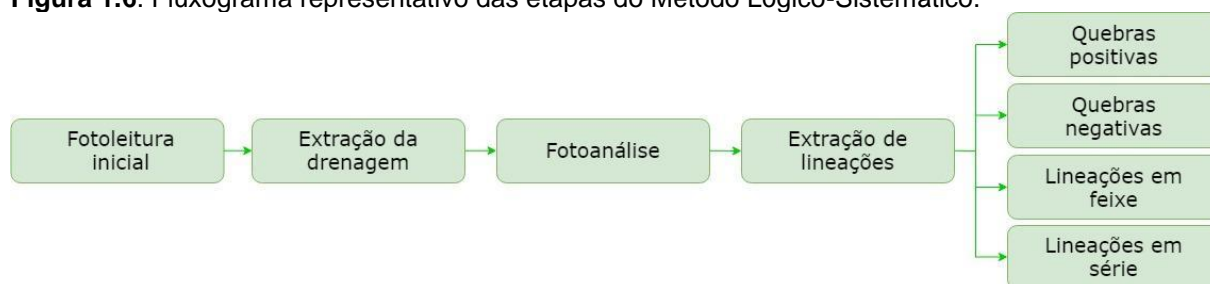
Os dados de aerogeofísica foram processados pela Professora Dr^a Roberta Vidotti. O processamento dos dados de magnetometria seguiram as etapas ilustradas pelo fluxograma da Figura 1.5.

Figura 1.5. Fluxograma do processamento de dados geofísicos de aeromagnetometria.



O Sensoriamento Remoto é uma tecnologia que permite a extração de informações sem o contato físico com o objeto de estudo (Arcanjo, 2011). Um dos métodos utilizados foi a Fotointerpretação, que conaiatiu na identificação e extração de diversos elementos tais como lineamentos, lineações, drenagens e quebras de relevo, com o propósito de esclarecer alguns problemas observados. Nesta fase, são identificados aspectos geomorfológicos, estruturais, estratigráficos, litológicos, hidrológicos e tonalidades da vegetação. Para a aplicação da fotointerpretação foi utilizado o Método Lógico Sistemático desenvolvido pelo geólogo francês Guy (1966), no qual uma série de passos permite uma análise lógica da foto aérea ou da imagem de satélite, organizando o processo de fotointerpretação, conforme ilustrado pelo fluxograma da Figura 1.6.

Figura 1.6. Fluxograma representativo das etapas do Método Lógico-Sistemático.



Fonte: Adaptado de Guy, 1966.

O objetivo desta etapa foi obter conhecimento prévio dos elementos superficiais presentes na área, a fim de facilitar a visualização durante o trabalho de campo e definir quais pontos deverão ser enfatizados durante o mesmo, resultando na elaboração de um esboço do mapa geológico.

Nos dados orbitais OLI/Landsat 8 foram aplicados processos como correção atmosférica, correção geométrica, realce, mosaico, recorte, classificação supervisionada utilizando o algoritmo de maximaverosemelhança MAXVER. Durante a integração, foram feitos procedimentos como fusão Pan x mult, sinergismo ótico com relevo sombreado, no qual foi utilizada a ferramenta *Create Hill Shade Image* com ângulo de elevação do sol de 45° e ângulo de azimute do sol de 315°, pois foram os ângulos que destacavam melhor as feições geomorfológicas. Em relação aos dados ALOS PALSAR (DEM), foi confeccionada uma imagem de relevo sombreado com o auxílio do ArcGis 10.3.

Em relação aos produtos geofísicos, os dados magnetométricos foram processados no *Geosoft Oasis Montaj 7.1* e gerados os produtos Derivada *Tilt*, Sinal Analítico 3D (SA3D), Gradiente Horizontal Total (GHT), Primeira Derivada (1DV) e Campo Magnético Anômalo (AMC). Os dados Gamaespectrométricos também foram processados no *Geosoft Oasis Montaj 7.1* e os produtos gerados foram os canais Th, U e K, as razões U/Th, U/K e Th/K, os ternários em padrão RGB e CMY, Contagem Total e os Equivalente em Th e U.

1.3.2. Petrografia

Foram confeccionadas 16 lâminas delgadas a partir de amostras coletadas em campo durante a etapa de mapeamento geológico (Tabela 1.1). Com base na análise em microscópios petrográficos de luz transmitida e refletida, que permitem visualização de minerais silicáticos e não silicáticos, respectivamente, foram realizadas observações que permitiram a caracterização da textura, composição mineralógica e microestruturas das rochas. Estes dados encontram-se descritos nas fichas petrográficas em anexo.

1.3.3. Análise por Microsonda Eletrônica

Foram realizadas análises composicionais quantitativas e qualitativas pontuais por dispersão de energias (EDS) por microsonda eletrônica da marca JEOL no Laboratório de Microsonda eletrônica da Universidade de Brasília. Para a aplicação deste método, foram selecionadas 4 lâminas, que foram submetidas aos seguintes procedimentos: polimento, seleção de seção e metalização, essenciais para que a análise ocorra. Os produtos gerados foram tabelas composicionais de minerais, assim como, espectro de EDS e imagens de elétrons retroespalhados (em anexo).

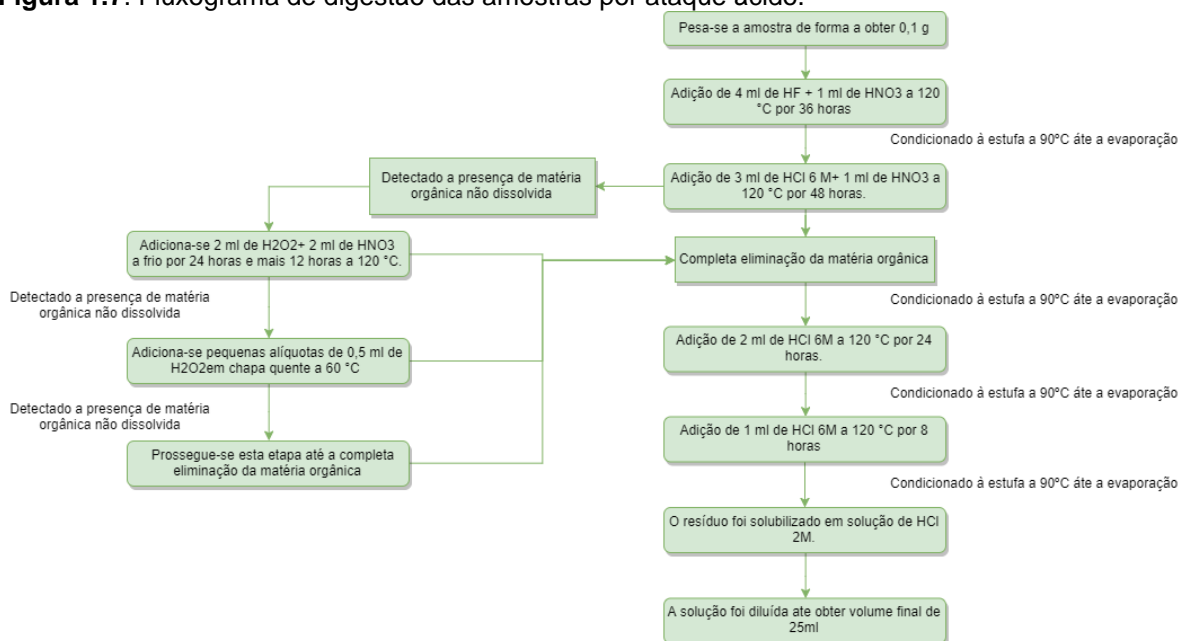
1.3.4. Geoquímica

Para as análises geoquímicas, foram selecionadas 3 amostras, que passaram por alguns procedimentos de preparação: moagem, pulverização, quantificação da perda ao fogo e digestão total de amostras. Em seguida, à partir das soluções obtidas foram realizadas as análises para a determinação dos elementos maiores e menores que compõem as rochas, por espectrometria de emissão ótica por plasma acoplado indutivamente (ICP-OES) *Agilent 5100 dual view* no Laboratório de Geoquímica da UnB.

A Perda ao Fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis, que consiste nas seguintes etapas: (i) Quantificar a massa inicial da amostra; (ii) queimar por 8 horas em forno mufla a 500 °C; (iii) esfriar em dessecador para evitar efeitos higroscópicos da amostra; (iv) pesar a amostra; (v) calcular a porcentagem de perda ao fogo.

A etapa de digestão das amostras foi realizada seguindo o protocolo do Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília, conforme fluxograma da Figura 1.7.

Figura 1.7. Fluxograma de digestão das amostras por ataque ácido.



1.3.5. Difractometria de Raios-X

Foram selecionadas 9 amostras de crostas lateríticas para determinação de sua composição mineral (Tabela 1.1). A análise por DRX foi realizada no Laboratório de Raios-X IG/UnB, no difratômetro RIGAKU – ULTIMA 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°.

O procedimento seguiu as técnicas aplicadas do Laboratório de Difractometria de Raio-X do Instituto de Geociências da UnB e consistiu em macerar a amostra, dispor em lâmina para amostra total e proceder para leitura em 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 dispõem

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).

Foi elaborada uma tabela resumando todas as análises feitas e suas respectivas amostras (Tabela 1.1).

Tabela 1.1. Tabela contendo a relação de amostras destinadas as análises de petrografia, microsonda, geoquímica e difratometria de raio X.

Análises	Amostras			
Petrografia	TF18-IX-10	TF18-IX-18A	TF18-IX-33	TF18-IX-54
	TF18-IX-60	TF18-IX-57	TF18-IX-58	TF18-IX-59
	TF18-IX-80	TF18-IX-66	TF18-IX-71	TF18-IX-74
	TF18-IX-143	TF18-IX-80A	TF18-IX-102	TF18-IX-139
Microsonda	TF18-IX-54	TF18-IX-59	TF18-IX-71	TF18-IX-80A
Geoquímica	TF18-IX-03	TF18-IX-10		TF18-IX-18A
Difratometria de raio X	TF18-IX-41A	TF18-IX-41B	TF18-IX-41C	TF18-IX-41D
	TF18-IX-52	TF18-IX-53	TF18-IX-153	TF18-IX-155

2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. INTRODUÇÃO

A partir do Projeto Monte do Carmo foi possível observar as principais características das diferentes formações geológicas existentes na região, a fim de se ter um entendimento a respeito do arcabouço geológico regional que se encontra a área de estudo, bem como destacar questionamentos em relação a história geológica da região. Desta forma, o presente capítulo foi desenvolvido a partir de revisões bibliográficas para apresentar os principais aspectos estratigráficos, estruturais, geofísicos, geocronológicos, sedimentológicos, ígneos e metamórficos das principais unidades aflorantes na região.

As investigações pioneiras realizadas na região de Porto Nacional e Monte do Carmo remetem aos projetos Araguaia (RAMOS & 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 a.*, (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) evidenciam 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. Por sua vez, baseado em dados químicas, datações radiométricas e geotermobarometria, Gorayeb (1996) propõe idade Paleoproterozóica para o Complexo Porto Nacional. Recentemente, Arcanjo *et al.*, (2013), Gorayeb *et*

al., (2013) e Pinheiro *et al.*, (2011) continuaram a contribuir com dados radiométricos, ampliando o conhecimento geológico da região.

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). A leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, encontram-se os limites do Cráton Amazonas.

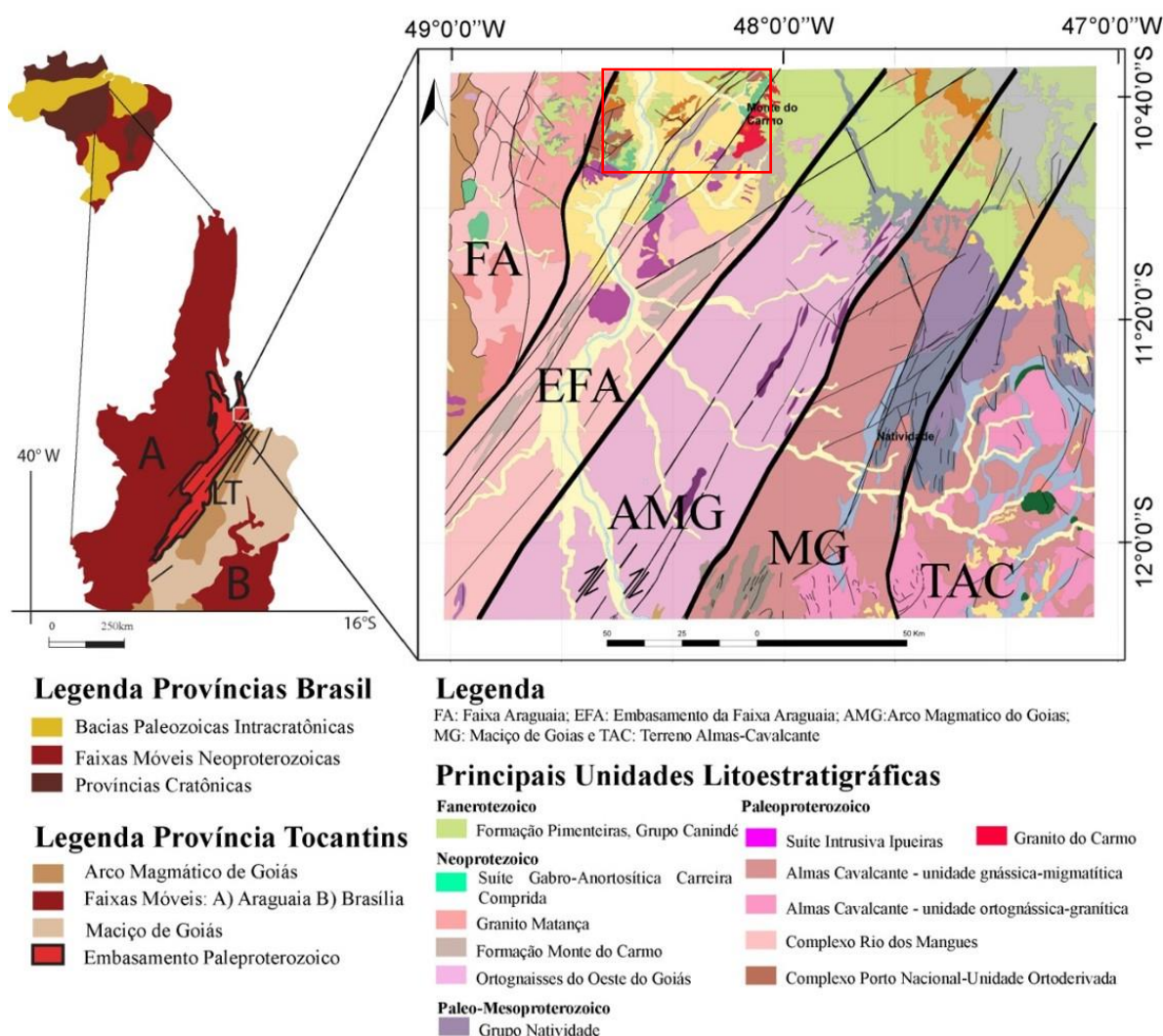
A **Província Estrutural Tocantins** está inserida na porção central do Brasil. Foi definida por Almeida *et al.*, (1977) e Hasui *et al.*, (1984) como uma compartimentação geotectônica decorrente da amalgamação dos Crátons Amazonas, São Francisco e do Bloco Paranapanema, na porção oeste do supercontinente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

A **Faixa Brasília** é um sistema de dobramentos neoproterozóicos que ocupa a porção leste da Província Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1981, FUCK, 1994, COSTA & ANGEIRAS, 1971; DARDENNE, 1978; MARINI *et al.*, 1984b; FUCK, 1994). Esta faixa tem ocorrência 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 (SCHOBENHAUS FILHO *et al.*, 1975) e é o responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive unidades de embasamento paleoproterozóicas granito-gnáissicas, além das unidades meso-neoproterozóicas (GORAYEB *et al.*, 1988). Esse lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada NE20-50SW, provavelmente de idade Paleoproterozóica, que foram posteriormente reativadas em regime rúptil-dúctil e rúptil no Meso e Neoproterozóico (COSTA *et al.*, 1984, 1988; 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 MIOTO, 1988; STRIEDER *et al.*, 1994).

Figura 2.1. Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo destacada no retângulo vermelho.



Fonte: Modificado de Ribeiro, 2017: 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, estado do Tocantins e Saboia, 2009: O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do Grupo Natividade, estado do Tocantins.2009 - pelos alunos do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

2.2.1. Litoestratigrafia e Geocronologia

Com intuito de organizar a apresentação do trabalho, será descrita a seguir as unidades existentes na região do Projeto Monte do Carmo, a partir de 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 por rochas com protólitos de idades próximas a 2.14 Ga (GORAYEB *et al.*, 2000b), possuindo orientação NE-SW e uma largura aproximada de 35 km, 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 reequilibram 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 de Alto Grau Metamórfico Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfíbolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragnaisses aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas intercaladas com ortognaisses e anfíbolitos (SACHETT, 1996; GORAYEB *et al.*, 2013). A formação ocorre 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).

Costa *et al.*, (1983) definiu o **Complexo Rio dos Mangues** para caracterizar um grupo de rochas metassedimentares e metamáficas que afloram na região de Paraíso do Tocantins, a oeste do Rio Tocantins. Segundo Hasui *et al.*, (1984), o complexo é formado por rochas cálcio-silicáticas, ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, anfíbolitos, micaxistos, quartzitos e paragnaisses aluminosos. Frasca *et al.*, (2010) e Ribeiro & Alves (2017) definem a unidade como ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, ortoquartzitos, anfíbolitos, micaxistos e rochas calcissilicáticas. O complexo ocorre em uma faixa em direção N-S com largura de 30 a 40 km, estendendo até a região de Gurupi (ARCANJO *et al.*, 2013; RIBEIRO & ALVES, 2017).

O *Granito Serrote* se encontra nesta unidade, sendo um conjunto de corpos graníticos leucocráticos datado em 1,86 Ga e com idades modelo TDM (Idade Modelo do Manto Empobrecido) entre 2,43 e 2,50 Ga (ARCANJO *et al.*, 2013). Com base em

dados geocronológicos de Rb-Sr, Barradas (1993) propõe idade em torno de 2,1 Ga. Estudos geocronológicos realizados por Fuck *et al.*, (2002) forneceram idades U-Pb sobre zircões entre 2,13 e 2,14 Ga e idades modelo TDM entre 2,0 e 2,3 Ga com valores positivos de ϵNd de +0,86 e +2,40, que também indicam caráter juvenil.

Na região de estudo, encontram-se algumas suítes graníticas, com idades variando entre paleoproterozóica e neoproterozóica. 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, podemos citar a **Suíte Intrusiva Ipueiras**. Esta foi primeiramente caracterizada como a composição de sete corpos graníticos e rochas vulcânicas associadas cogenéticas (BEZERRA *et al.*, 1981). Posteriormente, foi reclassificada por Chaves e Gorayeb (2007) em quatro plútons graníticos paleoproterozóicos: Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo. Segundo Chaves (2008), estes corpos têm características subalcalina e peraluminosa, com assinatura geoquímica indicativa 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 o período de cristalização desses corpos graníticos em terrenos gnáissicos e granulíticos de idade em torno de 2,08 Ga. Saboia (2009) fez uma correlação entre o *Granito do Carmo* e a Suíte Intrusiva Santa Rosa através da similaridade de idade, dos padrões de ETR e dos elementos traços. O referido autor propôs que essa associação é decorrente da acreção juvenil paleoproterozóica durante a fase tardia do Evento Transamazônico.

Outra suíte de idade paleoproterozóica foi definida por Cunha *et al.*, (1981) como a **Suíte Serrote**. Esta suíte é caracterizada por um batólito granítico como fácies do Complexo Goiano. O corpo é caracterizado por ter uma forma alongada segundo a direção NNE-SSW (18 km de comprimento e 14 km de largura) e por ser alojado em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues.

Além disso, *stocks* de monzogranitos e sienogranitos compõem a Suíte, segundo Costa *et al.*, (1983). Os estudos geocronológicos feitos por Moura & Souza (1996) conferiram idades de 1,8 Ga em zircão pelo método Pb-Pb. Arcanjo (2002) obteve idades modelo entre 2,5 e 2,43 Ga e valores de ϵNd entre -6,01 e -5,21.

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 em 2,08 Ga e TDM entre 2,11 e 2,12 Ga, além de valores positivos de ϵNd que define, portanto, uma fonte mantélica paleoproterozóica com forte influência continental em níveis crustais pouco profundos.

A compartimentação tectônica de Porto Nacional-Monte do Carmo relacionado ao LTB se divide entre as classificações dos autores Gorayeb (1996) e Praxedes (2015). Gorayeb 1996 faz sua abordagem entre Porto Nacional-Monte do Carmo e Nova Rosalândia, que apresenta predominantemente terrenos granulíticos de origem orto- e paraderivada, além de terrenos gnáissicos, sendo eles os já descritos Complexo Granulítico Porto Nacional e Complexo Rio dos Mangues, e suas respectivas relações de surgimento na Zona de Cisalhamento Porto Nacional.

Já Praxedes (2015), tem sua área localizada desde Dianópolis-TO até Pindorama-TO, fazendo uma abordagem de correlação através da geocronologia, da geofísica e da geologia, a fim de caracterizar o embasamento da Faixa Brasília e sua relação espacial envolvida com o LTB na porção centro sul do Tocantins.

O lineamento é uma estrutura de primeira ordem que atuou em todas as unidades pretéritas, gerando estruturas de segunda e terceira ordens, e remobilizando todo o conjunto de rochas existentes entre as faixas móveis Brasília, Paraguai e Araguaia, colocando lado-a-lado unidades que não necessariamente foram geradas naqueles locais.

Ao longo do LTB, ocorrem as rochas relacionadas ao **Arco Magmático de Goiás**, que é descrito como um terreno jovem localizado na porção oeste da Faixa Brasília, representando um expressivo episódio de acreção de crosta juvenil Neoproterozóica durante a formação do supercontinente *Gondwana* (PIMENTEL & FUCK, 1992). É composto por sequências metavulcanossedimentares associadas a ortognaisses tonalíticos a graníticos.

Sua evolução começou há aproximadamente 900 Ma, como arco de ilha interoceânico (PIMENTEL & FUCK, 1992), com um evento magmático posterior entre 630-600 Ma durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusian (CORDANI *et al.*, 2013). Ribeiro e Alves (2017) consideram a *Formação Monte do Carmo* como a extensão a nordeste do Arco Magmático de Goiás.

Existem controvérsias sobre o posicionamento do **Maciço de Goiás** (MG) no contexto tectônico da Província Tocantins. O MG é uma unidade geotectônica constituída essencialmente por: (I) terrenos arqueanos- paleoproterozóicos de complexos gnáissicos dômicos do tipo TTG e greenstone belts metamorfizados em fácies xisto verde a anfíbolito inferior (JOST *et al.*, 2013) e (II) complexos máficos ultramáficos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava) associados a sequências vulcano sedimentares (CORREIA *et al.*, 1997).

Diversos autores propõem que o MG teria sido amalgamado na margem oeste da faixa Brasília durante a orogenia neoproterozóica (JOST *et al.*, 2013). No entanto, trabalhos recentes reinterpretem a história evolutiva do maciço, e sugerem que a acreção desse micro continente com a faixa Brasília teria ocorrido durante o paleoproterozóico (CORDEIRO & OLIVEIRA, 2017).

Segundo Soares (2005), os valores médios de velocidade da onda P (VP) e VP/VS (velocidade da onda S) da Faixa Araguaia, Arco Magmático de Goiás, do Maciço de Goiás e sob o cinturão de dobras e empurrões e oeste do Craton do São Francisco indicam crosta de composição félsica, exceto para a camada inferior 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 a 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.

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 TDM 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 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 e 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) atribui 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) resultantes de magmatismo, gerando associação de granitos alcalinos, charnockitos, anortositos e rochas máficas associadas.

Dentre elas, pode-se citar a **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**, a qual foi definida por Gorayeb (1996) como sendo composta por um plúton alongado na direção NNE-SSW, de 25 km de comprimento e de 8 a 10 km de largura. Esta suíte se encontra inserido na *Zona de Cisalhamento dúctil de Porto Nacional*, encaixada em xistos da formação Morro de Aquiles.

Os dados geocronológicos deram idades de 2.07 Ga em cristais de zircão pelo método de evaporação de Pb (GORAYEB & MOURA, 2001). Porém, Lima *et al.*, (2008) definiram que essa idade corresponde a idades de zircões herdados de um material crustal mais antigo. Eles dataram as rochas máficas pelo método U-Pb em zircão e encontraram idades de 526 Ma e 533 Ma, além de idade modelo de 2160 Ma e 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, de 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 definida 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 nas rochas metassedimentares do *Grupo Estrondo*.

A expressão “Suíte Santa Luzia” foi empregada por Hasui *et al.*, (1984) para integrar rochas de composição granítica e granodiorítica a esta unidade. Os estudos geocronológicos realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) obtiveram idade de 593 Ma em zircões segundo o método U-Pb, coincidente com a 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 caracterizar 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) mantém a designação de Gorayeb *et al.*, (2013) e adicionam o Granito Aroeiras, de dimensões reduzidas comparados aos outros à unidade.

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 TDM 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 Paleoproterozóicas 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, a borda sul da **Bacia do Parnaíba** se encontra na região de estudo. Na literatura mais antiga, essa Bacia intracratônica do Parnaíba 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 termal flexural, que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (FIGUEIREDO & RAJA-GABAGLIA, 1986).

A espessura da sua 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 sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos (GÓES *et al.*, 1994; VAZ *et al.*, 2007), com ocorrência de rochas metamórficas e ígneas de várias idades. Almeida & Carneiro (2004) afirmam que o desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu a partir do embasamento continental durante a fase de estabilização da plataforma Sul-Americana, e sua subsidência ocorreu no Ciclo Brasileiro devido a eventos térmicos pós-orogêneses.

A Bacia do Parnaíba se destaca na morfologia apresentando escarpas, planaltos e planícies formando o *Gráben* de Porto Nacional (GORAYEB, 1996). Foi dividida estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); 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 pela Formação Pimenteiras, de idade Devoniana (GÓES & FEIJÓ, 1994), e ocorre recobrendo os chapadões da Serra do Lajeado, ao norte da área do projeto Monte do Carmo, 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 & FEIJÓ, 1994).

O **Grupo Serra Grande** é representado pela *Formação Jaicós*, de idade Siluriana (COSTA 1984). Ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutido 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. Ocorre 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 & FEIJÓ, 1994).

A Bacia do Parnaíba apresenta-se truncada por três principais lineamentos que foram responsáveis pelo controle das direções deposicionais até o Eocarbonífero, sendo: Pico-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Lineamento Transbrasiliano (VAZ *et al.*, 2007).

Por fim, na área de estudo, podemos destacar ocorrência de **coberturas detrito-lateríticas ferruginosas**, compostas por quartzo e argilominerais, e horizontes concessionários de óxidos e hidróxidos de ferro. Segundo Ribeiro e Alves (2017), esses depósitos recobrem parcialmente várias unidades da área de estudo. Nos domínios da Bacia do Parnaíba, as coberturas se desenvolveram quase exclusivamente sobre os siltitos argilosos e arenitos finos da base da *Formação Pimenteiras*.

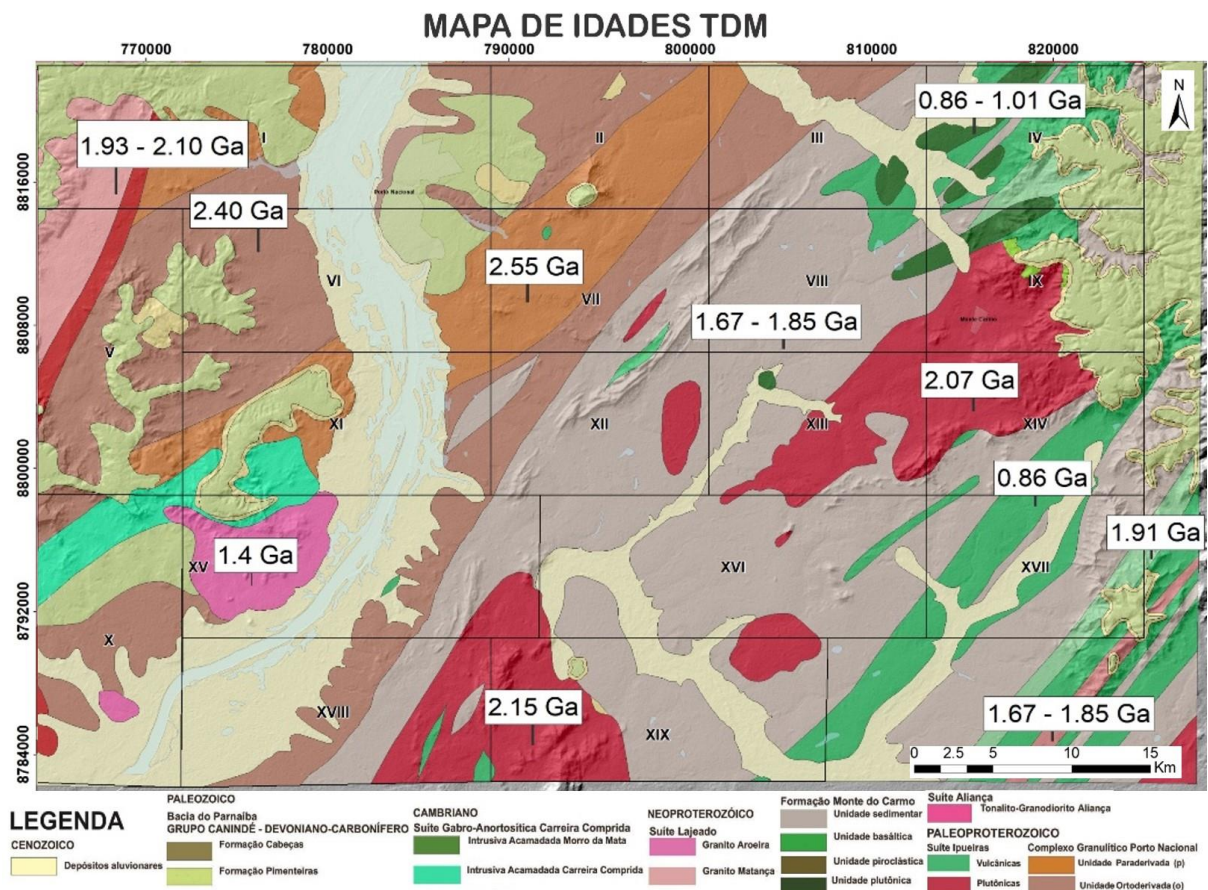
Estas coberturas encontram-se também expostas em vasta área plana no topo da *Serra do Lajeado*. Já as coberturas desenvolvidas sobre as rochas da Faixa Araguaia são mais restritas, descontínuas e pouco espessas. Geralmente, ocorrem

como *platôs* lateríticos constituídos por materiais detríticos diversos, como areia, fragmento de rocha e de veios de quartzo.

Além destas, 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 com a evolução do Rio Tocantins, alinhado N/S cujo fluxo de montante para jusante é direcionado da parte meridional para a parte setentrional.

Abaixo, a Figura 2.2 apresenta o mapa com as idades TDM de análises realizadas na área do Projeto Monte do Carmo.

Figura 2.2. Mapa de idades TDM do Projeto Monte do Carmo, obtido com base nos dados disponíveis na bibliografia.



Fonte: Mapa Geológico adaptado da CPRM (2017) com idades geocronológicas extraídas de Gorayeb *et al.*, (2000); Quaresma & Kotschoubey, (2001); Gorayeb & Moura, (2002); Arcanjo, (2002); Chaves *et al.*, (2008); Saboia, (2009); Gorayeb *et al.*, (2013); Maia, (2016) e Ribeiro Alves, (2017).

Com 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 a seguir, de acordo com os critérios geocronológicos.

Tabela 2.1. Tabela sintetizando os dados geocronológicos disponíveis em bibliografia para as principais Unidades verificadas no Projeto Monte do Carmo.

Unidades		Idade (Ma)	T _{DM} (Ga)	εND _(t)	Autores
Complexo Granulítico Porto Nacional		-	2,40 Ga	-	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000);
	Ortoderivadas	2097 ₊₂ ; 2153 ₊₁ e 2125 ₊₃ Ma (Pb-Pb)	-	(2,15 Ga) +0,97 e +2,16	Gorayeb & Moura (2002)
	Paraderivadas	2072 ₊₃ a 2110 ₊₃ Ma (Pb-Pb)	2,55 Ga	(2,15 Ga) -1,56	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000); Gorayeb & Moura (2002)
Complexo Rio-dos-Mangues	Ortoderivados	Entre 2054 ₊₄ Ma e 2086 ₊₁₆ Ma (Pb-Pb)	2,25; 2,21 e 2,35 Ga	(2,06 Ga) +0,86 e - 1,04; (2,12 Ga) +2,40	Arcanjo (2002)
	Paraderivadas	Proveniência entre 2000 e 2250 Ma, com tendência em 2100 Ma	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida		2071 ₊₄ Ma (Pb-Pb) ¹	-	-	Gorayeb e Moura (2001)
Suíte Vulcânica Santa Rosa		2137 ₊₁₂ Ma (Pb-Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)
		2086 ₊₁₀ Ma (U-Pb)	2,11 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,2 e +2,9	Saboia (2009)
Suíte Ipeúras	Granito do Carmo	2045 ₊₃₄ Ma (Pb-Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)
		2048 ₊₁₃ Ma (U-Pb)	2,13 Ga	(2,04 Ga) +2,05	Saboia <i>et al.</i> , (2009)
		2083 ₊₂₁ Ma (U-Pb)	1,99 e 2,07 Ga	(2,08 Ga) +3,35 e +3,52	Maia (2016)
	Granito Areias	2086 ₊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 Itália	2078 ₊₄ Ma (Pb-Pb)	-	-	Chaves <i>et al.</i> , (2008)

	Granito Ipueiras	2073 \pm 2 Ma (Pb-Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Grupo Natividade	Idade máxima de deposição de 1779 \pm 6 Ma	-	-	Silva <i>et al.</i> , (2005)
Formação Monte do Carmo	Máficas	-	Entre 0,86 e 1,01 Ga	(0,588 Ga) Entre +1,08 e +3,10	Saboia (2009)
	Arcóseo	-	1,67 e 1,85 Ga	(0,588 Ga) -8,96 e -11,11	Saboia (2009)
	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)
	Andesitos	588 \pm 8 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
	Brecha vulcânica	643 \pm 10 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
	Suíte Aliança: Granodiorito-Tonalito Aliança	593 \pm 59 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Lajeado	Granito Arueira	571 \pm 2 Ma (Pb-Pb)	-	-	Quaresma e Kotschoubey (2001)
		-	1,4 Ga	(0,55) - 4,73	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Lajeado	547 \pm 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 \pm 5 Ma (U-Pb)	1,82 Ga	(0,55 Ga) -9,16	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 \pm 4 Ma (U-Pb)	1,58 Ga	(0,55 Ga) -10,31	Ribeiro e Alves (2017)
	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)

Notas: ¹As idades obtidas nos anortositos foram atribuídas a zircões herdados no trabalho de Lima (2008).

3. AEROGEOFÍSICA DO PROJETO

3.1. GAMAESPECTROMETRIA

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

A gamaespectrometria estuda a intensidade da radiação emitida a partir do decaimento dos isótopos ^{40}K , o ^{232}Th e ^{238}U . Ela é medida por meio dos sensores do gamaespectrômetro e, por fim, são convertidas 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 sua 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.

Os produtos gerados no processamento foram: Potássio (K): Contagem total de potássio, dada em valor percentual (%). Tório (eTh): Contagem total de equivalente de tório em partes por milhão (ppm). Urânio (eU): Contagem total de equivalente de urânio em partes por milhão (ppm). eU/eTh: Razão entre os equivalentes dos elementos urânio e tório. eU/K: Razão entre o equivalente do elemento urânio e do elemento potássio. K/eTh: Razão entre o elemento potássio e equivalente do elemento tório. CT: Contagem total, com somatório dos isótopos dos três elementos, dada em porcentagem. RGB: Combinação ternária entre K, eTh e eU, dada nas cores vermelho, verde e azul, respectivamente. CMY: 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 gamaespectrométricos foi a composição ternária RGB, resumindo-se na divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radio elementos quantificados durante a aquisição do dado (Figura. 3.1).

Abaixo encontram-se o mapa de domínios e uma tabela com suas principais características:

Figura 3.1. Domínios gamaespectrométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados em preto a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.

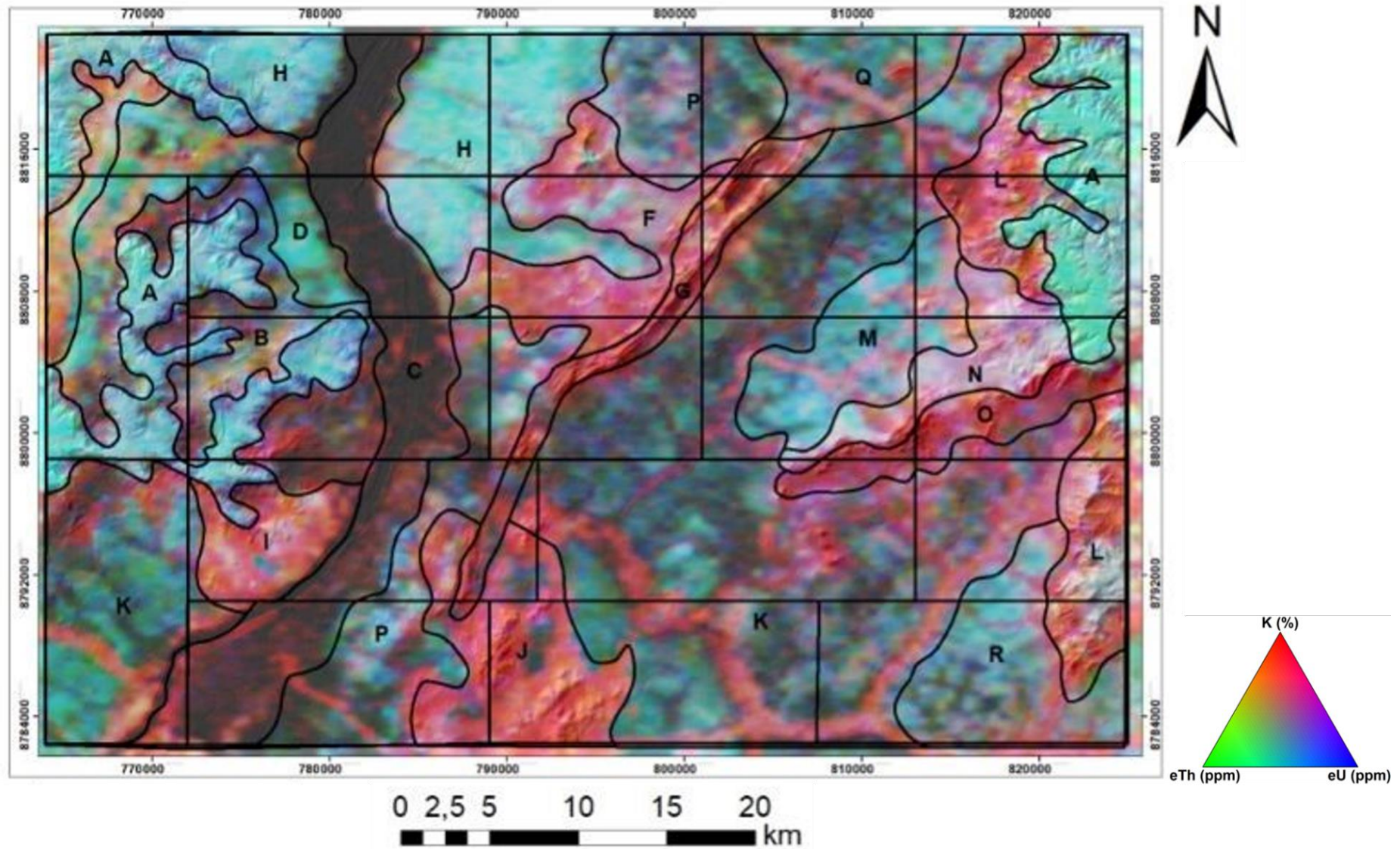


Tabela 3.1. Análise dos domínios gamaespectrométricos do Projeto Monte do Carmo.

DOMINIO	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 aos sedimentos 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 leste da área, encaixado com os sedimentos 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 e sua planície de inundação. Possui como 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 alto K, eTh e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua respoata 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 o de K. Provavelmente trata-se de uma área onde predominam os processos intempericos e com ausência de afloramentos.
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 ondulado e formato circular, está relacionado à presença da intrusão granítica pertencente a Suíte Ipueiras. O alto K está ligado à composição dos granitos, que apresentam feldspato potássico
K	Verde Musgo	Baixo	Moderado-Baixo	Baixo	Extenso domínio de relevo plano, ele é caracterizado pelo tom de verde musgo na composição RGB e pelos valores baixos nos três canais.
L	Vermelho	Moderado	Muito alto	Moderado	Relevo forte ondulado, a resposta alta no canal do potássio provem da acumulação na rede de drenagem devido a sua mobilidade. Apresenta como fonte argilominerais provenientes do intemperismo de folhelhos da Formação Pimenteirias 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. Relvo 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. MAGNETOMETRIA

O Método Magnetométrico baseia-se na leitura do campo magnético em uma certa região de interesse. O campo magnético medido num levantamento aeromagnético é o resultado vetorial do Campo Magnético Externo (CME), do Campo Magnético Interno (CMI) e do Campo Magnético Crustal (CMC).

No mapeamento geológico, a componente do campo de interesse refere-se ao CMC, pois este reflete a variação de susceptibilidade magnética das rochas. Para isolar o sinal do CMC são feitas correções de CME e CMI, variação diurna e IGRF, respectivamente. Esse sinal tem como fonte primordial os minerais magnéticos, tais como: magnetita, pirrotita e ilmenita. Esses são encontrados em maiores concentrações em rochas máficas/ultramáficas, porém, devido aos processos intempéricos, tendem a serem remobilizados e concentrados em zonas de falhas e fraturas. Isso faz com que por meio da aplicação do método aeromagnético, seja possível investigar a estruturação de uma região em profundidade.

Os lineamentos definidos a partir dos produtos geofísicos são capazes de fornecerem importantes informações a respeito da concentração e/ou tipo da mineralogia magnética, das feições estruturais (a partir de grandes feições lineares) e do arcabouço estrutural regional. Desta forma, este produto auxilia na identificação das principais falhas, grandes zonas de cisalhamento (rúpteis, rúpteis-dúcteis e dúcteis) e os grandes dobramentos e sua cinemática regional.

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

(i). Delimitação dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos do TILT, 1Dz e GHT com posterior divisão dos domínios estruturais marcados preferencialmente pela direção de seus lineamentos. O principal objetivo dessa análise foi auxiliar o entendimento do arcabouço estrutural e comparação com a resposta em superfície dos corpos rochosos da região.

(ii). Delimitação de lineamentos menores com o auxílio SA3D junto com a 1Dz, com a divisão dos domínios a partir da composição dos minerais magnéticos. O principal objetivo dessa análise foi separar 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.

3.2.1. 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 cinco domínios estruturais distintos com base no padrão e orientação dos lineamentos.

O domínio 1 encontra-se no setor oeste do PMC, alcançando apenas uma parte das áreas I e V. Esse domínio é caracterizado por lineamentos orientados predominantemente na direção E-W, na porção sul, se que migram para NE para norte com algumas feições alíneas NW de menor expressão.

O domínio 2 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 sigmoides 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, relacionadas a falhas e fraturas antitéticas da zona de cisalhamento.

O domínio 3 abrange as áreas do extremo nordeste do PMC. Nesse domínio, os lineamentos possuem uma direção predominantemente NE, como sigmoides discretos de cinemática sinistral, chegando até 10 km de comprimento.

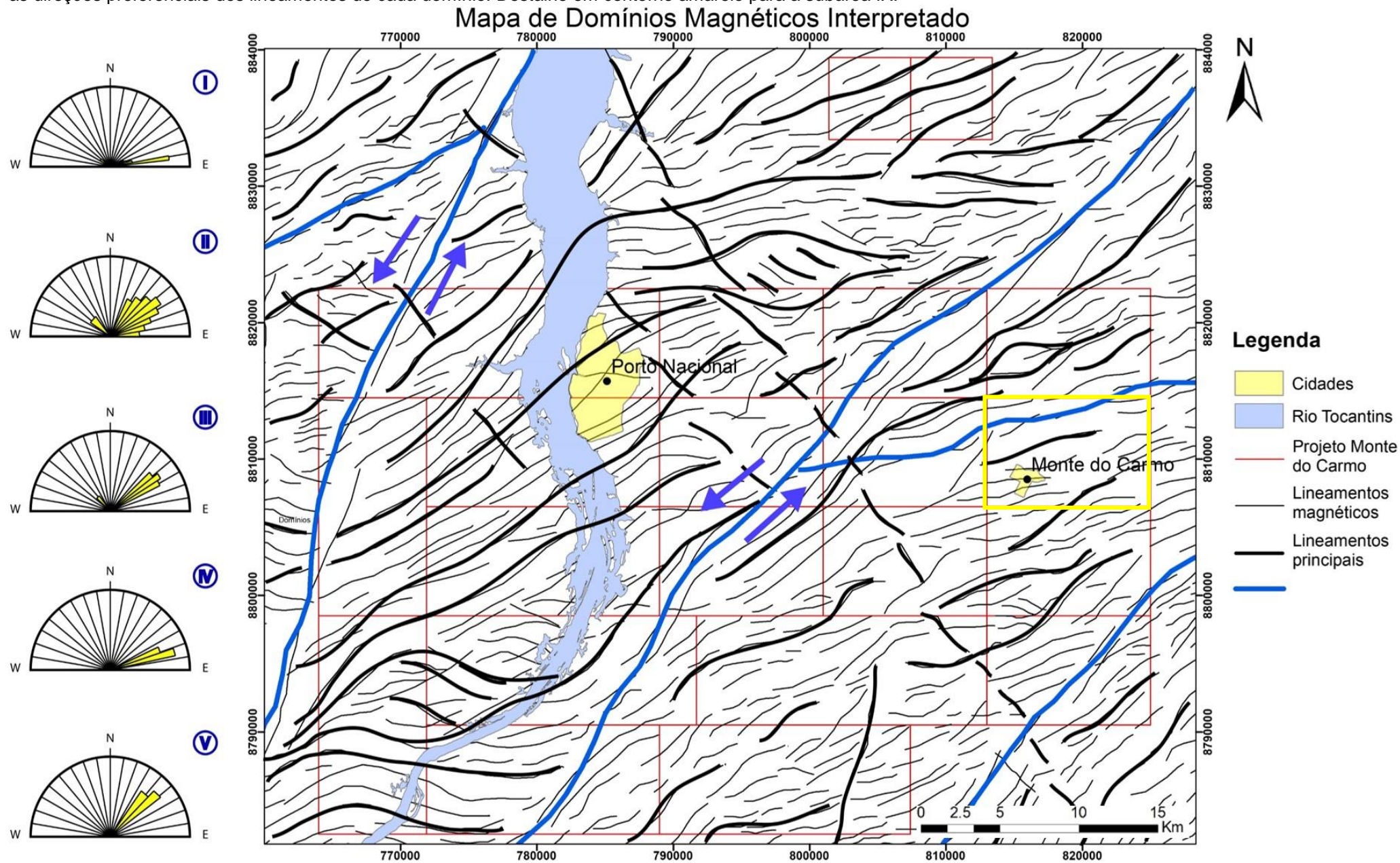
O domínio 4 intercepta a metade leste das áreas do projeto. Nele, os lineamentos ocorrem predominantemente com direção NE com outros de menor expressão NW. Nesse domínio, também foi possível inferir uma falha transcorrente N-S na porção sul.

O domínio 5 compreende 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, como algumas porções E-W e N-S relacionadas às curvas dos sigmoides 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.

Dessa forma, foi gerado o mapa dos lineamentos estruturais interpretados da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT) mostrado a seguir (Figura 3.2).

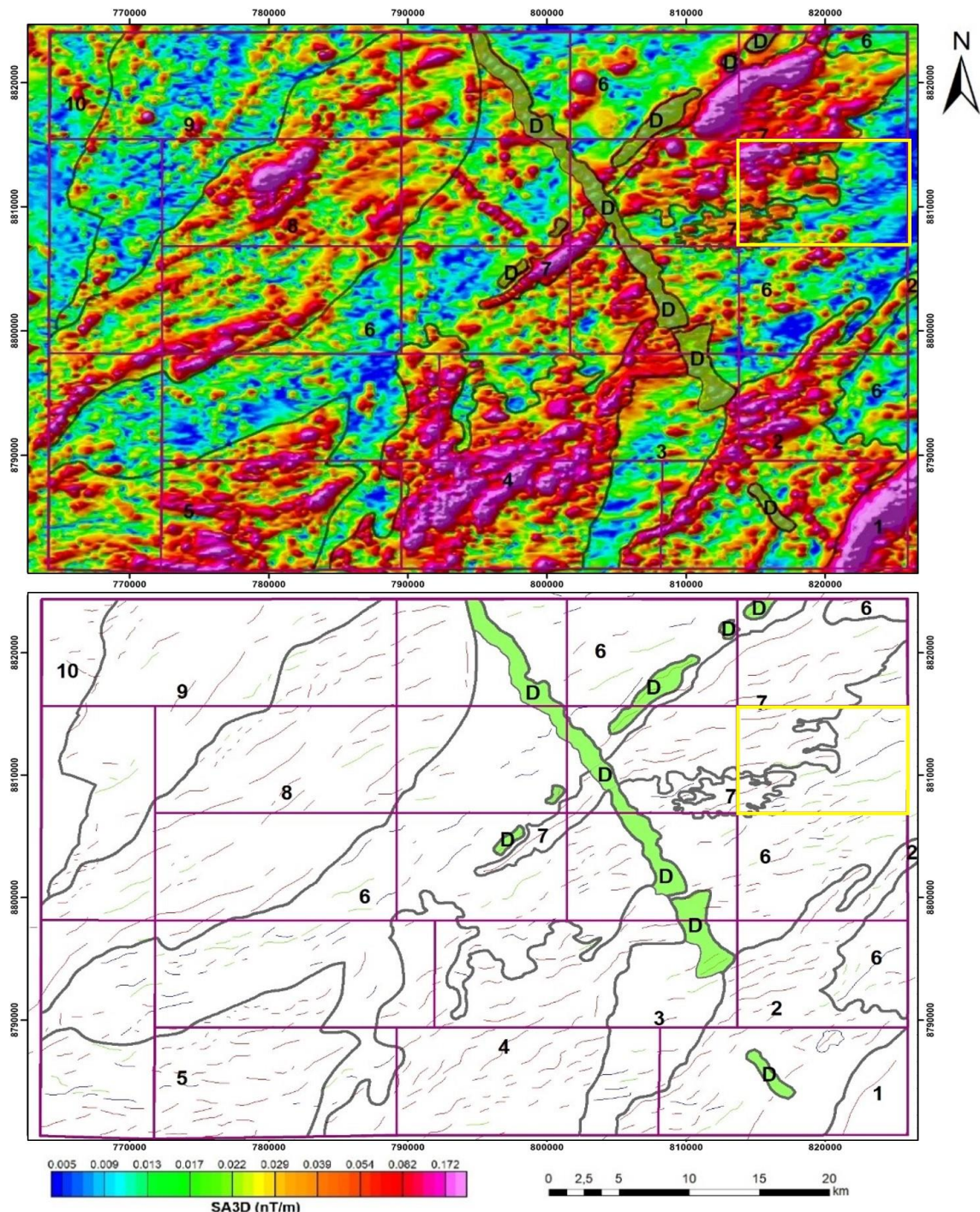
Figura 3.2. Mapa dos lineamentos estruturais interpretados da área do Projeto Monte do Carmo. As linhas azuis delimitam os 5 domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os possíveis diques. À esquerda da imagem podem ser observadas as rosetas, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio. Destalhe em contorno amarelo para a subárea IX.



3.1.1. Domínios magnéticos composicionais

Foram gerados também mapas com domínios magnetométricos, baseados na assinatura magnética, a partir da interpretação dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D, dividido em 11 domínios magnéticos e uma tabela explicando as características principais dos domínios (Figura 3.3).

Figura 3.3. Mapa de domínios magnéticos determinados a partir da interpretação do produto SA3D na imagem superior e representação somente dos traços obtidos na imagem inferior. Detalhe em contorno amarelo da subárea IX.



A Tabela 3.2 apresenta as principais características dos onze domínios delimitados com base na assinatura magnética.

Tabela 3.2. Principais características domínios obtidos por meio da assinatura magnética de cada unidade.

<i>DOMÍNIO</i>	<i>DESCRIÇÃO</i>
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 <i>trend</i> NE forte de alta amplitude com uma tendência sigmoidal.
3	Domínio com uma amplitude baixa, que varia a média em eventuais locais do domínio, apresentando um <i>trend</i> 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 <i>trend</i> EW.
4	Anomalia magnética sigmoidal, com um <i>trend</i> 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 <i>trend</i> 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, 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, marcado por uma estruturação NE dos lineamentos de baixa amplitude. Eventuais corpos de 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 <i>trend</i> NE. Os lineamentos são exclusivamente de alta intensidade fortemente marcados, em domínios centrais o valor do sinal diminui para 0,082 nT/m, porém ainda é alto.
8	Domínio sigmoidal, muito bem marcado. Os lineamentos também são sigmoidais, tanto de alta quanto baixa intensidade. O sinal não é tão forte, e ele não é tão homogêneo quanto os demais. O sinal na parte mais alta é em essência 0,082 nT/m, mas possui 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 de 0,005 nT/m, porém corpos alinhados são muito definidos com estruturação NE.
10	O domínio é marcado pelo aumento no sinal e pelo <i>trend</i> NW tanto dos lineamentos de alta quanto baixa intensidade. O sinal é muito fraco (0,005 nT/m).
D	São grandes corpos alinhados segundo os <i>trends</i> NE e NW de alta intensidade, com valores médios de 0,082 nT/m.

A partir da análise dos dados de aeromagnetometria, 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 cisalhamentos 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 as lineações extraídas 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 um alto a moderado, tem-se rochas félsicas com minerais magnéticos associados, gnaisses tonalíticos com ilmenita como mineral acessório. Quando a amplitude é muito baixa ou baixa, tem-se rochas com nenhum mineral magnético associado em sua assembleia, quartzitos, e rochas sedimentares da bacia, por exemplo.

(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 de sua composição mineral 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.

4. GEOLOGIA DO PROJETO

4.1. INTRODUÇÃO

As unidades litoestratigráficas que compõem o Projeto Monte do Carmo foram mapeadas na 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 1).

As unidades litoestratigráficas da área de estudo ocorrem de maneira geral em um *trend* preferencial NE-SW, que pode ser observado claramente nos produtos geofísicos de magnetometria.

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

A seguir será feita uma descrição das unidades mapeadas no Projeto Monte do Carmo.

4.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

4.2.1. Complexo Porto Nacional

O Complexo 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 subáreas 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.

A unidade ortoderivada (PP2 γ pn(o)) 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 (PP2pn(p)) compreende gnaisses feldspáticos, estaurolita-silimanita-granada gnaisses, biotita-hornblenda-grafita gnaisses,

silimanita-granada-biotita gnaisses, cianita-silimanita-granada gnaisses, gonditos, granitos peraluminosos e xistos grafitosos. Os gonditos ocorrem como blocos isolados, sem um padrão associado aos pontos de ocorrência do mesmo; os xistos grafitosos ocorrem como lentes dentro dos paragneisses.

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 metamorfozadas em fácies xisto verde alto/ anfíbolito baixo a fácies granulito, onde o grau metamórfico aumenta de leste para oeste nesse complexo.

4.2.2. Formação Morro do Aquiles (PP2ma)

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 subáreas 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 paragneisses e outros xistos.

4.2.3. 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 e à Suíte Granítica Manduca, com cerca de 2 km, 1 km e 3 km de diâmetro, respectivamente.

O granito Santana está associado à vegetação de mata densa e relevo movimentado. A Suíte Manduca aflora próximo ao Córrego Manduca, intercalado com os xistos da Formação Morro do Aquiles, em uma estrutura do tipo “*roof pendant*”.

O Granito Torre localiza-se na divisa das subáreas VII e II e corresponde a um muscovita-biotita Granito de composição granítica a tonalítica, em que prevalece fácies de granito médio, de textura inequigranular.

O Granito Santana localiza-se na divisa com a subárea VI e corresponde a um biotita-granito de granulação grossa, milonitizado.

A Suíte Granítica Manduca localiza-se nas subáreas XII e VII e corresponde a dois corpos graníticos de granulação fina a média, variando em composição de granito a granodiorito, prevalecendo a fácies muscovita-biotita granito médio.

4.2.4. Suíte Vulcânica Santa Rosa (PP3yi(v))

A Suíte Vulcânica Santa Rosa encontra-se na porção leste da área do Projeto. Está restrita às Subáreas 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.

4.2.5. 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 (Subáreas IX, XIII, XIV e XVIII).

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

4.2.6. Suíte Aliança (NP3ya)

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 Falha Brasil Escola), e com o Granito Matança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional). Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas I, V e X.

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

4.2.7. Sequência Metassedimentar Indefinida (NP3mca)

Aflora na porção central da área, na Serra Manoel do Carmo, limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Primavera 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, ardósias e metaconglomerados polimíticos.

4.2.8. 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, com maiores expressões nas Subáreas 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 horblenda-piroxenito.

4.2.9. 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 Subárea 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.

4.2.10. Suíte Lajeado (NP3y2mt)

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 pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas I, V, X e XV.

Sua exposição ocorre 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.

4.2.11. Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida

A Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, aproximadamente paralela às rochas do Complexo Porto Nacional, 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 pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas 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.

4.2.12. Grupos Serra Grande e Canindé

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), estando 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.

4.2.13. Diques e Soleiras

Afloram predominantemente na porção leste da área do Projeto (predominantemente nas Subáreas XIII, XIV e XVI). Eles apresentam um padrão característico nos produtos geofísicos de magnetometria. Estão direcionados segundo as direções E-W, NE-SW e SW-NE e são constituídos por gabros e diabásios.

4.2.14. Depósitos Lateríticos (NQdl)

As crostas lateríticas ocorrem em todas as subáreas 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 recobrando unidades mais antigas. Foram encontradas, na área do projeto, crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

4.2.15. 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.

As áreas mais expressivas desses depósitos ocorrem associadas ao Rio Tocantins, havendo ocorrências menores associadas a drenagens de menor porte. Ocorrem nas áreas I, II, III, IIII, VI, VIII, X, XI, XII, XIII, XV, XVI, XVIII e XIX.

4.3. GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.3.1. 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 história tectônica dessas zonas de cisalhamento com as unidades adjacentes.

O mapeamento dessas zonas, assim como a definição dos domínios estruturais, utilizou da 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. Em imagens de sensores 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.

4.3.2. 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 compartmentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (Figura 4.1).

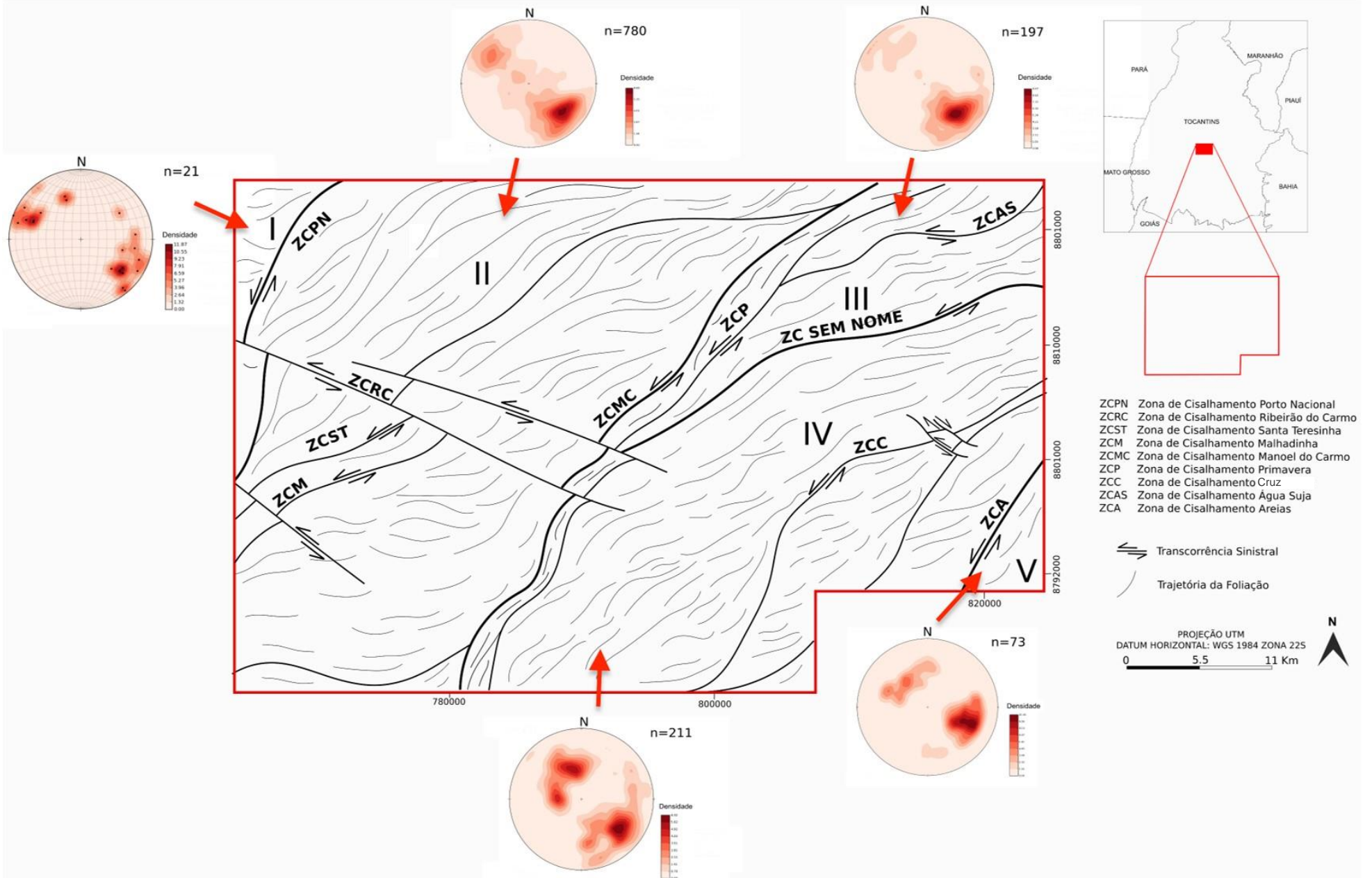
A **ZCPN** está situada na parte oeste da área mapeada, apresenta traço sinuoso de direção NNE-SSW ao norte e N-S na porção sul. Possui aproximadamente 1,5km de espessura e extensão que extrapola a área mapeada. É caracterizada por cisalhamento de alto ângulo com cinemática sinistral.

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 a 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 e 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.

Figura 4.1 Mapa estrutural regional com apresentando os domínios tectônicos estruturais do Projeto Monte do Carmo.



4.3.2.1. Domínio I

Localizado no extremo oeste do Projeto Monte do Carmo, este domínio é delimitado 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, a intensamente milonitizado na porção norte. Essa fábrica tectônica penetrativa é restrita às bordas do corpo, apresenta alto ângulo (70° a 90°) e com direção predominante NNE-SSW.

4.3.2.2. 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 (S_n) de alto 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 as zonas de cisalhamento apresentam trama milonítica (S_m) de alto ângulo (70° a 80°) e lineações de estiramento mineral de baixo ângulo (15° a 20°) oblíquas as 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.

4.3.2.3. 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 vulcânica de Santa Rosa. Apresenta geometria triangular e uma trama levemente

anastomosada. Esta faixa ocorre entre as **ZCMC** e a Zona de Cisalhamento Primavera (**CZP**). As foliações regionais Sn neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50 a 84 graus em *trend* NE-SW.

4.3.2.4. 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 Ipueiras, orientados predominantemente a NE-SW. É limitado pela **ZCMC**, a oeste, e pela **ZCA**, a leste.

Neste compartimento, há o 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.

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.

4.3.2.5. 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.

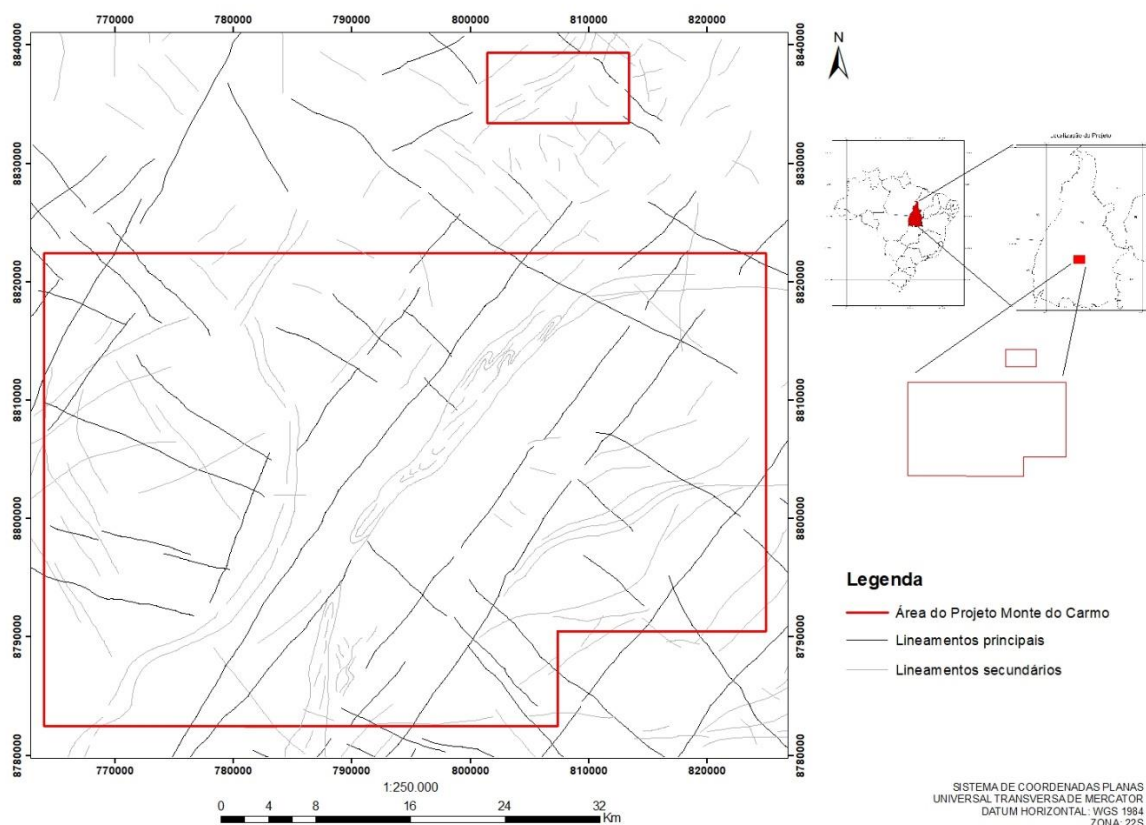
Esse domínio é definido pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área e zonas de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas na área em zonas de localização da deformação, por meio do adensamento 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 4.2). 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 da Escola Brasil.

Figura 4.2. Mapa contendo os elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.

Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo

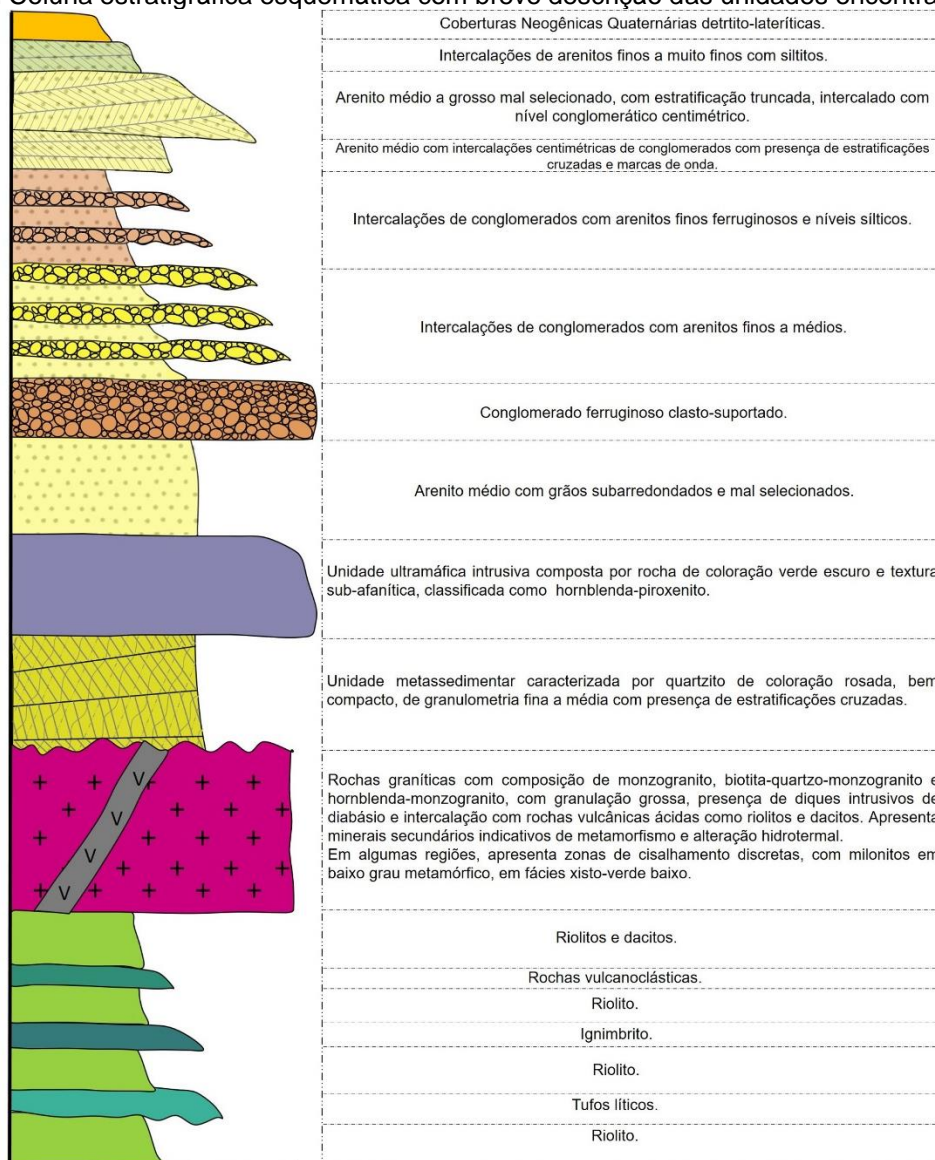


5. GEOLOGIA LOCAL

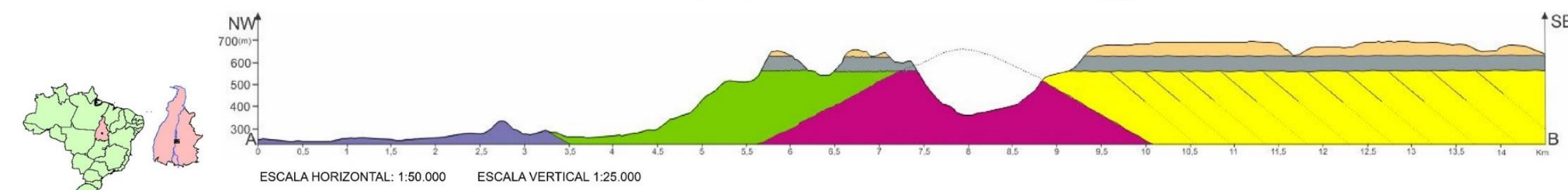
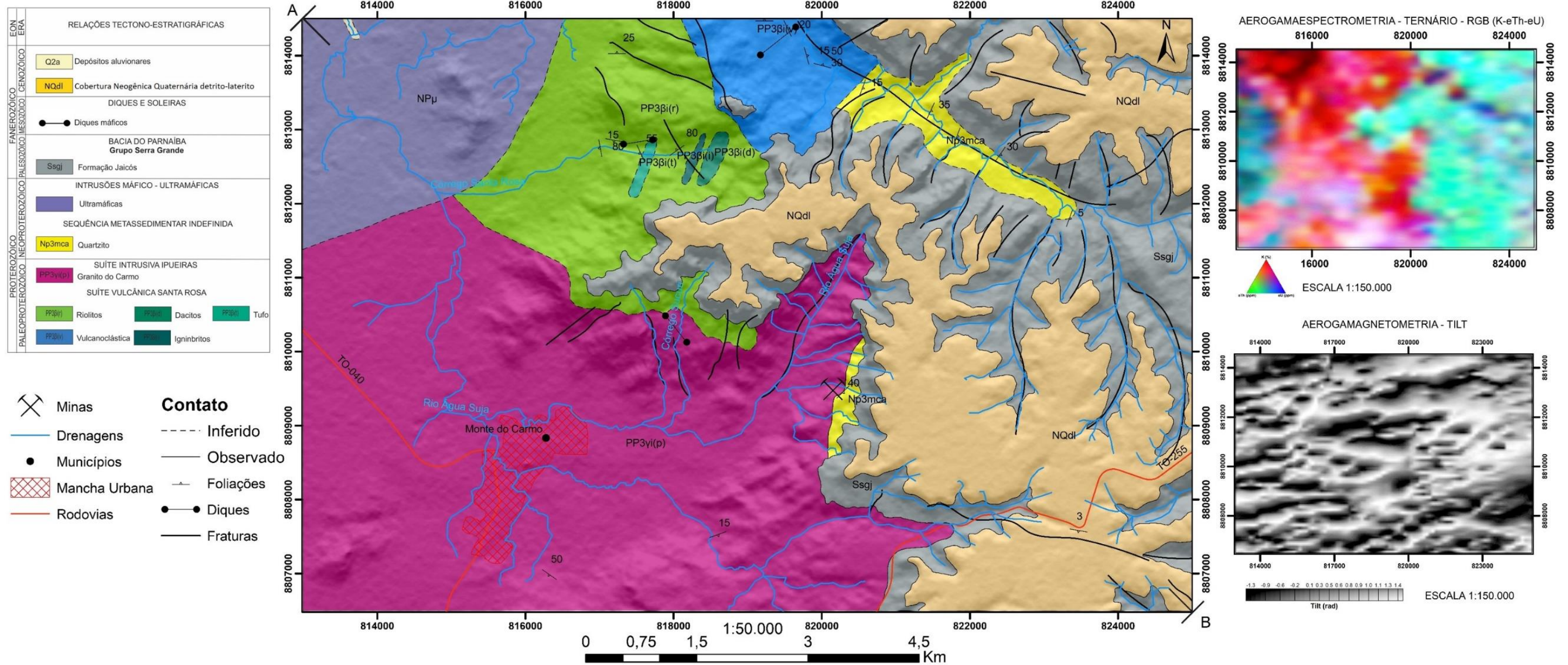
A geologia local da subárea IX – Projeto Monte do Carmo compreende uma variedade de rochas ígneas, metamórficas, sedimentares e coberturas detrítico-lateríticas, agrupadas nas unidades litológicas Suíte Vulcânica Santa Rosa, Suíte Intrusiva Ipueiras, Unidade metassedimentar indefinida, Intrusão máfica-ultramáfica Monte do Carmo, Formação Sardinha e Bacia do Parnaíba. Em continuação, será feita descrição em ordem de idade, com base em observações de campo e petrográficas de cada unidade.

Em anexo, foram inseridas as fichas de descrição petrográfica que auxiliaram na elaboração deste capítulo. A coluna estratigráfica local da área está representada na Figura 5.1.

Figura 5.1. Coluna estratigráfica esquemática com breve descrição das unidades encontradas na área



MAPA GEOLÓGICO DA SUB-ÁREA IX



	I	II	III	IV
V	VI	VII	VIII	IX
	XI	XII	XIII	XIV
X	XV	XVI		XVII
	XVIII	XIX	XX	

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR Zona 22S
 Origem da quilometragem UTM: equador e Meridiano Central -57
 acrescidas as constantes: 10.000Km e 500Km, respectivamente.
 Datum horizontal: SIRGAS 2000
 Declinação magnética do centro da folha: 16°20' W 19/11/2010
 decresce 0"7' W/ano.

PROJETO MONTE DO CARMO
 SUB-ÁREA IX
 ANA BEATRIZ DE ALCANTÁRA ROCHA
 VITÓRIA RODRIGUES FERREIRA BARBOSA
 WEDLY FERREIRA NOVAIS COSTA
 2018



5.1. SUÍTE VULCÂNICA SANTA ROSA (PP3yi(v))

Esta unidade é composta por rochas efusivas ácidas, piroclásticas e vulcanoclásticas. Afloram nas porções noroeste e central da área de estudo. As melhores exposições foram observadas em dois perfis (Figura 5.3): um deles ao longo do Córrego Santa Rosa (Perfil CD), com direção E-W e ao longo de um dos braços do Córrego Sucuri na porção central da área, próxima à cidade de Monte do Carmo, com direção N-S (Perfil HG). O litotipo predominante da unidade são os riolitos, que se intercalam com os demais litotipos (dacitos, ignimbritos e tufos) de forma pontual.

A Suíte encontra-se em contato transicional com as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Ipueiras, por vezes aflorando como intercalações; em contato tectônico abrupto inferido como falha com as rochas da Unidade Metassedimentar Indefinida; em contato inferido com as rochas da Intrusão Máfica-Ultramáfica Monte do Carmo e sobreposta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

No Perfil do Córrego Santa Rosa, ocorrem intercalações de riolitos com tufos líticos, ignimbritos e dacitos, segundo ilustrado pela Figura 5.3. Já no Perfil do Córrego Sucuri, os riolitos se intercalam com o granito (Figura 5.4).

Figura 5.3. Perfil esquemático da Suíte Vulcânica Santa Rosa no Córrego Santa Rosa com detalhe contendo a fotomicrografia em aumento de 1,25x de cada lâmina que melhor representa as unidades observadas e coluna estratigráfica simplificada à direita para ilustrar a relação entre as unidades.

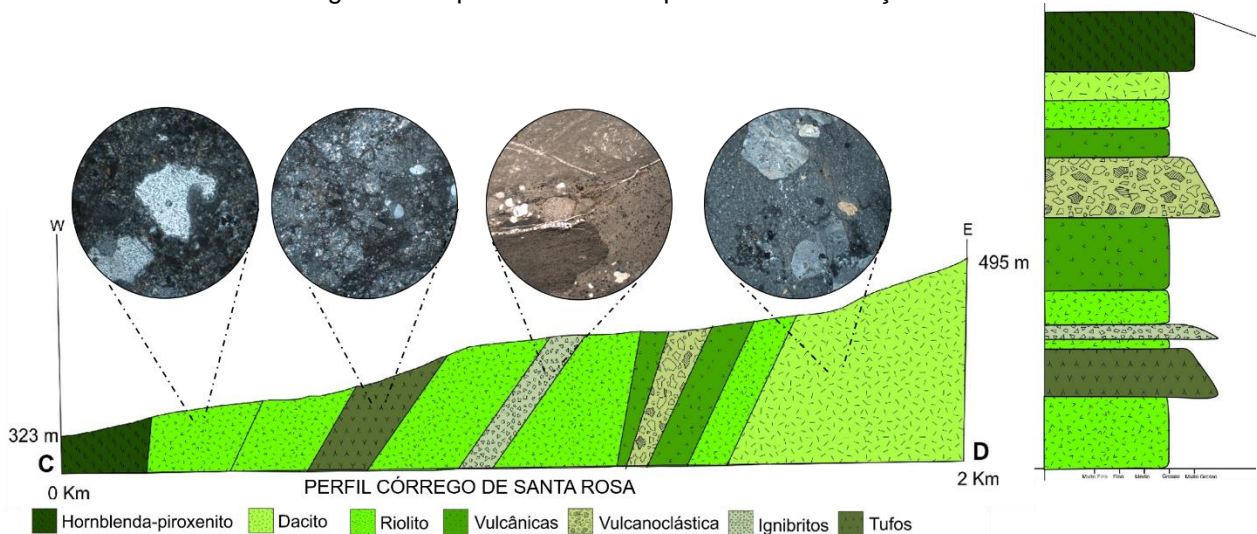
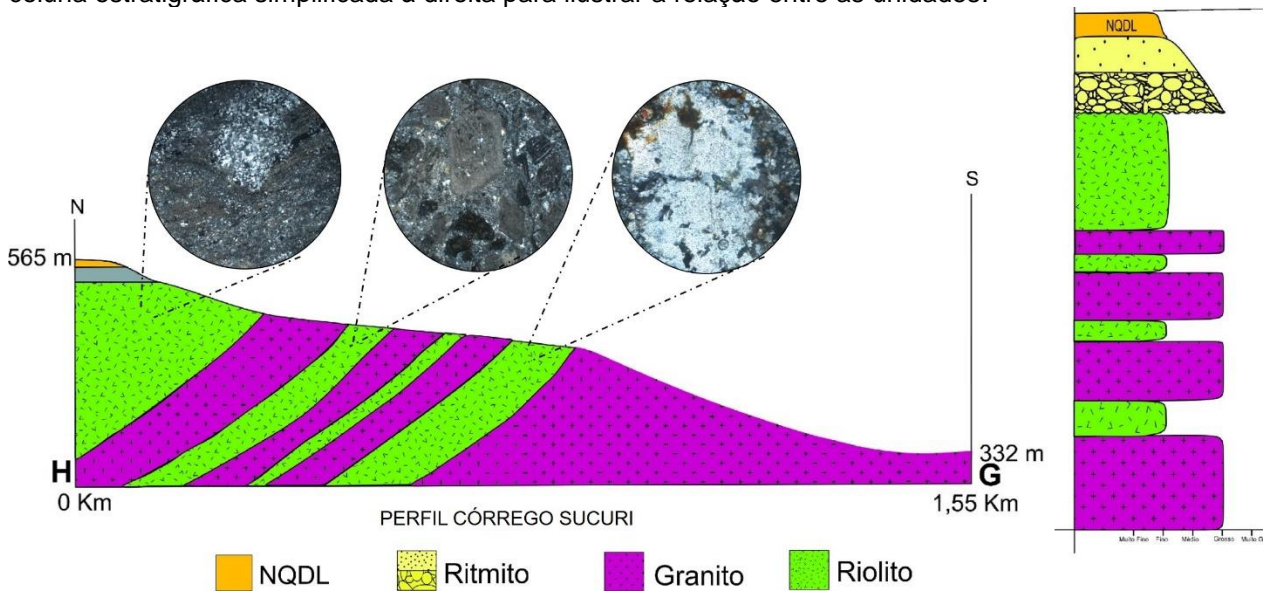
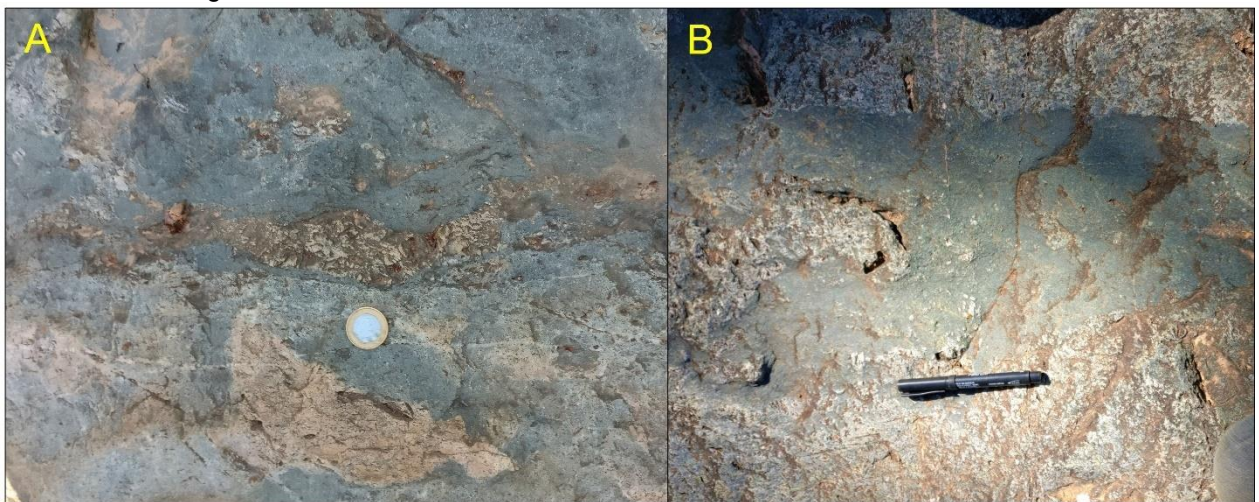


Figura 5.4. Perfil esquemático da Suíte Vulcânica Santa Rosa no Córrego Sucuri com detalhe contendo a fotomicrografia em aumento de 1,25x de cada lâmina que melhor representa as unidades observadas e coluna estratigráfica simplificada à direita para ilustrar a relação entre as unidades.



No início do Perfil do Córrego Santa Rosa, ocorrem feições de mistura de magmas, exibindo rochas de granulações bastante distintas. Essas texturas evidenciam a relação de duas rochas: uma de coloração clara, textura fanerítica, com granulação fina a média; outra de coloração cinza escuro, textura inequigranular, definida pela presença de cristais milimétricos de quartzo em meio a uma matriz afanítica (Figura 5.5).

Figura 5.5. (A) Evidências de feições de mistura de magma em afloramento na drenagem, com rocha fanerítica de coloração clara em contato irregular com rocha afanítica de coloração cinza. (B) Ocorrência de mistura de magma no afloramento TF18-IX-04.

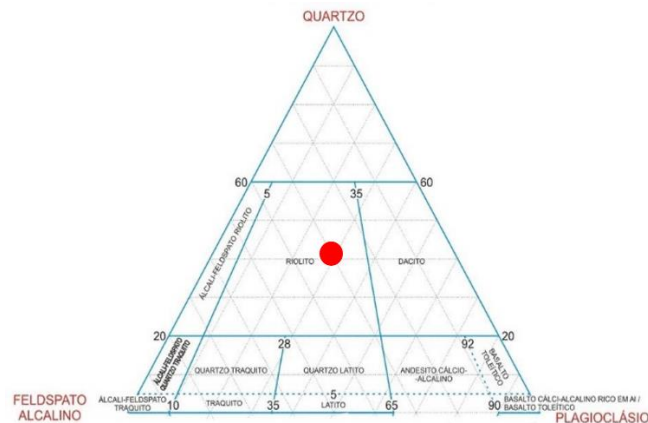


5.1.1. Riolito (PP3yi(r))

São rochas de coloração cinza escuro, de textura inequigranular porfirítica (Figura 5.7A), na qual fenocristais de quartzo e sulfetos com tamanhos milimétricos encontram-se inseridos em uma matriz muito fina.

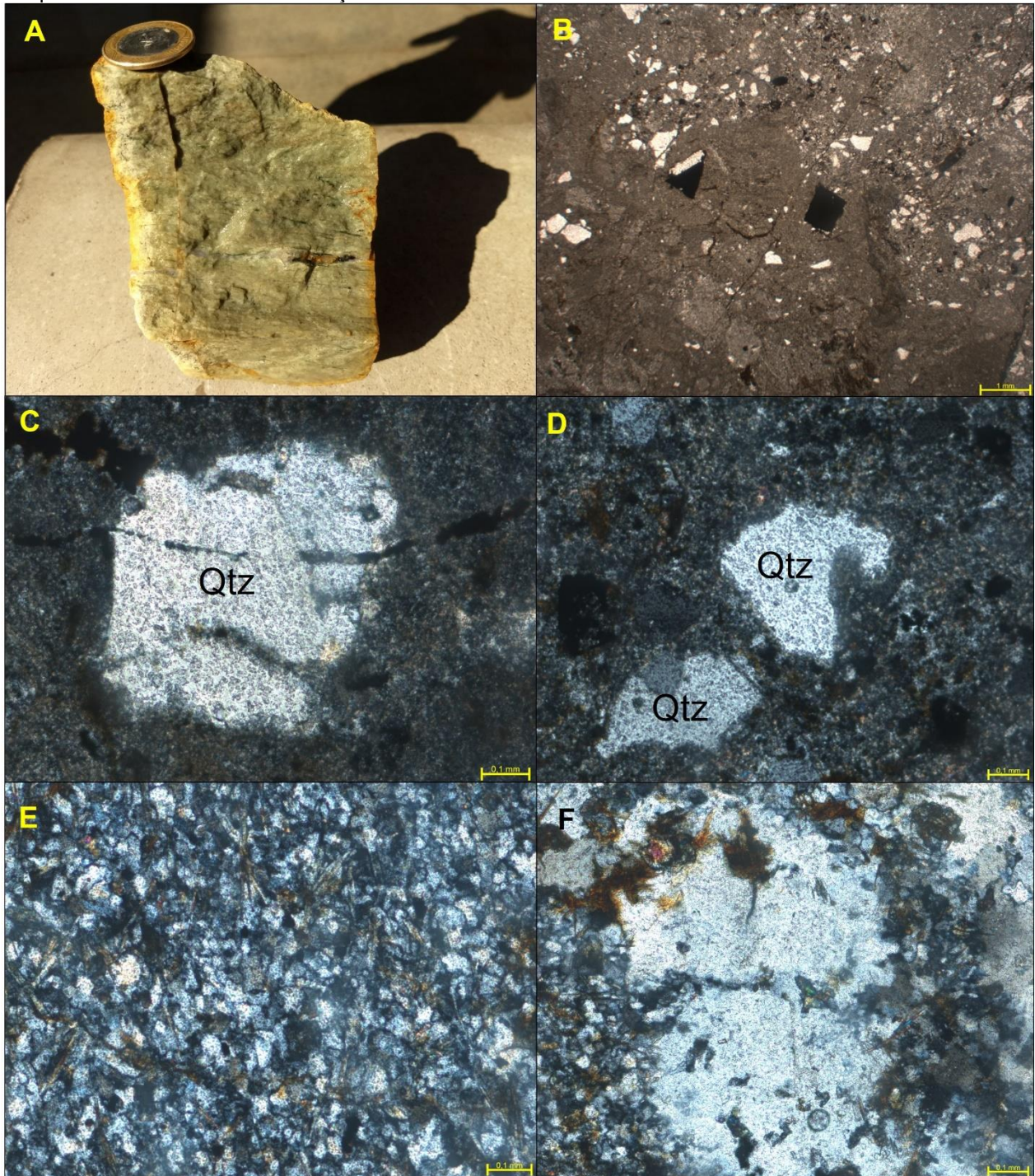
Em análise microscópica (Figura 5.7B), essas rochas apresentam textura inequigranular, hipocristalina, porfirítica, na qual fenocristais milimétricos de feldspato potássico com geminação Carlsbad e quartzo com feições de engolfamento (Figuras 5.7C e 5.7D) ocorrem imersos em matriz microcristalina de quartzo recristalizado. Sua composição mineral é constituída por 40% de quartzo, 30% de plagioclásio, 25% de feldspato potássico e 5% de sulfetos e óxidos. Tal composição permitiu a classificação da rocha como um riolito (Figura 5.6).

Figura 5.6. Diagrama composicional QAP para rochas vulcânicas com a classificação da amostra TF18-IX-57 como riolito.



Também ocorre na área, de maneira mais restrita, um riolito com indícios de hidrotermalismo. Em análise microscópica (Figura 5.7E), é uma rocha hipocristalina, porfirítica, possuindo matriz quartzo-feldspática afanítica e fenocristais de plagioclásio. Há presença de cristais aciculares de actinolita (mineral máfico essencialmente metamórfico) disseminados na matriz, o que evidencia a influência de processos hidrotermais nesta rocha.

Figura 5.7. (A) Foto de amostra macroscópica TF18-IX-57, fotomicrografias das amostras de riolitos (B) com matriz afanítica com presença de óxidos em aumento de 1,25x. (C) Com fenocristal de quartzo engolfado imerso na matriz, (D) quartzo com golfo (E) matriz em aumento de 10x para demonstrar sua composição mineral composta por quartzo e feldspato, com enfoque aos cristais aciculares de actinolita como mineral secundário como produto de alteração hidrotermal amostra TF18-IX-74, (F) detalhe de cristal de quartzo com textura de reabsorção.



5.1.2. Dacito (PP3yi(d))

Rocha de coloração cinza esverdeado, textura subfanerítica, com cristais milimétricos (Figura 5.8A). Sua mineralogia observada macroscopicamente é constituída por plagioclásio, uma massa esverdeada e uma massa de coloração preta não identificável. Microscopicamente, observou-se rocha hipocristalina, apresentando textura porfírica, na qual cristais milimétricos de feldspatos encontram-se imersos em matriz fina a muito fina de composição quartzo- feldspática (Figuras 5.8B e 5.8C). É constituída por 65% de plagioclásio, 20% de quartzo, 10% de feldspato potássico, 3% de clorita (Figura 5.8D) e 2% de epidoto. Essa composição permitiu a classificação da rocha como dacito (Figura 5.9).

Figura 5.8. (A) Foto da amostra macroscópica TF18-IX-139, fotomicrografias das amostras de dacito (B) com fenocristais de quartzo e feldspato imersos em matriz de composição quartzo-feldspática, aumento de 1,25x. (C) Matriz muito fina com constituintes semelhantes a fenocristais de plagioclásio sericitizado em aumento de 1,25x. (D) Detalhe de biotita reliquiar em aumento de 1,25x.

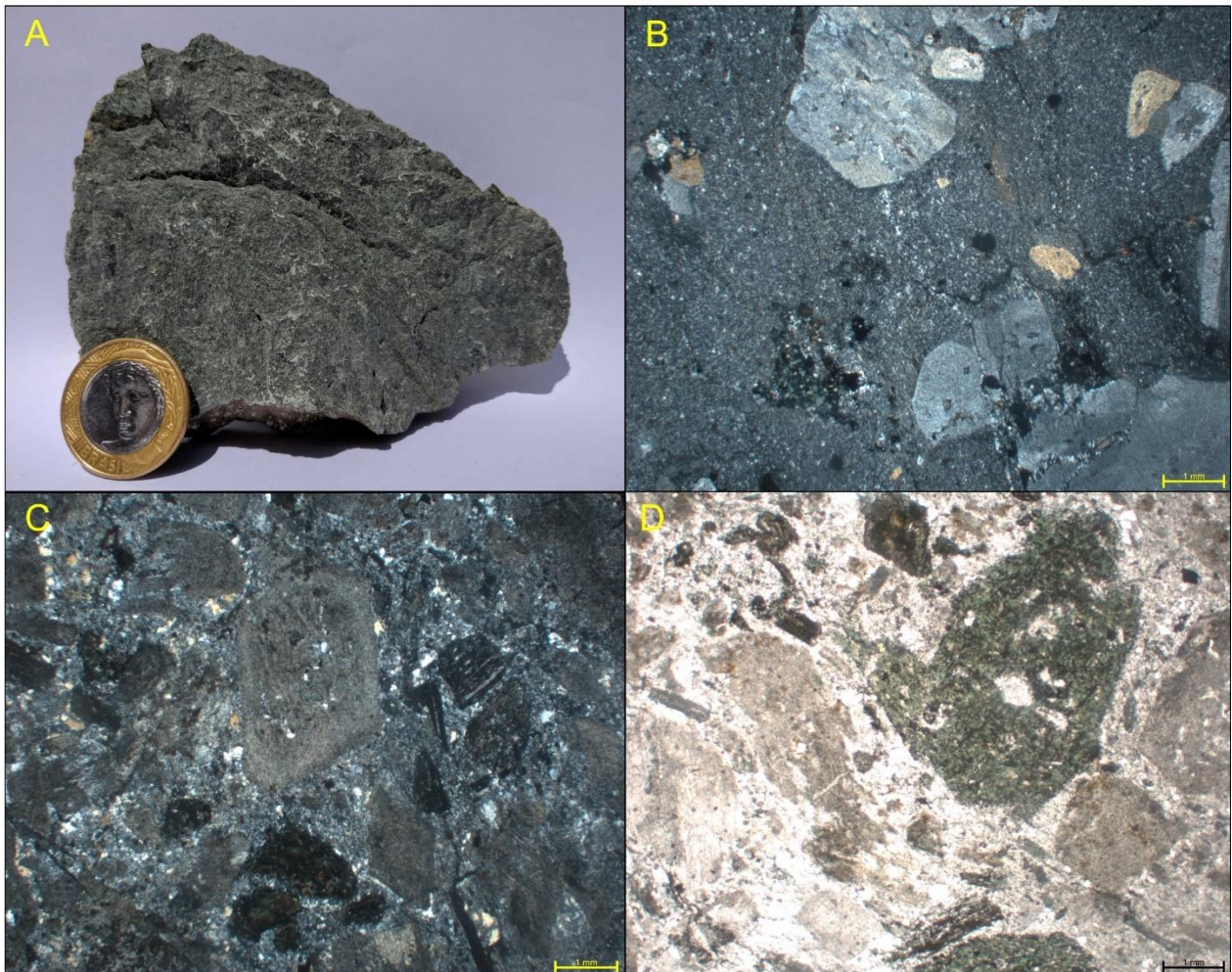
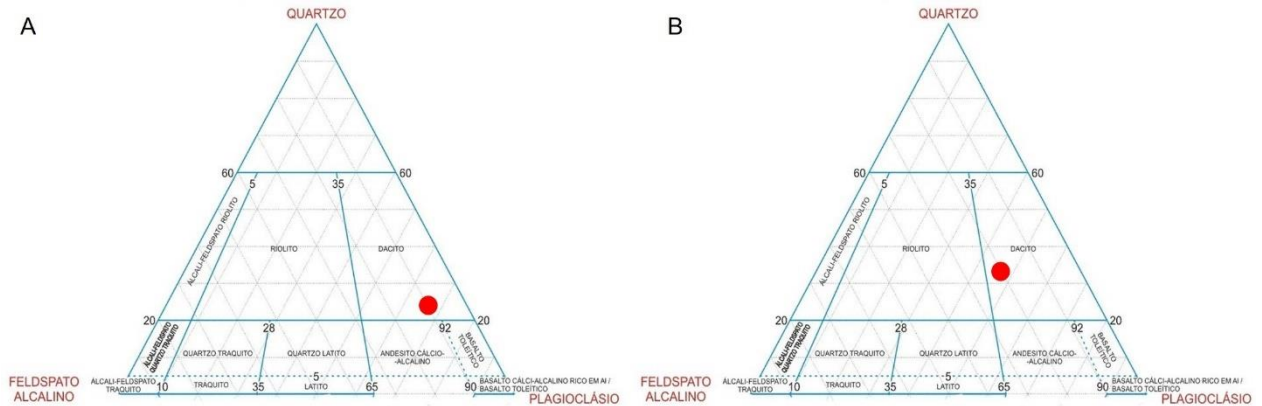


Figura 5.9. Diagrama composicional QAP para rochas vulcânicas, em (A) amostra TF18-IX-66 e em (B) amostra TF18-IX-139, classificadas como dacitos.



5.1.3. Ignimbrito (PP3yi(i))

Rochas de coloração cinza, com matriz fina possuindo clastos estirados (Figuras 5.10A e 5.10B), compostos por grãos de quartzo e fragmentos líticos com tamanhos variados (Figura 5.11A) Por meio de sua análise microscópica, verificou-se rocha hipocristalina, com textura pofirítica e estruturas de fluxo piroclástico (Figura 5.11B), exibindo fragmentos de rochas (Figura 5.11C) e grãos acompanhando o fluxo, além de *fiammes*. É composta por 35% de fragmentos líticos, 35% de matriz (quartzo-feldspática), 20% de sulfetos e óxidos, 5% de fenocristais de quartzo (Figura 5.11D) e feldspato, 5% de sericita e <1% de zircão.

Figura 5.10. (A) Imagem de bloco de ignimbrito observado em campo, em (B) detalhe da imagem anterior delimitada pelo retângulo vermelho em que se destaca uma feição que se assemelha a *fiammes*, que são identificados por meio da púmice soldada que se encontra achatada e alongada.

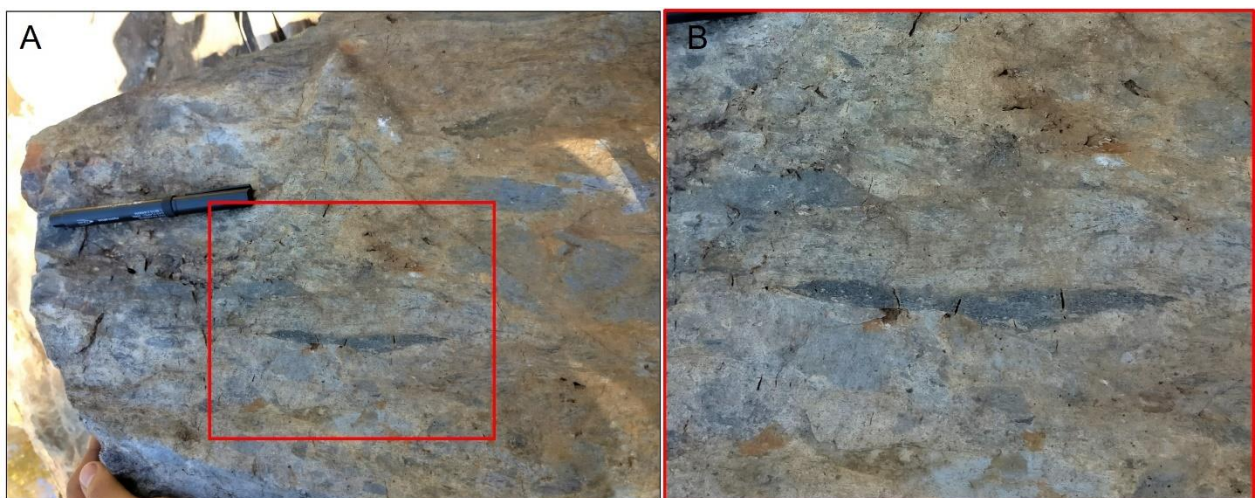
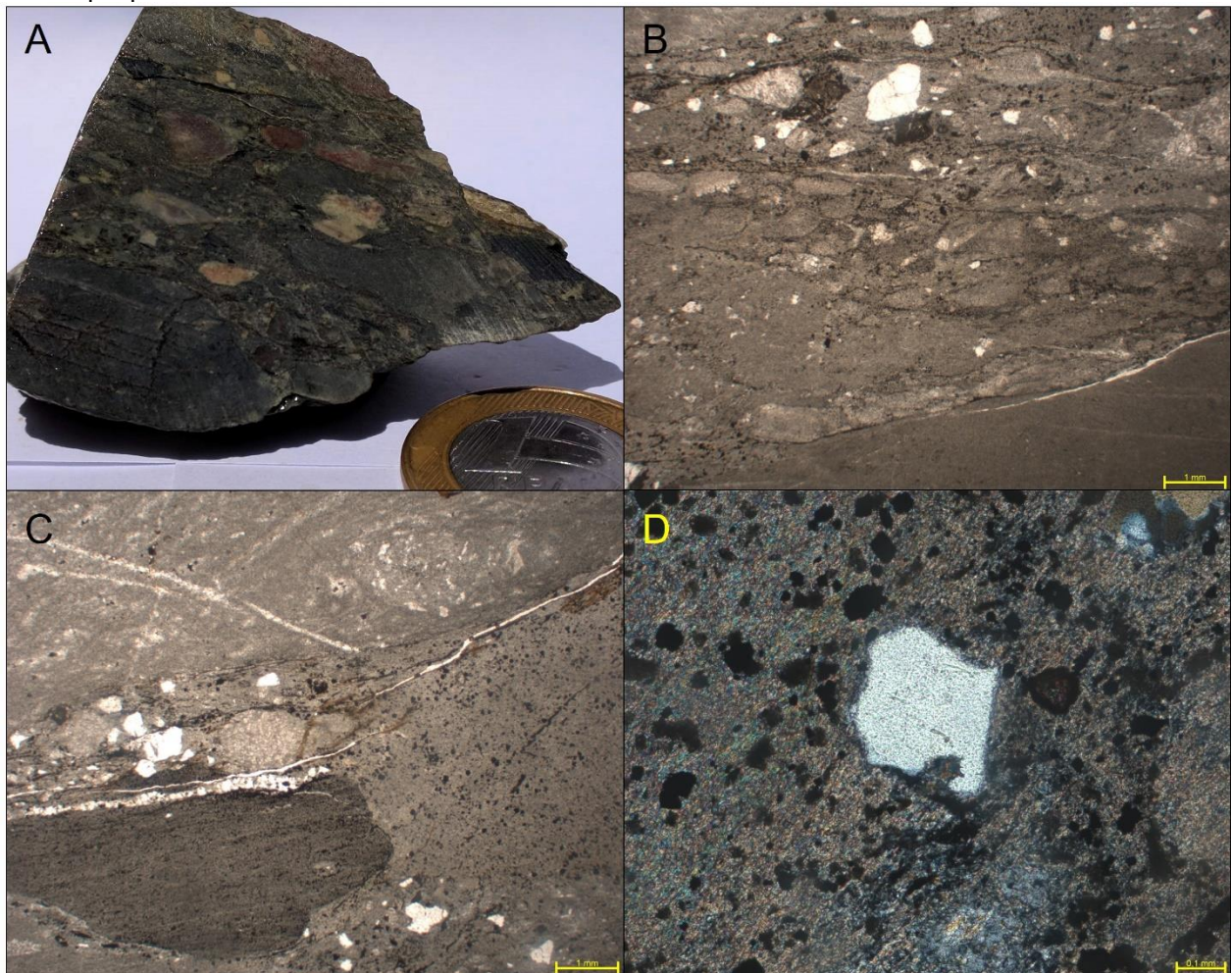


Figura 5.11. (A) amostra macroscópica de ignimbrito TF18-IX-60, fotomicrografias em (B) matriz muito fina com constituintes semelhantes a fragmentos vulcânicos e estruturas de fluxo piroclástico em aumento de 1,25x, (C) presença de fragmentos vulcânicos e (D) detalhe de fenocristal de quartzo engolfado imerso na matriz que possui muito óxido na matriz.



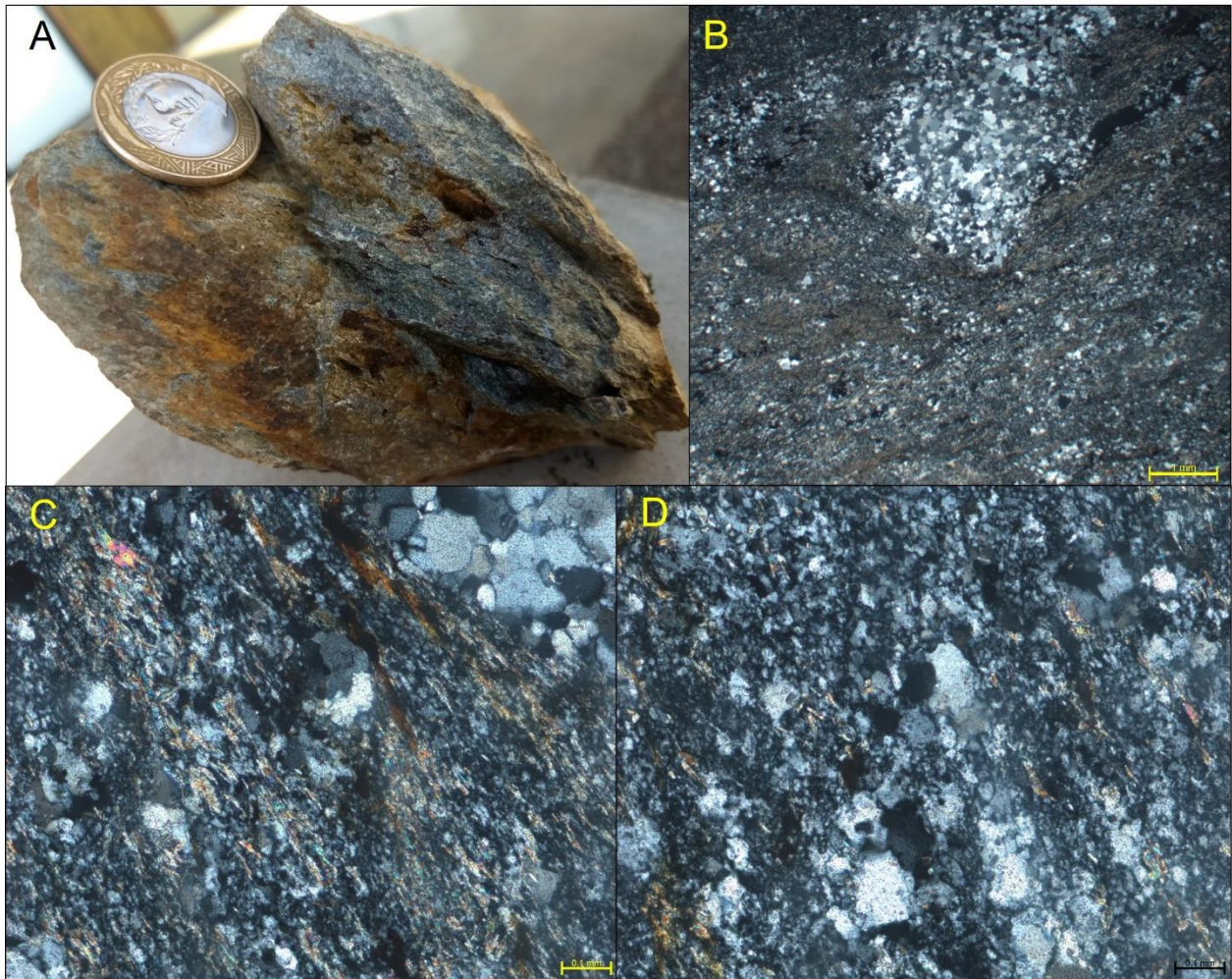
5.1.4. Tufo cristalino (PP3yi(t))

Rocha de coloração cinza-escuro, com textura afanítica. Apresenta foliação incipiente e tem aspecto silicificado (Figura 5.12A). Microscopicamente, verificou-se uma rocha composta basicamente por quartzo e feldspato recristalizados com tamanhos menores que 0,5 mm, além de algumas micas orientadas entre os cristais da matriz.

Observou-se uma feição de queda de clasto (Figura 5.12sB), que se apresenta recristalizado, evidenciando provavelmente tratar-se de uma rocha piroclástica, sendo classificada como tufo cristalino pela presença de agregados cristalinos. É constituída por

60% de quartzo, 10% de feldspato potássico, 10% de plagioclásio, 10% de carbonato, 5% de sericita e 5% de muscovita.

Figura 5.12. (A) Foto da amostra macroscópica TF18-IX-143, fotomicrografias, em (B) matriz composta por quartzo e feldspato, com clasto de quartzo recristalizado deformando a matriz em aumento de 1,25x, (C) detalhe da matriz com muscovita, carbonato e sericita em aumento de 10x e em (D) detalhe de quartzo recristalizado em aumento de 10x.

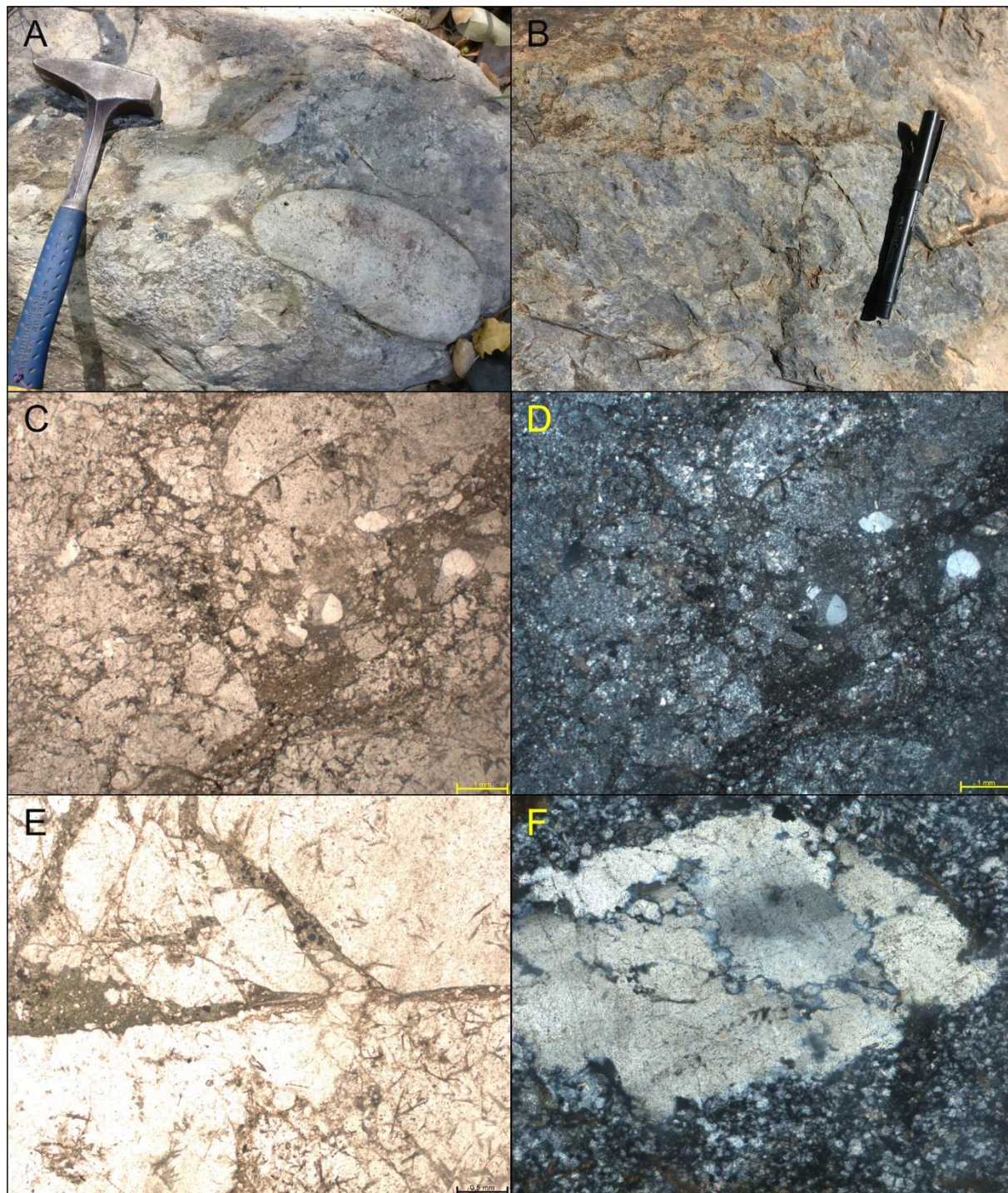


5.1.5. Tufo lítico (PP3yi(t))

Rocha de coloração cinza-escuro, com textura afanítica, matriz cinza clara composta por cristais muito finos e alguns clastos (Figura 5.13B) e até bombas (Figura 5.13A). Microscopicamente, verificou-se uma rocha composta basicamente por fragmentos líticos de rochas vulcânicas, de tamanhos variados (Figuras 5.13C e 5.13D). Apresenta-se bastante fraturada, por onde percolaram fluidos cristalizando calcita (Figura 5.13E). A presença de tantos fragmentos líticos em meio à matriz quartzo-feldspática

permitiu a classificação dessa rocha como um provável Tufo lítico. É constituída por 85% de fragmentos líticos, 5% de carbonato, 5% de clorita e 5% de opacos.

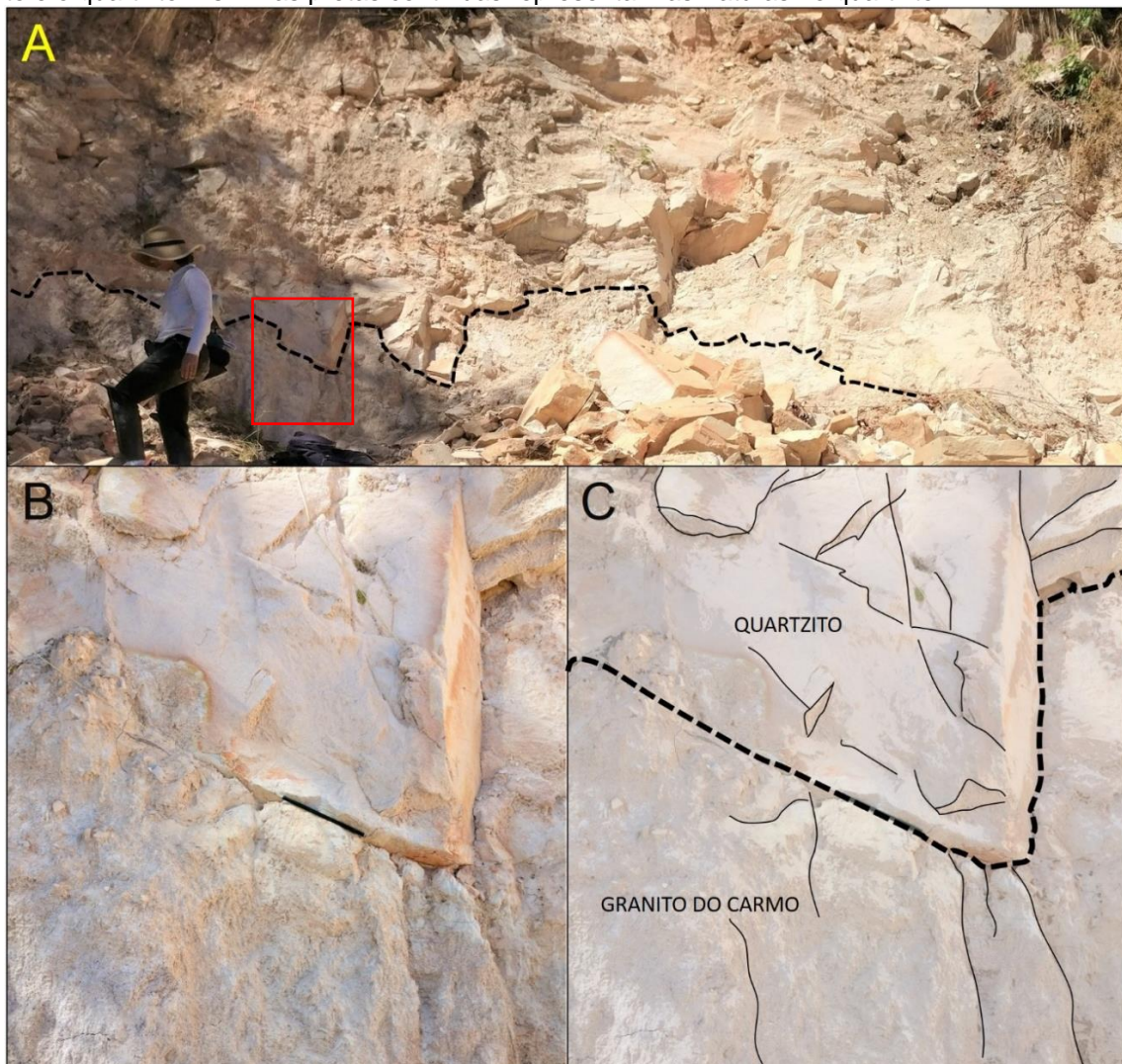
Figura 5.13. (A) presença de clasto vulcânico com dimensão de bomba TF18-IX-174, (B) Afloramento de tufo lítico TF18-IX-58 em que se observa constituintes semelhantes a clastos vulcânicos. Fotomicrografias: (C) e (D) percepção dos aspectos gerais da lâmina, aumento de 1,25x, (E) fraturas preenchidas por calcita, e em (F) cristal de quartzo reabsorvido.



5.2. SUÍTE INTRUSIVA IPUEIRAS (PP3yi(p))

As rochas graníticas presentes na região afloram principalmente como lajedos com extensões métricas, mas também como blocos rolados de dimensões variadas. Abrangem desde a porção central até o extremo sudoeste da área e estão em contato transicional com as rochas da Suíte Santa Rosa; em contato tectonizado inferido como zona de cisalhamento com as rochas da Intrusão Máfica-Ultramáfica Monte do Carmo; em contato discordante erosivo com as rochas da Unidade Metassedimentar Indefinida (Figuras 5.14A, 5.14B e 5.14C) e sobreposto pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

Figura 5.14. (A) Contato erosivo entre o Granito do Carmo e Quartzito marcado pela linha preta tracejada, (B) detalhe do retângulo vermelho, e em (C) figura esquemática para ilustrar o contato erosivo entre o granito e o quartzito. As linhas pretas contínuas representam as fraturas no quartzito.



O corpo presente na área é o Granito do Carmo, do qual afloram 3 diferentes fácies: monzogranito, hornblenda-monzogranito e biotita-quartzo-monzonito, não diferenciadas no mapa. Localmente, existem zonas em que essas rochas se encontram intensamente deformadas (milonitizadas) e intrudidas por veios de quartzo. Regionalmente, essas rochas encontram-se metamorfozadas em fácies xisto-verde baixo, o que é gerado por deformação.

5.2.1. Fácies Monzogranito

Localizado na porção sudoeste do corpo na área, apresenta-se com coloração esverdeada, granulação grossa, aspecto maciço, inequigranular (Figura 5.15B). Em amostra de mão, possui mineralogia composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, epidoto e titanita.

Na análise microscópica, foi visualizado que se trata de uma rocha de granulação média a grossa, holocristalina, com textura porfirítica, hipidiomórfica e inequigranular (Figura 5.16A). Os minerais primários presentes são quartzo, com tamanhos variando de 0,8 a 4,2 mm, correspondendo a 40% da lâmina; feldspato potássico, com tamanhos variando entre 0,4 e 4,8 mm, ocupando 20% da lâmina; plagioclásio, com tamanhos entre 0,9 e 5,2 mm, ocupando 30% da lâmina e biotita, correspondendo a 2% da lâmina, permitindo sua classificação como monzogranito (Figura 5.17); os secundários são representados por clorita (1%) (Figura 5.16B), actinolita (5%) (Figuras 5.16C e 5.16D), sericita (1%) e epidoto (1%), constituindo produtos de saussuritização.

Figura 5.15. (A) Afloramento em lajedo com extensão superior a 100 metros TF18-IX-71, (B) amostra macroscópica de monzogranito TF18-IX-10.

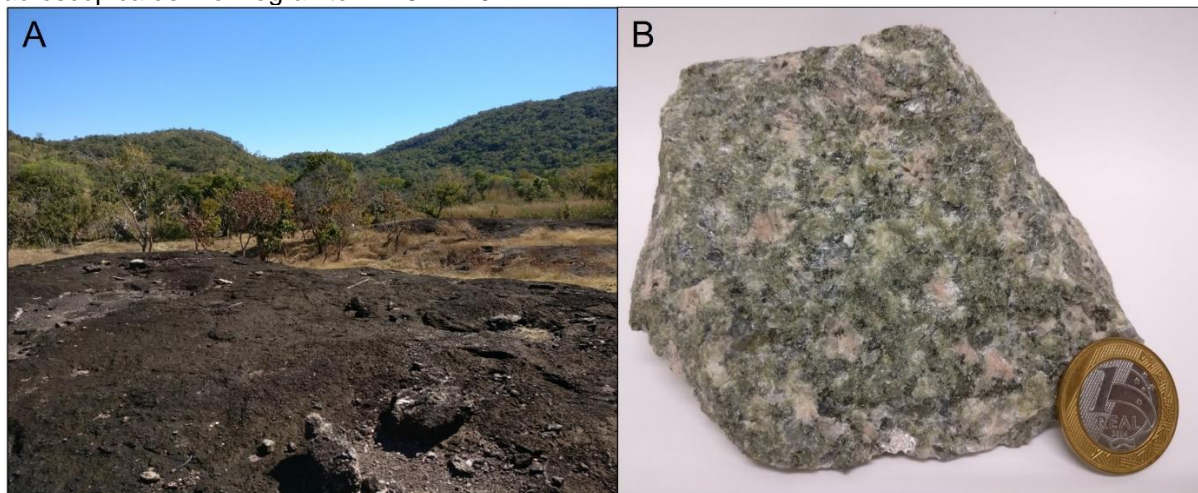


Figura 5.16. Fotomicrografias: (A) Monzogranito com cristais de quartzo, feldspato potássico e biotita em aumento de 1,25x. (B) Minerais secundários de clorita e actinolita em aumento de 2,5 x, (C) e(D) detalhe de actinolita com hábito fibroso radial em aumento de 10x.

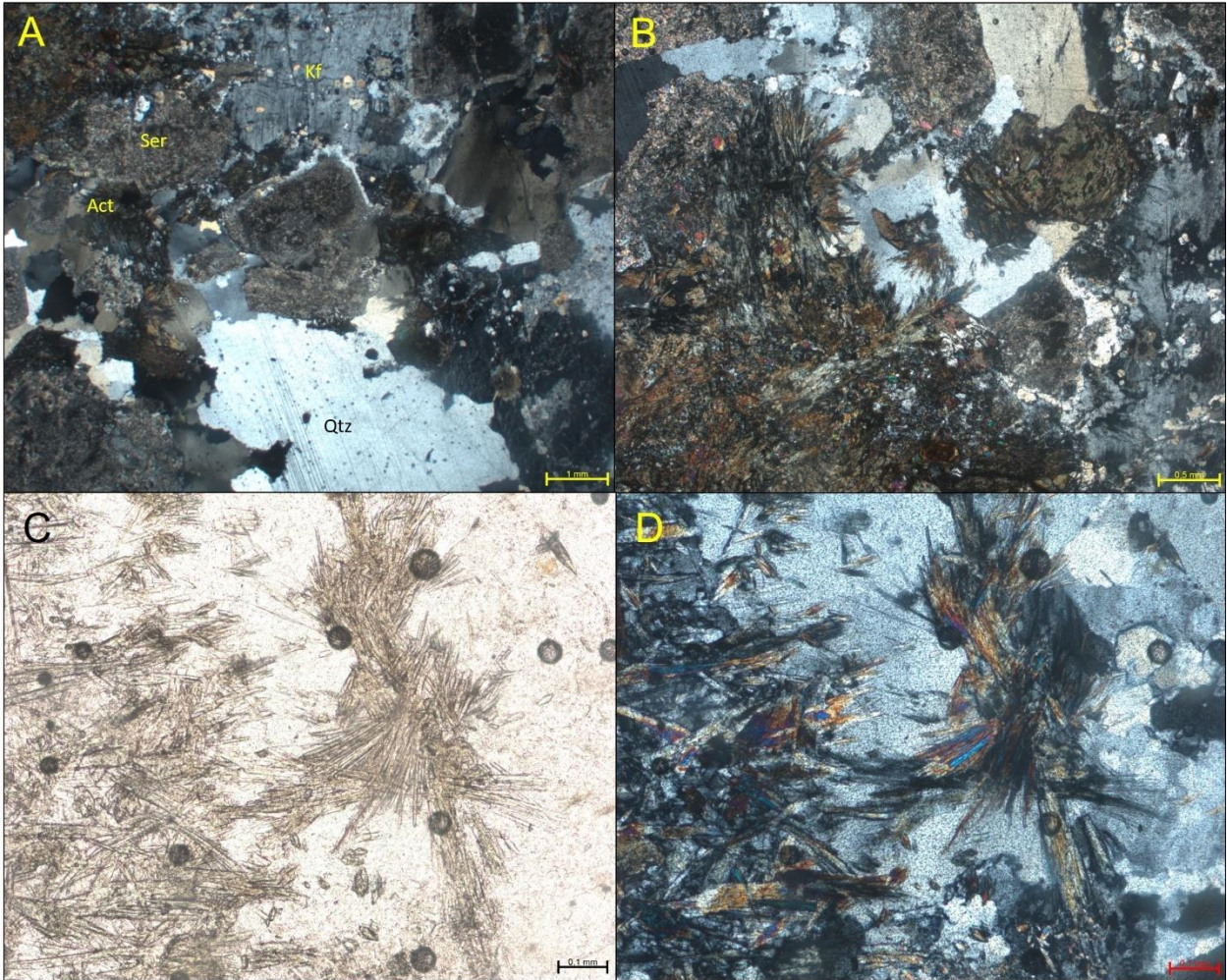
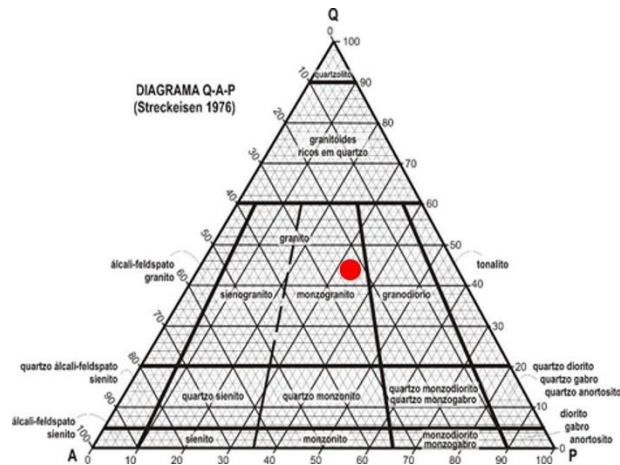


Figura 5.17. Diagrama de classificação de rochas plutônicas QAP (Streckeisen, 1976), com amostra TF18-IX-10 classificada como monzogranito.



Na região central da área, há ocorrência de mineralização de ouro e atividade de pesquisa, realizada pela Monte Sinai Mineração, no Depósito de Serra Alta. Ocorrem granitos de coloração rosada, textura holocristalina, inequigranular e com granulação média a grossa (Figura 5.18A). São rochas com intenso controle estrutural, apresentando veios preenchidos com quartzo e clorita (Figura 5.18B), além da mineralização de sulfetos e ouro.

Ao investigar a lâmina desta rocha, foi verificada uma rocha de granulação média a grossa, com textura hipocristalina, inequigranular e xenomórfica (Figura 5.19A). Apresenta duas zonas distintas (Figura 5.19B): uma com evidências de cataclase mais intensa, gerada por zona de alteração hidrotermal, com cristais angulosos expondo feições de cominuição, gradação de granulação e formação de mica branca entre os grãos. Essa cataclase é ocasionada pela percolação de fluidos em alta pressão.

Na outra porção, que predomina na lâmina, a cataclase ocorre de forma mais sutil, preservando boa parte da textura primária da rocha, ocorrendo algumas feições deformacionais nos cristais e pouca formação de mica branca entre os grãos. Os minerais observados foram feldspato potássico (40%), apresentando pertitas, quartzo (35%), plagioclásio (20%) e mica branca (5%) (Figura 5.19C e 5.19D).

Figura 5.18. (A) Granito rosado alterado hidrotermalmente, em *open pit*, com textura holocristalina e inequigranular, (B) detalhe de venulação de quartzo, clorita e sulfetos com direção NW-SE.

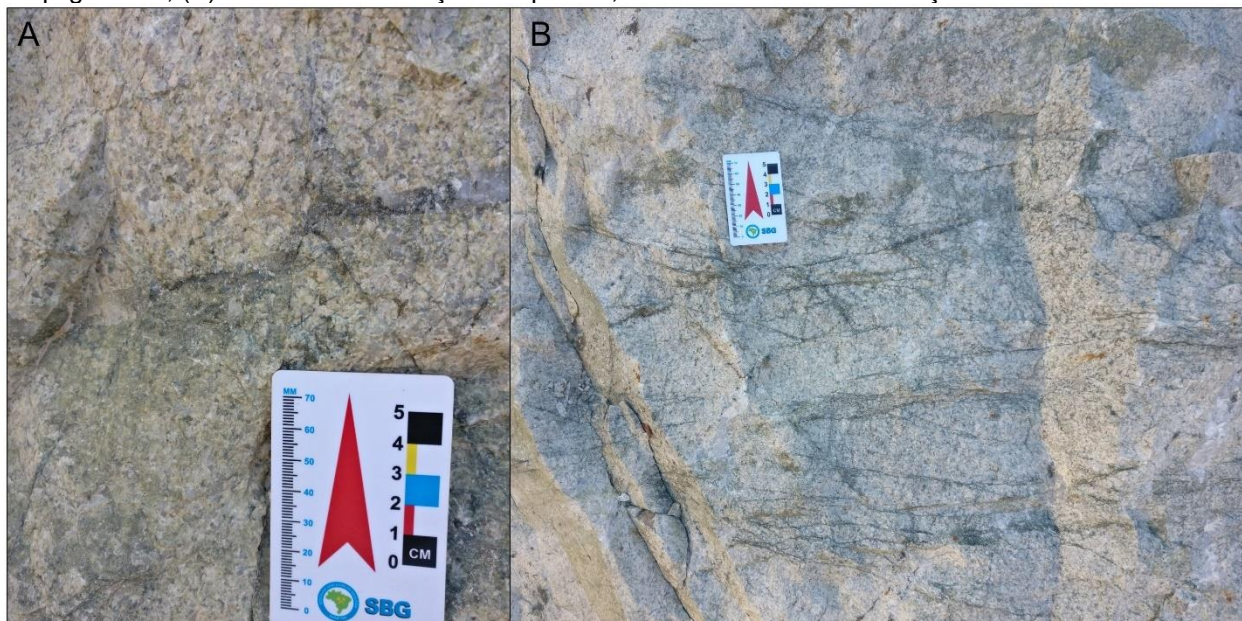
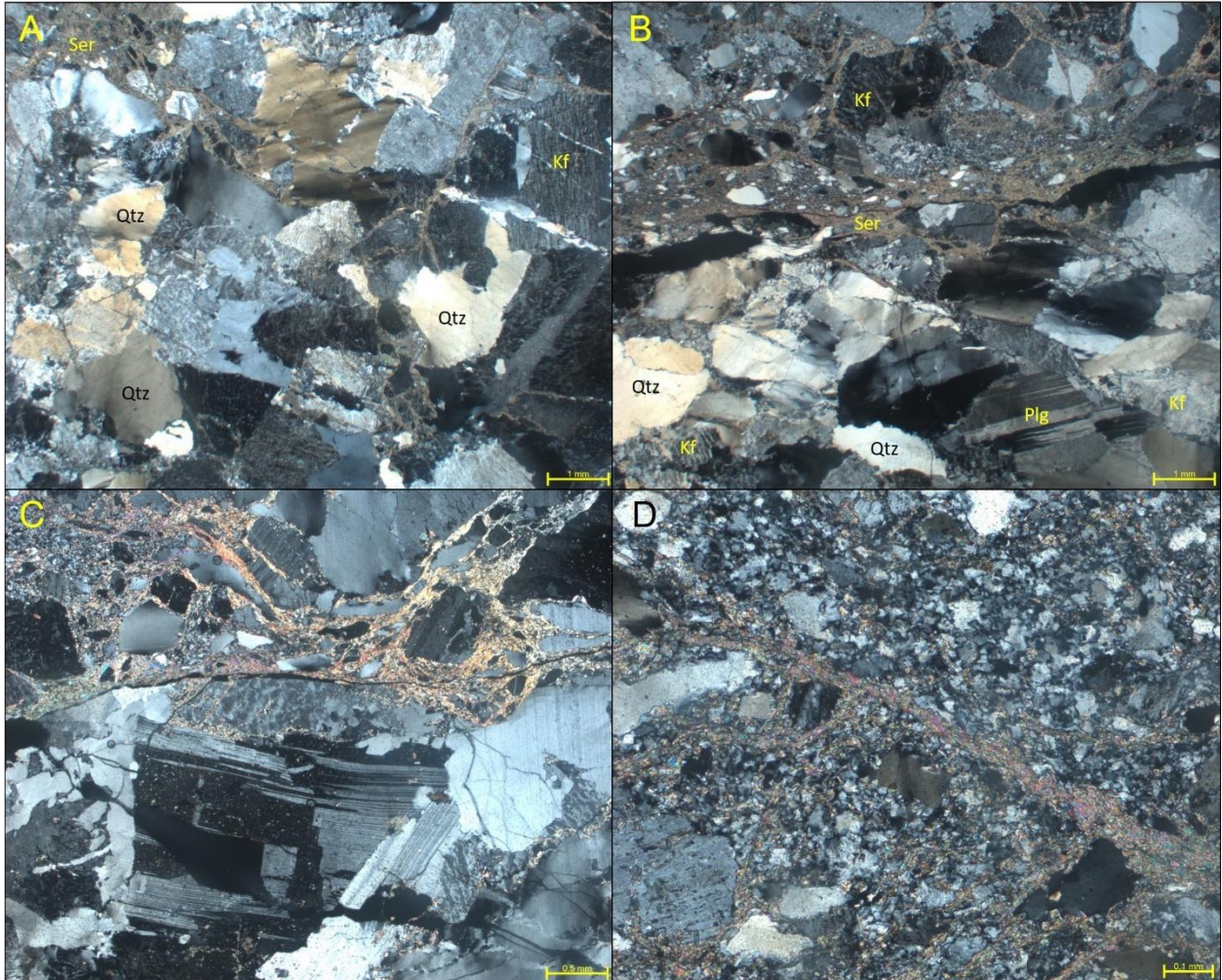


Figura 5.19. (A) Monzogranito com cristais de quartzo, feldspato potássico com exsolução mirmequitica e biotita, em aumento de 1,25 x. (B) Região com aspecto de brecha com catáclase dos minerais de quartzo e feldspato potássico em aumento de 1,25x. (C) Detalhe de mineral secundário de sericita na região de catáclase, em aumento de 2,5x. (D) Detalhe da região da lâmina com intensa alteração com sericita, aumento de 10x.



5.2.2. Fácies Hornblenda-monzogranito

Rocha de coloração esverdeada, textura fanerítica, com granulação grossa, cristais centimétricos (Figura 5.20A), constituído por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio, anfibólio, epidoto e outros minerais acessórios em menor proporção.

Microscopicamente, observou-se rocha de granulação média, holocristalina, inequigranular, hipidiomórfica, textura mirmequitica, na qual cristais de quartzo e feldspato ocorrem em contatos planos e irregulares (Figura 5.20B). Os minerais identificados são plagioclásio (35%), quartzo (30%), feldspato potássico (20%),

hornblenda (8%) (Figura 5.20C), piroxênio (5%) e actinolita (2%) (Figura 5.20D), como mineral secundário, produto de alteração da hornblenda.

Figura 5.20. (A) Amostra macroscópica TF18-IX-80 e fotomicrografias: (B) Composição do Hornblenda-monzogranito contendo cristais de quartzo, feldspato potássico e biotita em aumento de 1,25x. (C) Detalhe de cristal de anfibólio em aumento de 2,5x, (D) detalhe da actinolita com hábito fibroso radial.



5.2.3. Fácies Biotita-quartzo-monzonito

A rocha granítica encontrada na porção mais a sudoeste da área apresenta uma particularidade em relação às demais aqui descritas, por apresentar zonas de cisalhamento gerando milonitos (Figuras 5.21A e 5.21B). Em amostra de mão, foi descrita rocha de coloração rosada, textura fanerítica, inequigranular, apresentando cristais milimétricos a centimétricos. Sua mineralogia é composta por quartzo, feldspato

potássico, plagioclásio, clorita e epidoto. A zona de cisalhamento apresenta coloração esverdeada, com 3 a 5 centímetros de espessura.

Em análise microscópica, apresentou-se com granulação média, textura holocristalina, hipidiomórfica, inequigranular e mirmequítica (conferida por cristais de feldspato potássico) conforme Figura 5.21C. A mineralogia observada foi feldspato potássico (40%), plagioclásio (35%), quartzo (15%), biotita (5%) e clorita (5%), como mineral secundário (Figura 3.12D). Sua composição mineral permitiu sua classificação como biotita-quartzo-monzonito (Figura 5.22). O milonito apresenta basicamente a mesma constituição mineral, diferindo do granito pela sua granulação bem menor (Figura 5.21D).

Figura 5.21. (A) Presença de zona de cisalhamento caracterizada por faixa milonítica, (B) detalhe da faixa milonítica com aproximadamente quatro centímetros, fotomicrografias: (C) Biotita-quartzo-monzogranito contendo cristais de quartzo, feldspato potássico com textura mirmequítica, plagioclásio, biotita e clorita em aumento de 1,25x, e em (D) detalhe do limite da zona milonítica com o granito.

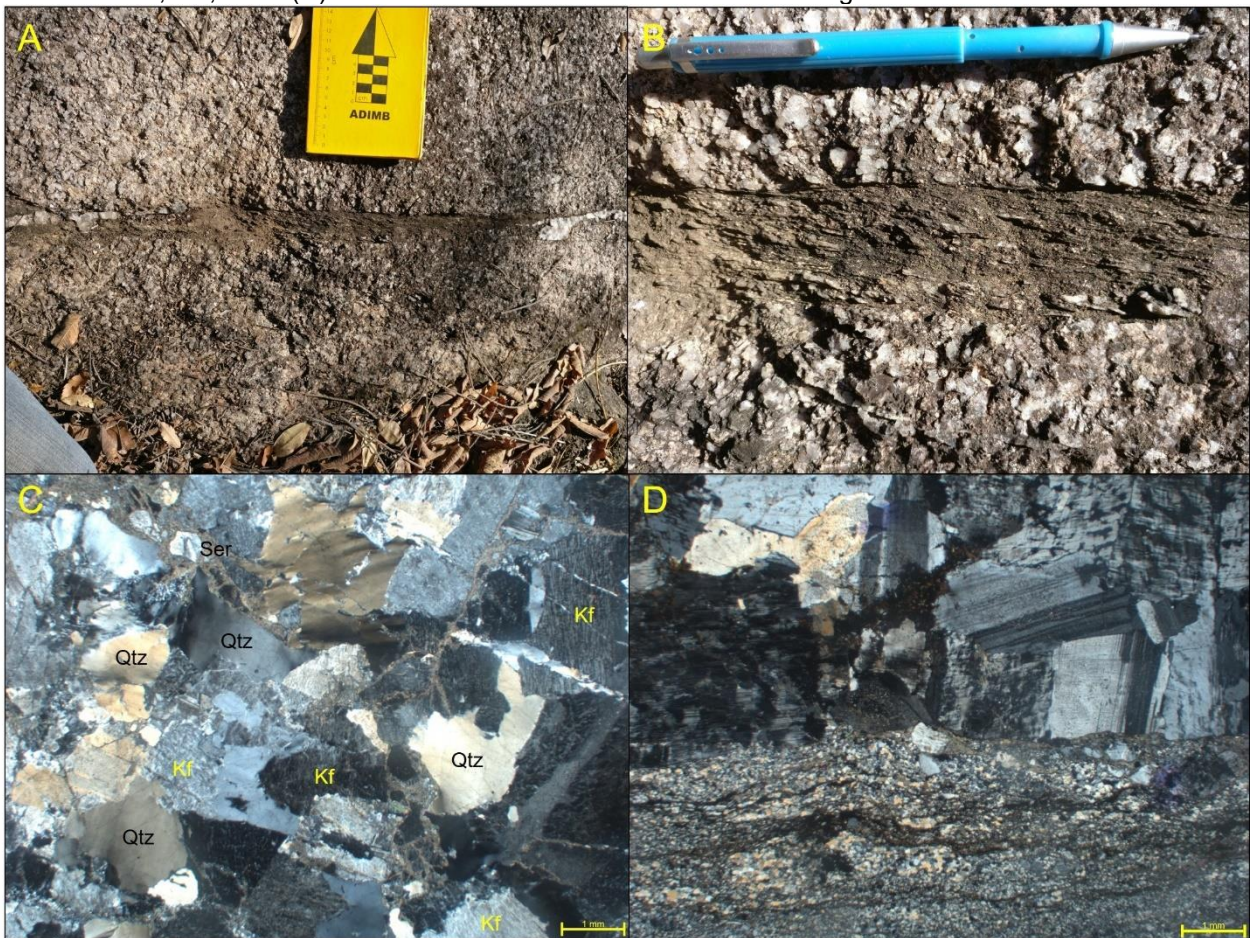
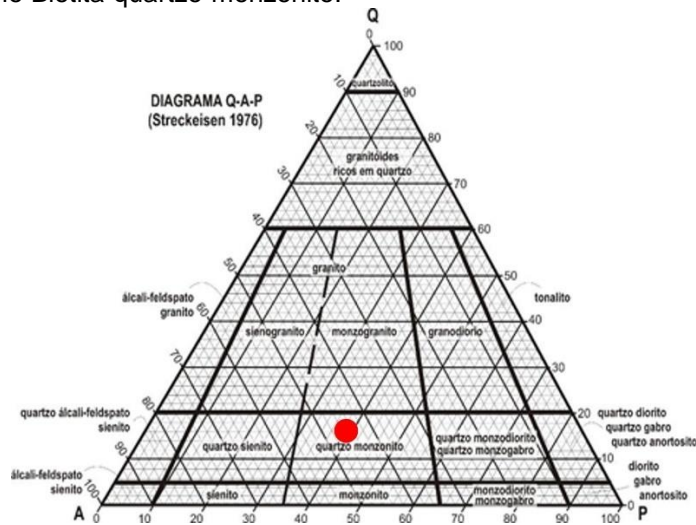


Figura 5.22. Diagrama de classificação de rochas plutônicas QAP (Streckeisen, 1976), com amostra TF18-IX-102 classificada como Biotita-quartzo-monzonito.



5.3. UNIDADE METASSEDIMENTAR INDEFINIDA (Xi(ps))

O quartzito localiza-se na porção noroeste da área, aflorando ao longo do Córrego Sueiro (Figuras 5.23A e 5.23B) e em uma porção a noroeste da mina Monte Sinai. Caracteriza-se por coloração bege, aspecto maciço e compacto, granulação fina a média e inequigranular. Sua composição consiste em quartzo puro. Esta litologia possui foliação com direção preferencial NE-SW e caimento para SE marcante, assim como veios preenchidos por quartzo.

Na região a noroeste da mina, foi identificado um quartzito de coloração rosada, coeso, granulometria fina a média e com grãos bem arredondados, muito semelhante ao encontrado na região norte, porém com estratificações cruzadas e marcas de onda muito bem preservadas (Figura 5.23C e 5.23D).

As análises microscópicas foram feitas a partir de lâmina da subárea XVI (TF18-XVI-70), que possui litologia semelhante e continuidade na subárea IX. Foi observado que é constituída por mais de 95% de grãos de quartzo, com tamanhos variando entre 0,08 mm e 1,2 mm e contatos irregulares entre os grãos. Apresenta pouca mica branca muito fina entre os grãos de quartzo.

Figura 5.23. (A) Foto do afloramento em drenagem TF18-IX-100, (B) foto das camadas de quartzito com mergulho para sudeste com ângulo de 45°. (C) Detalhe de estratificações cruzadas no quartzito TF18-IX-30. (D) Detalhe de amostra macroscópica da amostra contendo grãos de areia fina bem selecionados.



5.4. INTRUSÃO MÁFICA-ULTRAMÁFICA (NP μ)

Aflora na porção noroeste da área de estudo. Foram avaliadas 2 amostras representativas, TF18-IX-18A e TF18-IX-54, interpretadas como parte de um corpo ultramáfico a partir de dados aerogeofísicos (Figura 5.24) e de suas composições mineralógicas ultramáficas. Esse corpo tem escassez de afloramentos, constituídos em sua maioria de blocos (Figuras 5.25A e 5.25B), mas sua alta resposta magnética em produtos de aeromagnetometria permitiram sua definição. Esta unidade encontra-se intrusiva nas Suítes Santa Rosa e Ipueiras.

A rocha é de coloração verde-escuro e aspecto maciço, textura sub-fanerítica, com cristais milimétricos de sulfetos, quartzo e anfibólio. Na análise macroscópica, não foi possível distinguir os minerais, porém na análise microscópica (Figura 5.26A e 5.26B), foi observada a presença de clinopiroxênio (64%), hornblenda (15%)(Figura 5.26C), ortopiroxênio (13%), actinolita (5%) e opacos (3%), sendo classificá-la como um Hornblenda-piroxenito. É uma rocha de granulação fina a média, holocristalina,

hipidiomórfica, inequigranular, com textura poiquilítica (clinopiroxênio e actinolita inclusos em hornblenda) (Figura 5.26D).

Figura 5.24. Mapa de aeromagnetometria Sinal Analítico 3D da subárea IX que permitiu a delimitação do corpo ultramáfico.

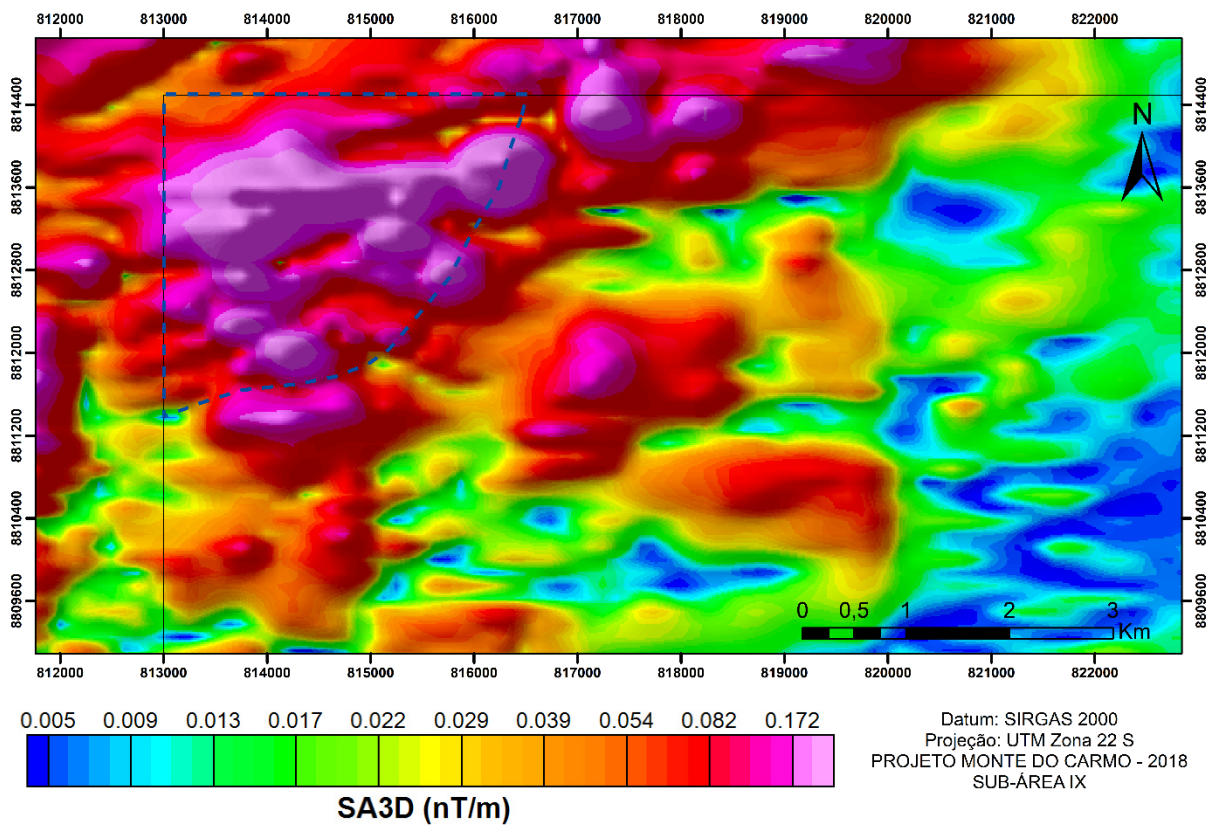


Figura 5.25. (A) Foto do afloramento em blocos TF18-IX-18, (B) afloramento em blocos rolados TF18-IX-18A.

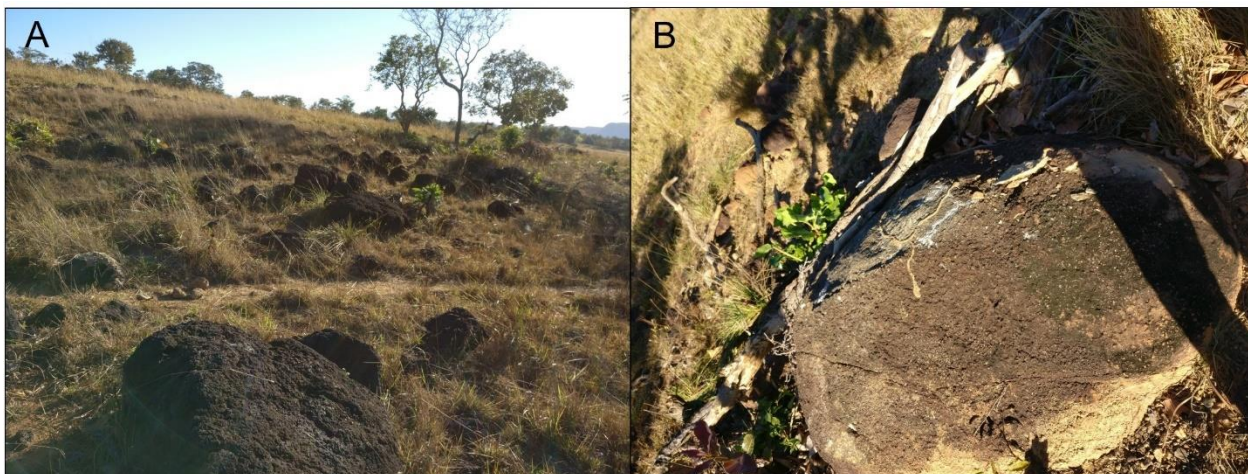
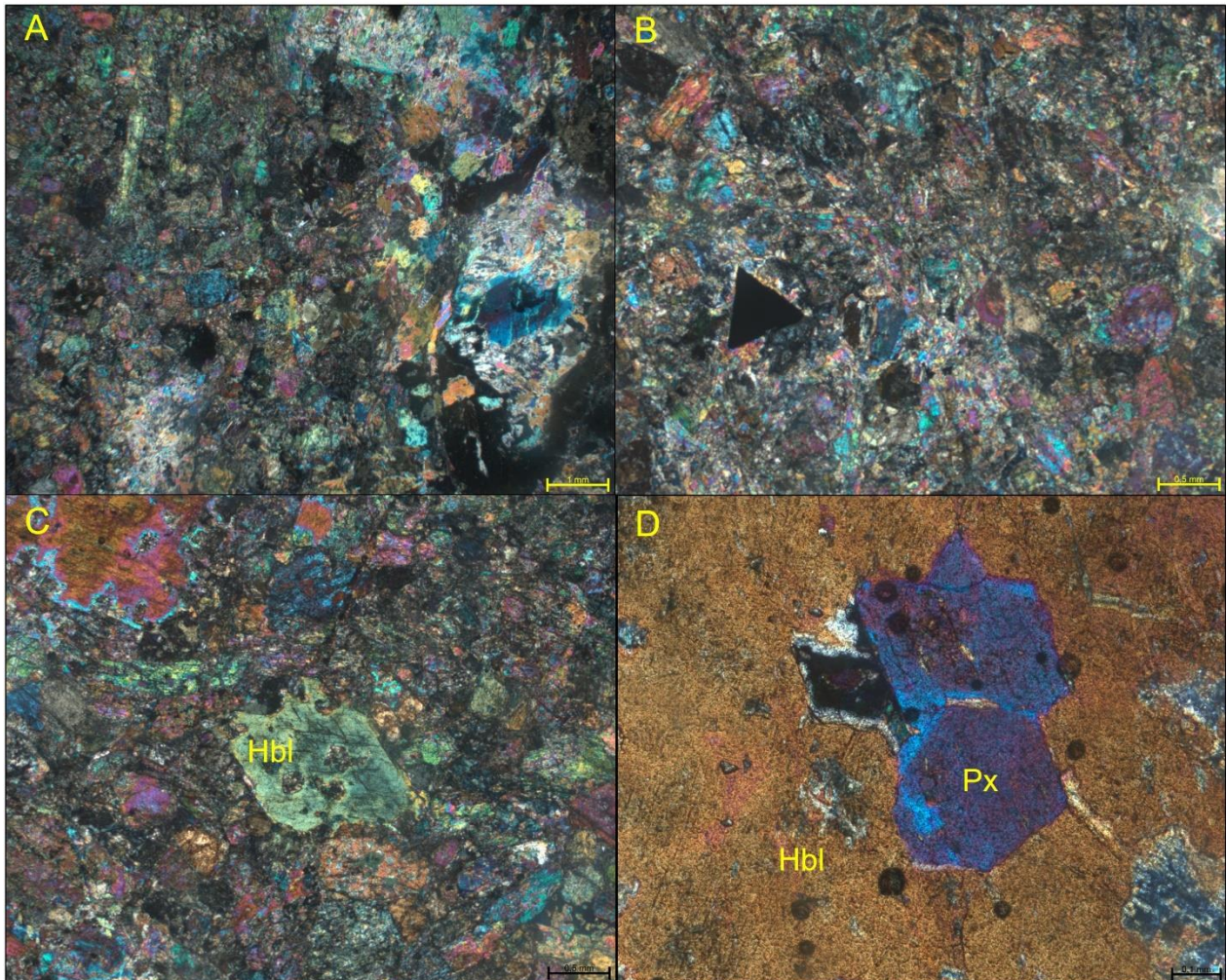


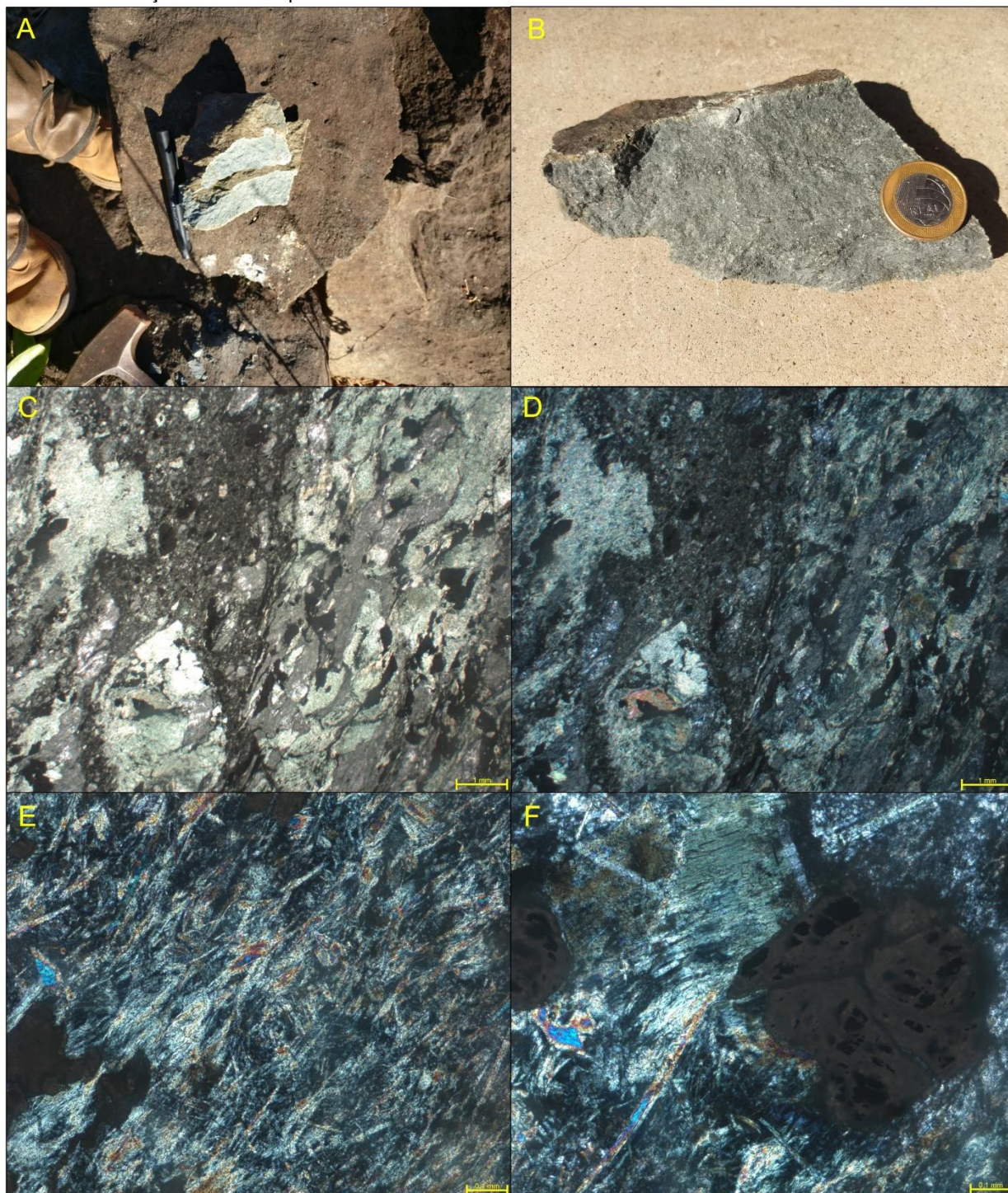
Figura 5.26. Fotomicrografias de Hornblenda-piroxenitos: (A) mineralogia composta por hornblenda, piroxênios e actinolita em aumento de 1,25x, (B) detalhe de sulfeto com forma triangular bem marcada em meio aos minerais presentes na lâmina em aumento de 2,5x, (C) detalhe de hornblenda primária com textura de reabsorção aumento 2,5x, e em (D) piroxênios com textura poiquilítica, aumento de 10x.



A amostra TF18-IX-54, foi encontrada em meio a blocos rolados de uma rocha de coloração verde-escuro (Figura 5.27A), com aspecto maciço, bem alterada, com textura sub-fanerítica (Figura 5.27B), cristais milimétricos de sulfetos, quartzo e anfibólio. Este aspecto maciço e o estágio avançado de alteração da rocha dificultaram a distinção dos demais minerais. Em análise microscópica (Figura 5.27C e 5.27D), a identificação de minerais também foi limitada, mas com o auxílio de análises de microsonda eletrônica, foi possível a determinação da mineralogia da rocha, sendo ela composta por actinolita (40%)(Figura 5.27E), clorita (30%), biotita (5%), óxidos de titânio (15%) (Figura 5.27F),

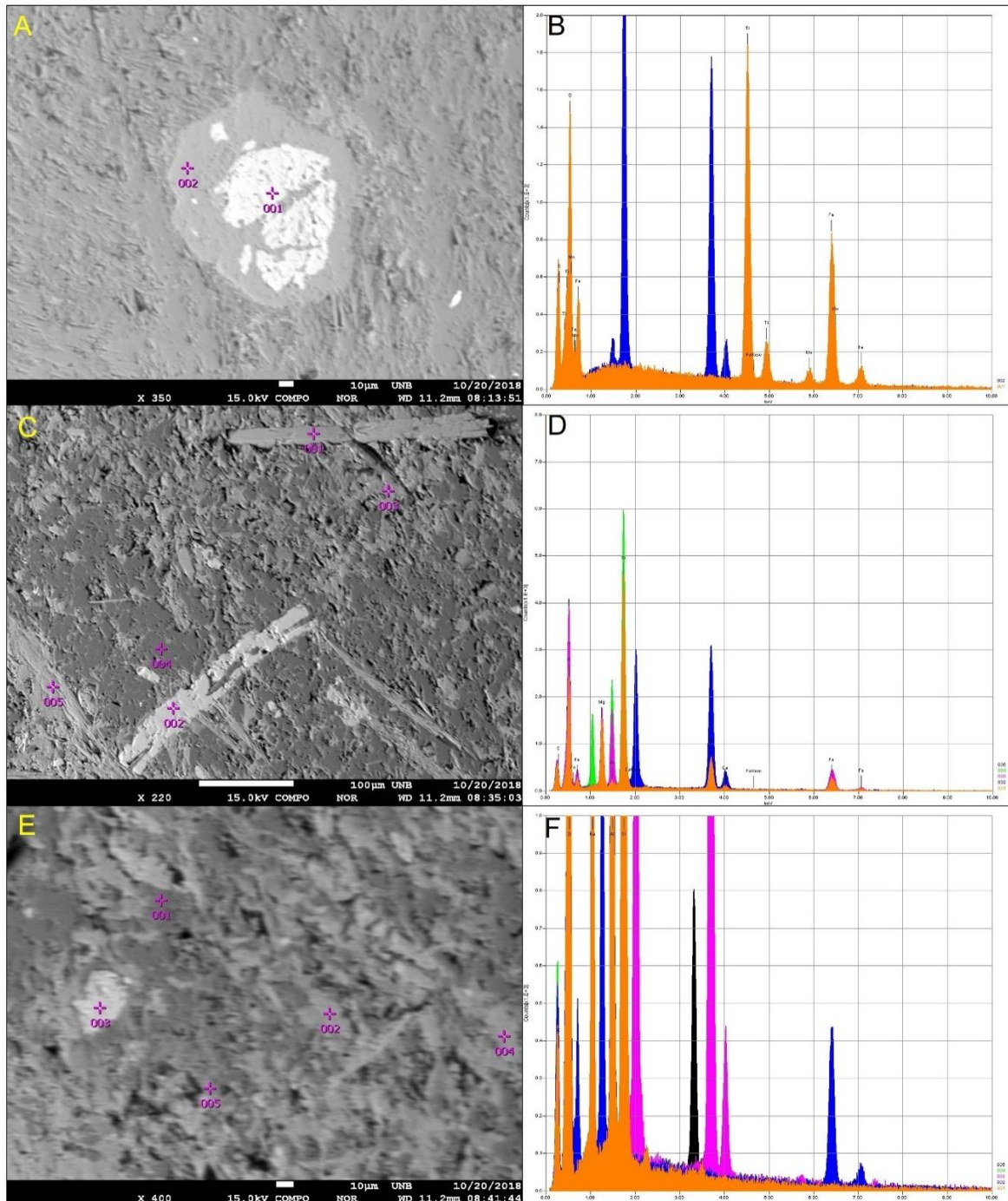
plagioclásio (<1%) e titanita (5%). Trata-se de uma rocha hidrotermalizada, tendo sua mineralogia primária alterada, classificada então como meta-máfica.

Figura 5.27. (A) Foto do afloramento em blocos do ponto TF18-IX-54, (B) foto da amostra macroscópica. Fotomicrografias das amostras de meta-máfica: em (C) e (D) visualização da lâmina bastante alterada, aumento de 1,25x, (E) presença de actinolita como mineral secundário aumento de 10x, e em (F) destaque para óxido de titânio marcando a alteração da ilmenita para titanita em aumento de 10x.



As análises de microsonda eletrônica (Figura 5.28) revelaram a presença de actinolita primária cloritizada, matriz bastante cloritizada, apatita, albita (pura, descalcificada), biotita secundária (sem Ti, formada a temperaturas mais baixas), ilmenita e titanita.

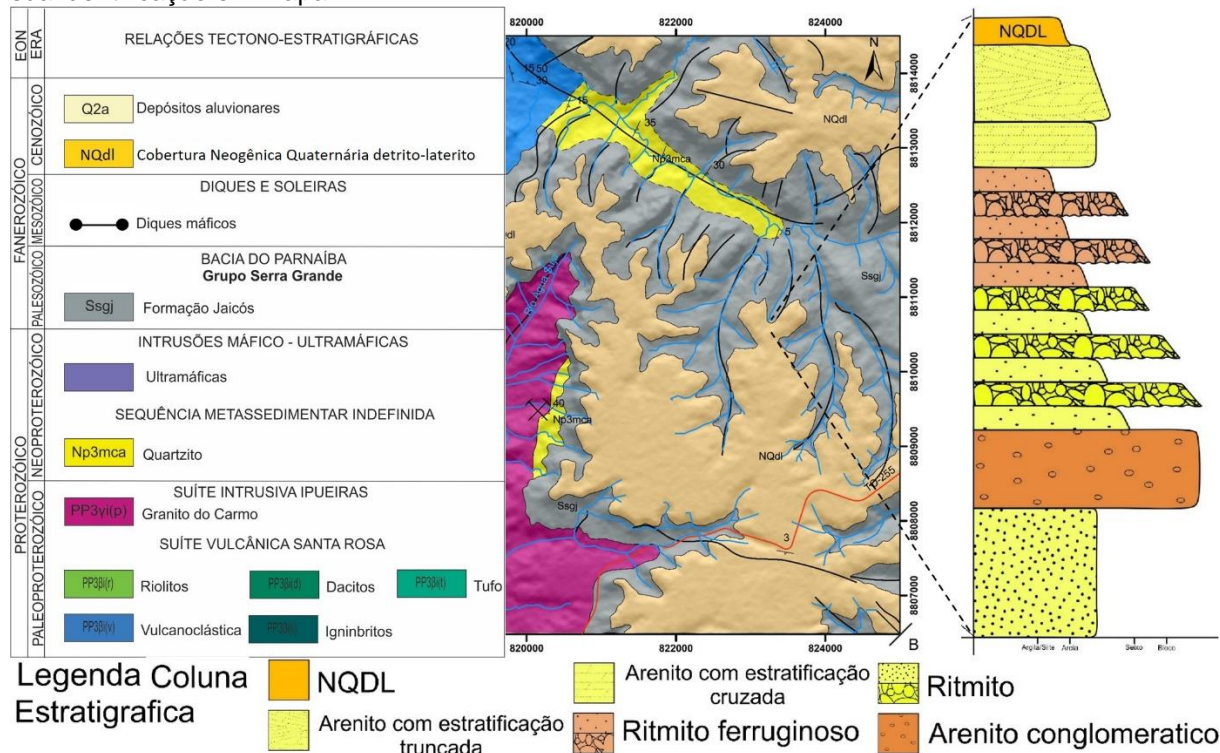
Figura 5.28. (A), (C) e (E) visualização das imagens de retroespalhamento de elétrons obtidas por microsonda eletrônica. Em (B), (D) e (F) espectros de EDS de cada seção analisada.



5.5. FORMAÇÃO JAICÓS (Ssgj)

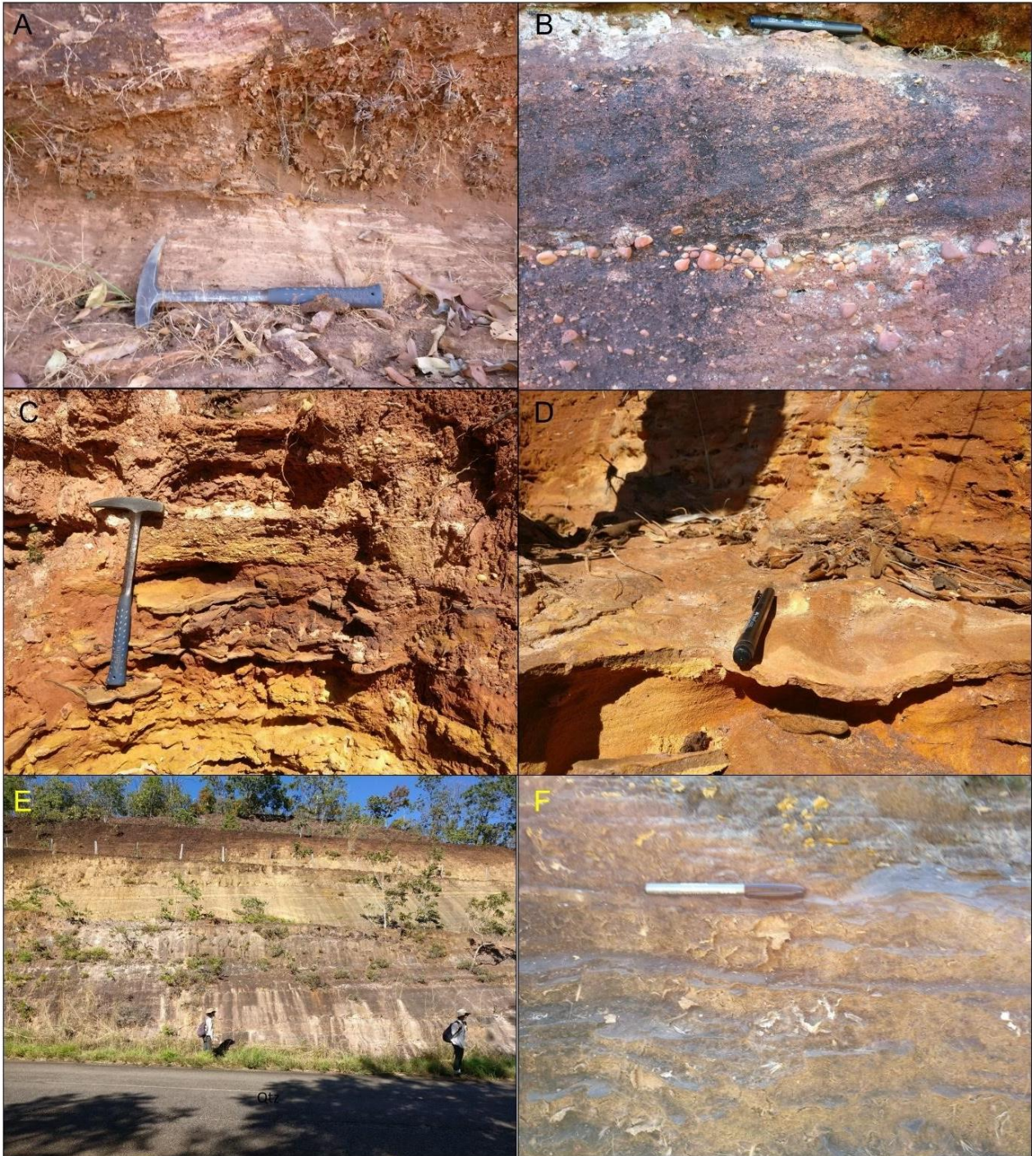
Esta unidade de aproximadamente 140 metros de espessura caracteriza-se pela alternância de pacotes sub-horizontais de arenitos e conglomerados, e acima destes, siltitos e arenitos finos intercalados, aflorando na porção leste da área. Foram realizados dois perfis, um ao longo da TO-255 e outro ao longo da estrada de terra que dá acesso à Fazenda Deus Proteja (Figura 5.29).

Figura 5.29. Coluna estratigráfica da Formação Jaicós, elaborada a partir dos dados observados em campo e sua identificação em mapa.



Os arenitos encontram-se mal selecionados, com granulometria variando de média a grossa, imaturos texturalmente e intercalando com conglomerados, expondo por vezes estratificações cruzadas. Um exemplo dessas rochas é o ponto TF18-IX-48, no qual foi observada essa intercalação de arenitos e conglomerados. Da base para o topo, estão presentes: camada métrica de arenito mal selecionado, com granulometria areia média a grossa, apresentando granodecrescência ascendente; seguida por camada com 50 centímetros de espessura de arenito médio com estratificações truncadas (Figura 5.30A); acima desta, camada de 40 centímetros de conglomerado polimitico matriz-suportado, com granulometria variando entre silte e seixos arredondados.

Figura 5.30. (A) Afloramento de arenito médio a grosso com estratificações truncadas de baixo ângulo no ponto TF18-IX-48, (B) arenito médio ferruginoso com níveis de conglomerado com estratificações cruzadas no ponto TF18-IX-96. (C) Intercalações de arenitos com níveis silticos e conglomeráticos com marcas de onda no ponto TF18-IX-45, (D) detalhe da marca de onda em nível arenoso (E) foto do afloramento do ponto TF18-IX-116 com arenitos finos intercalados com siltitos (F) detalhe da marca de onda presente no afloramento.



No ponto TF18-IX-96 (Figura 5.30B), foi verificada uma sequência similar de intercalações com espessuras de camadas variando entre 5 e 40 centímetros, com a diferença de que seus arenitos são ferruginosos. Os conglomerados apresentam matriz arenosa e clastos arredondados de quartzito. Os arenitos são mal selecionados, com granulometria areia fina a média, compostos por quartzo e feldspatos, friáveis e de coloração avermelhada.

Localmente, ocorrem níveis silticos intercalando com os conglomerados, como pôde ser observado no ponto TF18-IX-45 (Figura 5.30C). O conglomerado deste ponto apresenta-se polimítico e matriz-suportado, com clastos centimétricos. As camadas de material mais fino são representadas por siltitos com silte e argila de coloração avermelhada e eventuais marcas de onda (Figura 5.30D).

No topo dessa sequência, encontram-se rochas de granulometrias mais finas, como arenitos muito finos a finos intercalados com siltitos (Figura 5.30E). Apresentam cores claras, variando entre bege e creme/amarelo claro. No ponto TF18-IX-116, por exemplo, foi encontrada uma intercalação de arenitos finos (2 a 3 centímetros de espessura) e siltitos (2 a 5 milímetros de espessura) de coloração amarela, apresentando aspecto friável, marcas de onda (Figura 5.30F), laminações e estratificações plano-paralelas.

Nos pontos seguintes, de TF18-IX-117 a TF18-IX-119, foram observadas as mesmas rochas, variando a estruturação sedimentar primária, estando por vezes mais maciços e menos laminados/estratificados. Não foram confeccionadas lâminas delgadas desta unidade.

5.6. DIQUES BÁSICOS

Ao longo do perfil realizado no Córrego Sucuri, foi observada a intrusão do granito Monte do Carmo e do riolito Santa Rosa por um corpo subvulcânico básico de aproximadamente 50 centímetros de espessura. A relação de corte entre os diques e suas encaixantes é bem nítida em campo (Figura 5.31A).

São rochas de coloração escura, com textura porfírica que apresenta cristais de plagioclásio, por vezes saussuritizados, e de quartzo centimétricos imersos em matriz afanítica muito escura (Figura 5.31B). Em função da mineralogia presente e relações de corte, foram classificadas como diabásio. As amostras TF18-IX-71 e TF18-IX-80A são representativas desses diques.

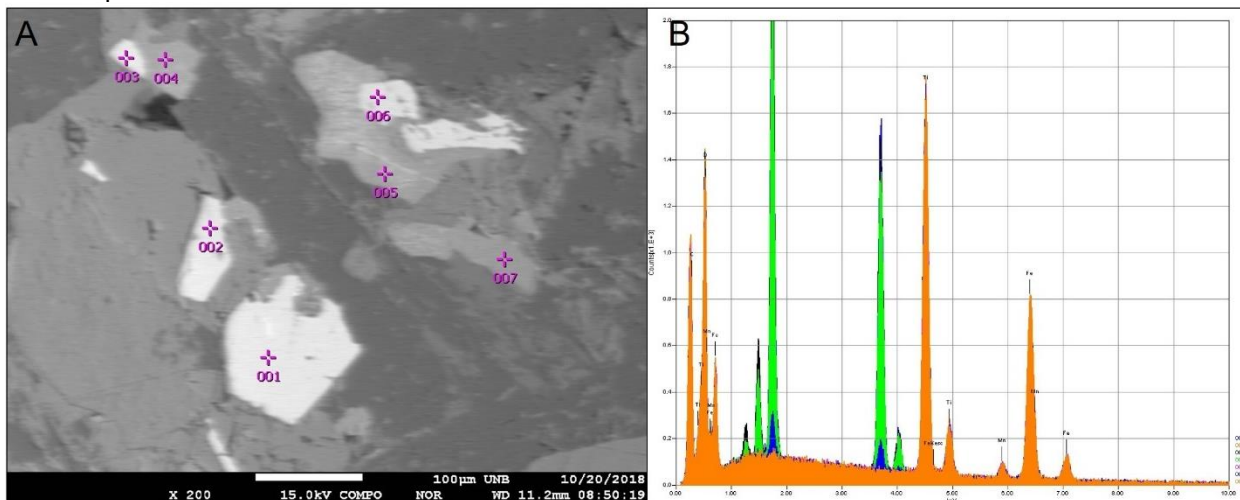
Microscopicamente, apresentam fenocristais de plagioclásio e piroxênio inseridos em uma matriz composta por piroxênios (às vezes já alterados para anfibólios). Possuem granulação fina a média, textura holocristalina, hipidiomórfica, arranjo intergranular, apresentando texturas: mega porfírica, na qual cristais centimétricos de clinopiroxênio estão imersos em uma matriz de granulação fina a média; sub-ofítica e ofítica, na qual cristais de plagioclásio estão total ou parcialmente incluídos no clinopiroxênio (Figura 5.31C e 5.31D). Sua composição mineral é dada por 35% de plagioclásio, 20% de ortopiroxênio, 15% de clinopiroxênio, 18% de clorita, 12% de opacos e <0,5% de carbonato.

Figura 5.31. (A) Foto do afloramento em blocos do ponto TF18-IX-71, (B) foto da amostra macroscópica. Fotomicrografias das amostras de diabásio (C) com mineralogia composta por fenocristais de plagioclásio alterando para sericita e piroxênios como titiano-augita em aumento de 1,25x, (D) detalhe de textura subofítica com cristais de plagioclásio contido em piroxênios em aumento de 2,5x.



Por meio da análise em microsonda eletrônica (Figura 5.32), verificou-se a presença de ilmenita (com e sem inclusão de silicato), titanita, ferro-titanita, plagioclásio sódico, clinopiroxênio e zoisita.

Figura 5.32. (A) Imagem de retroespalhamento de elétrons, com análise pontual de óxidos, em (B) espectro de EDS para as análises realizadas.



5.7. COBERTURAS NEOGÊNICAS-QUATERNÁRIAS DETRITO-LATERÍTICAS

As crostas detrito-lateríticas observadas encontram-se cobrindo boa parte da área, estando concentradas nas suas porções centro-leste e extremo oeste. São crostas ferruginosas formadas a partir de materiais predominantemente sedimentares, apresentando estruturas diversas (variam entre maciça, brechoide e pisolítica, sendo a última mais comum). Foram coletadas e descritas algumas amostras representativas desses materiais, sendo elas: TF18-IX-41, TF18-IX-52, TF18-IX-153, e TF18-IX-155.

No ponto TF18-IX-41 (Figura 5.33A), foram encontrados fragmentos de alguns tipos de crostas:

(I) Crosta pisolítica de coloração marrom-avermelhada com pisólitos avermelhados (constituídos por hematita e goethita) e amarelados (compostos por goethita e caulinita) (Figura 5.33C). Os pisólitos são envoltos por múltiplos córtex de goethita. Entre os pisólitos, ocorre intersticialmente uma matriz composta por oólitos de caulinita e alguns grãos de quartzo leitoso.

(II) Crosta pisolítica vermiforme avermelhada com matriz vermelha composta por hematita e goethita e pisólitos porosos roxos de hematita (Figura 5.33D). Os canais estão preenchidos por material argiloso. Há oólitos e quartzo na matriz areno- argilosa.

(III) Crosta pisolítica marrom-avermelhada com matriz apresentando oólitos de caulinita e quartzo cristalino nos interstícios dos pisólitos. Os pisólitos são compostos por hematita e goethita, são porosos e apresentam múltiplos córtex de goethita.

(IV) Crosta proto-nodular marrom-avermelhada com matriz rosada composta por hematita e caulinita. Os nódulos apresentam-se com 3 núcleos distintos: i) hematítico poroso; ii) hematítico poroso com quartzo anguloso leitoso milimétrico; iii) hematítico com oólitos de caulinita. Todos os nódulos apresentam córtex de goethita com oólitos de caulinita.

A amostra do ponto TF18-IX-52 é uma crosta maciça, predominantemente marrom-avermelhada com porções rosadas, amareladas e cinza escuro. Há alguns oólitos com núcleo de caulinita presentes nas porções de hematita e goethita (rosadas) e nas porções de goethita (cinza escura).

No ponto TF18-IX-153, foi observada crosta vermiforme de coloração marrom-avermelhada. Sua matriz é composta por goethita e caulinita cortada por canais, apresentando filmes de goethita nas suas bordas. Há abundância de quartzo cristalino ocorrendo de forma disseminada.

Já no ponto TF18-IX-155 (Figura 5.33F), foi encontrado fragmento de crosta maciça marrom-avermelhada rica em cristais de quartzo angulosos milimétricos. A matriz é composta por hematita e goethita (porções avermelhadas) e por goethita e caulinita (porções amareladas).

As análises de Difração de Raios-X confirmaram a mineralogia observada em análises macroscópicas. Elas permitiram verificar a diferença entre dois tipos de crostas: (i) desenvolvidas sobre materiais mais argilosos, como as do ponto TF18-IX-53. A quantidade de quartzo é ínfima, não sendo denunciada no difratograma; (ii) desenvolvidas sobre quartzitos, como as do ponto TF18-IX-153, cujo difratograma exibe um pico considerável de quartzo (Figura 5.34).

Figura 5.33. (A) Blocos de crosta lateríticas em sua maioria apresentando estrutura pisolítica, encontradas no ponto TF18-IX-41, (B) ocorrência de crosta laterítica em corte de estrada no ponto TF18-IX-52. (C) Amostra TF18-IX-41 de crosta pisolítica de coloração marrom-avermelhada com pisólitos avermelhados (constituídos por hematita e goethita) e amarelados (compostos por goethita e caulinita), (D) crosta pisolítica vermiforme avermelhada com matriz vermelha composta por hematita e goethita (E) crosta maciça, marrom-avermelhada com porções rosadas, amareladas com alguns oólitos, ponto TF18-IX-52. (F) Crosta maciça marrom-avermelhada rica em cristais de quartzo com matriz composta por hematita e goethita ponto TF18-IX-155.

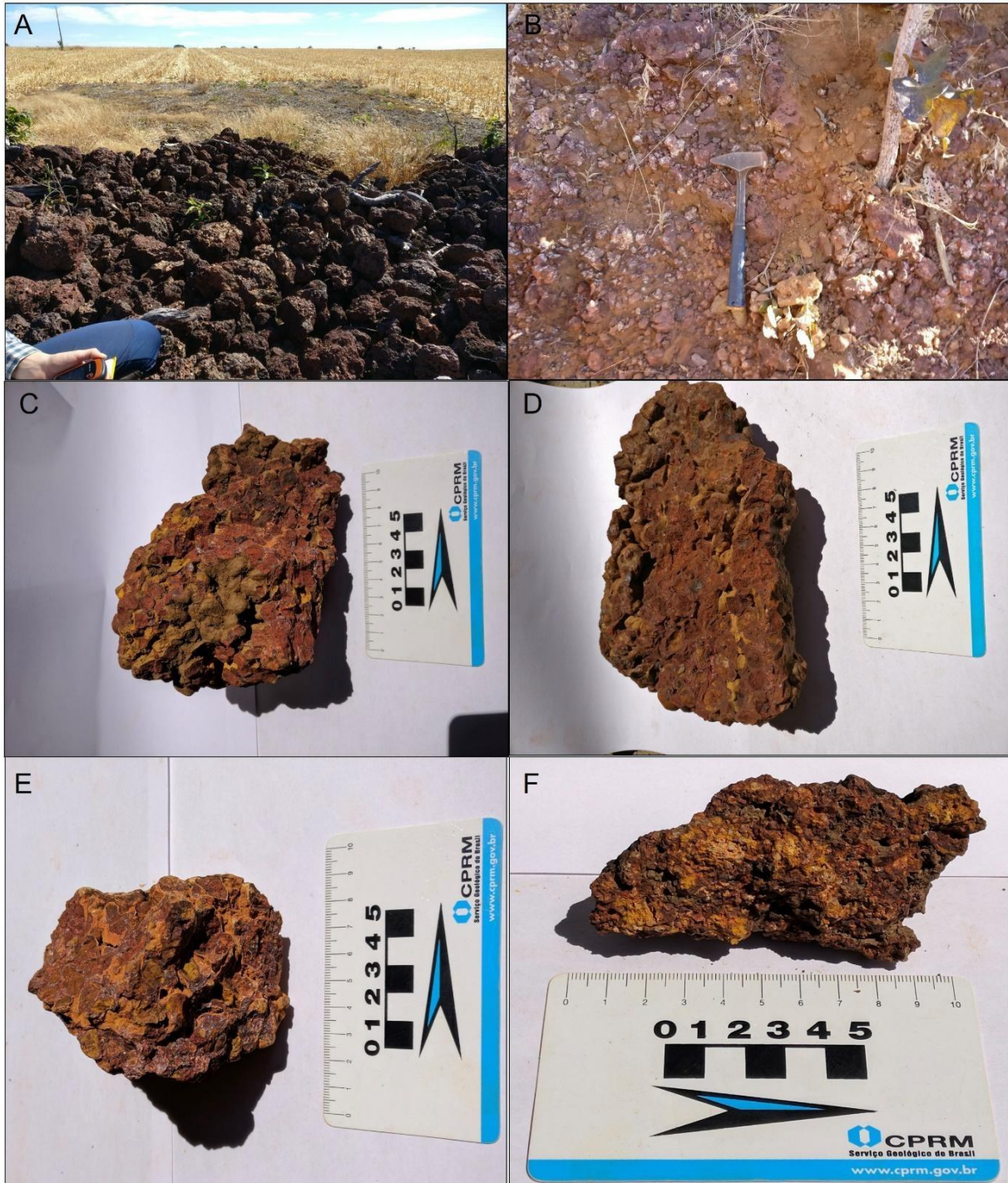
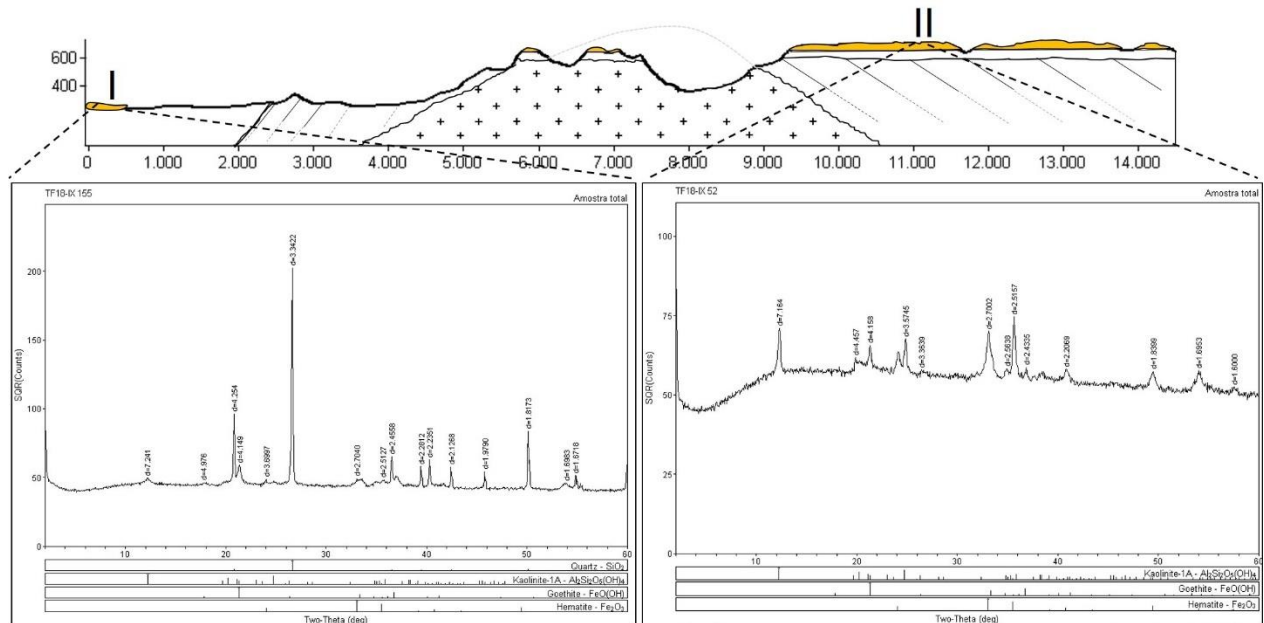


Figura 5.34. Desenho esquemático para ilustrar a diferença entre dois tipos de crostas: (i) desenvolvidas sobre quartzitos, como as do ponto TF18-IX-153, cujo difratograma exibe um pico considerável de quartzo e (ii) desenvolvidas sobre materiais mais argilosos, como as do ponto TF18-IX-53. A quantidade de quartzo é ínfima, não sendo denunciada no difratograma.

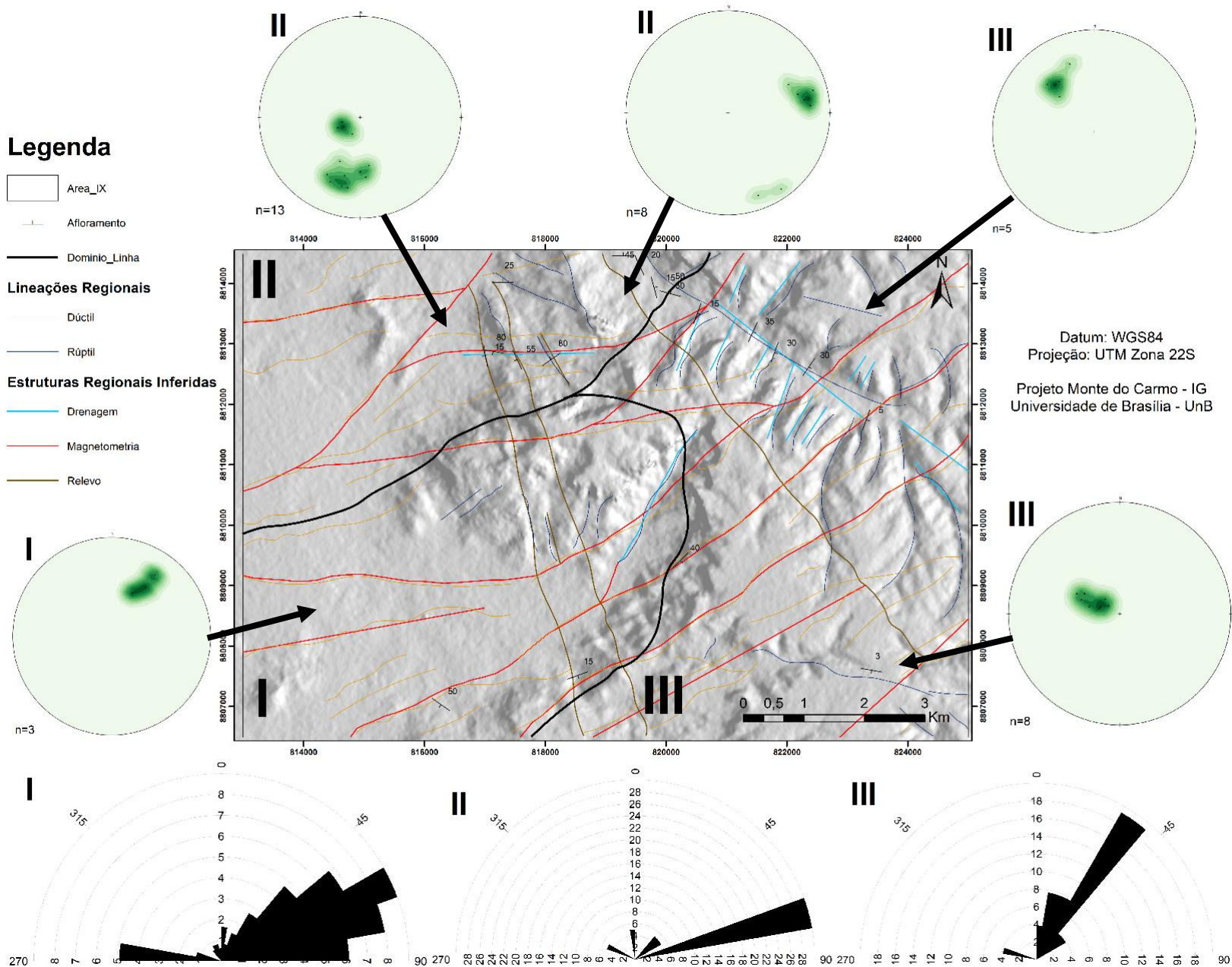


5.8. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

Foram definidos três domínios estruturais principais na área (Figura 3.35), tendo como base análises de lineamentos regionais (feições profundas obtidas por meio dos produtos de aeromagnetometria primeira derivada e derivada *tilt*, e feições superficiais por imagens de relevo sombreado), de medidas das estruturas coletadas em campo e de estereogramas de foliações.

Ocorrem na área quatro conjuntos de estruturas: A Família 1 (F1) é caracterizada pela direção preferencial NE-SW, são lineamentos regionais e com maior expressividade. Suas estruturas são foliações (acamamentos) e fraturas que ocorrem nos três domínios; a Família 2 (F2) é definida pela presença de estruturas com direção aproximada E-W, que reúne falhas e fraturas; Família 3 (F3) com direção preferencial NNE-SSW são estruturas rúpteis que interceptam as demais; Família 4 (F4), com direção NW-SE, possui foliações e fraturas.

Figura 5.35. Mapa de Domínios Estruturais. À direita do mapa, as rosetas de lineamentos regionais obtidas por SIG de cada domínio. Abaixo do mapa, os estereogramas de foliações referentes a cada domínio.



O Domínio Estrutural I localiza-se na porção sudoeste da área. É marcado predominantemente pela presença de estruturas da F1. Com menor representatividade, encontram-se lineamentos com *trends* mais próximos de NW-SE (F4). Em campo, encontram-se zonas de cisalhamento discretas centimétricas, fraturas, falhas com rejeitos centimétricos e diques. Uma particularidade deste domínio é seu caráter maciço e isotópico, no que concerne às foliações.

As rochas compreendidas por este domínio são rochas graníticas, rochas vulcânicas ácidas e diabásio em forma de diques com direções NW-SE, constituindo corpos em geral não muito expressivos, com dimensões métricas. O granito tem sua forma geral segundo a direção preferencial do domínio, que concorda com a orientação regional vista no projeto (NE-SW).

O Domínio Estrutural II situa-se no noroeste da área e é marcado pela presença de lineamentos com direção preferencial E-W (F2). Secundariamente, apresenta a direção NE-SW (F1). Nele, predominam estruturas rúpteis, como fraturas e falhas, além de possuírem foliações NE-SW e NNW-SSE. As rochas compreendidas neste domínio são rochas vulcânicas ácidas, vulcanoclásticas e plutônicas básicas.

O Domínio Estrutural III ocupa toda a região leste da área e é caracterizado por lineamentos dúcteis com direção NE-SW (F1) interceptadas por lineamentos rúpteis discordantes, com direções NW-SE (F4) e NNE-SSW (F3). As estruturas observadas nesse domínio são foliações, fraturas e falhas. Uma singularidade deste domínio é o seu caráter predominantemente rúptil.

As rochas presentes no domínio são quartzito, arenito, conglomerado, siltito e laterito. As foliações, concordantes com o *trend* NE-SW, estão restritas aos quartzitos, em contato abrupto com as rochas adjacentes. As rochas sedimentares estão dispostas sub-horizontalmente e apresentam feições rúpteis-dúcteis.

5.8.1. Elementos de Trama Dúctil

5.8.1.1. Foliações

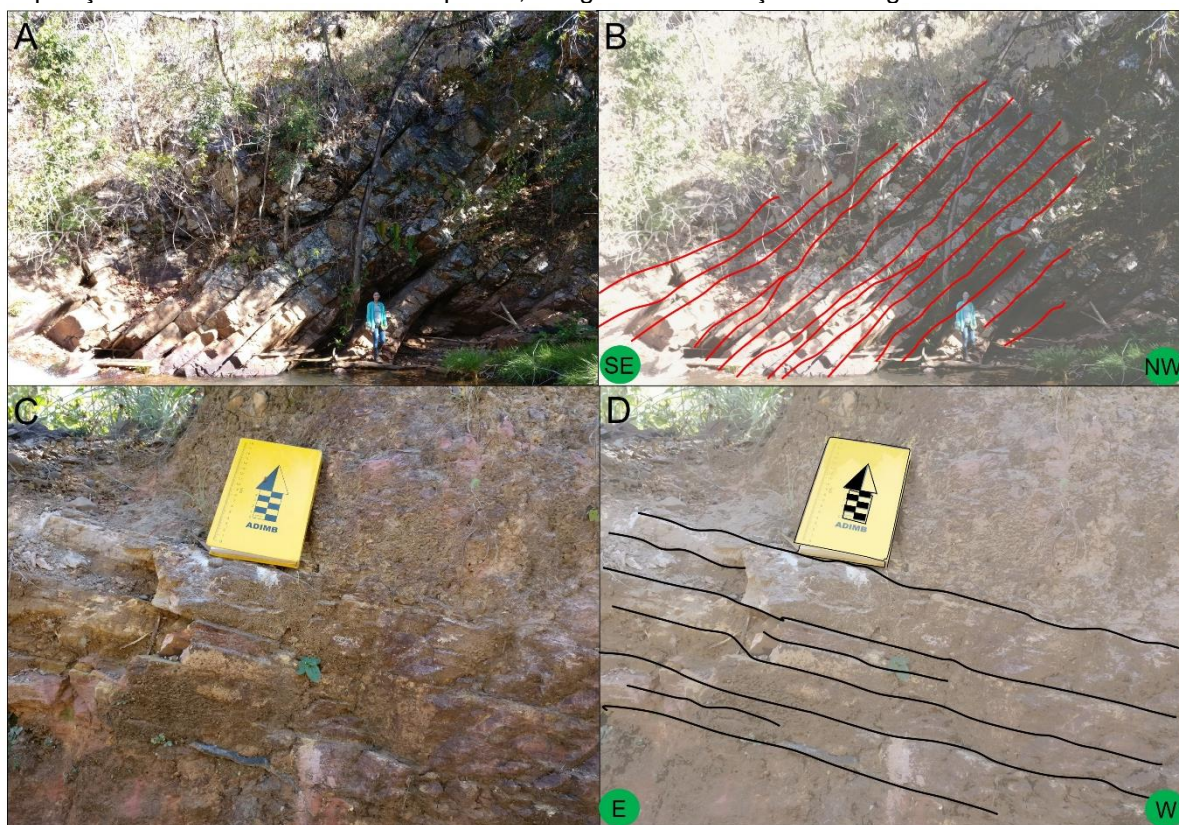
A definição de foliações adotada neste trabalho é a de Pluijm & Marshak (2004, pp. 272 e 273):

"A foliation is any type of planar fabric in a rock. [...] Thus, bedding, cleavage, schistosity, and gneissosity all qualify as foliations".

Na área, estão presentes nos três domínios. No Domínio I, ocorrem foliações miloníticas, com caráter mais dúctil e restritas a zonas de cisalhamento. Estas foliações são definidas pelo alinhamento de filossilicatos e grãos de quartzo. Nos domínios II e III, as foliações presentes são definidas por tramas planares que são acamamentos rotacionados.

No Domínio II, ocorrem três direções de foliações: aproximadamente NW-SE, N-S e E-W, concordantes com os lineamentos regionais (Figuras 5.36C e 5.36D). A pluralidade de direções de foliações neste domínio deve-se ao arqueamento dos lineamentos regionais e da presença de grandes falhas N-S.

Figura 5.36. (A) acamamento em afloramento de quartzito TF18-IX-100 ao longo do perfil do Córrego Sueiro, mergulhando para SE com ângulos entre 30 e 45°. Estruturas pertencentes ao Domínio Estrutural III, (B) figura esquemática para ilustrar a disposição das camadas, mergulho e orientação da imagem em vermelho. (C) Acamamento em rochas vulcanoclásticas, TF18-IX-88, Domínio Estrutural II. Apresentam direção aproximada NW e mergulho de 15° em (D) figura esquemática para ilustrar a disposição das camadas e em linhas pretas, mergulho e orientação da imagem.



O Domínio III é marcado pela presença de foliações com direção NE-SW nos quartzitos, com mergulhos variando entre 30 e 45°, exibindo-se bem penetrativas e com espessuras variando entre 30 centímetros e 1 metro (Figuras 5.36A e 5.36B).

Figura 5.37. Foliação de alto ângulo em rocha vulcânica ácida, Domínio Estrutural II, ponto TF18-IX-55. Apresenta direção aproximadamente E-W e mergulhos entre 80 e 85°.



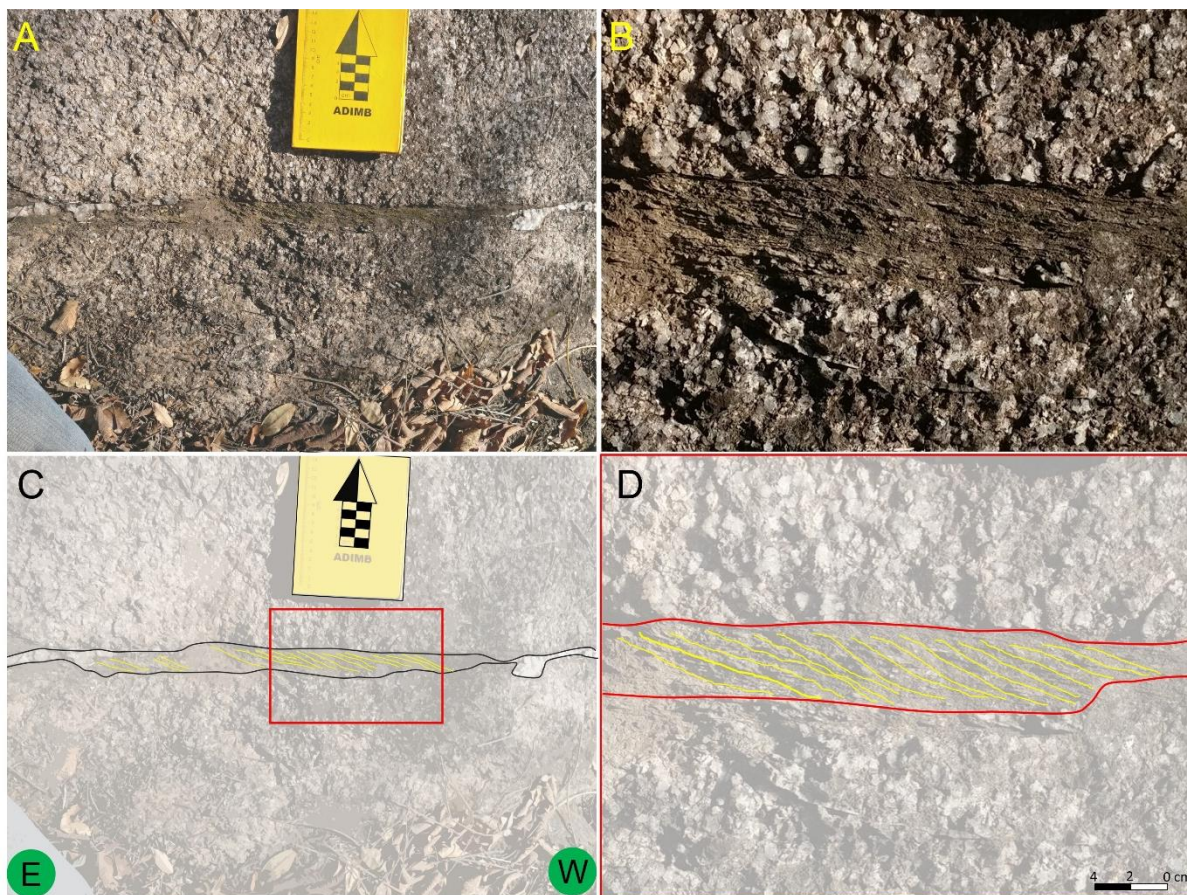
5.8.1.2. Zonas de cisalhamento

Essas estruturas encontram-se presentes na área essencialmente no Domínio I, definidas como zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis e dúcteis. No Domínio II, encontra-se uma zona de cisalhamento localizada no extremo noroeste da área, inferida por aeromagnetometria e dados de campo da área IV.

As zonas de cisalhamento dúcteis estão presentes nas rochas graníticas, localizadas principalmente nas bordas do granito. Apresentam aproximadamente 5 centímetros de largura e extensões métricas. Ocorrem de forma restrita, correspondendo a porções limitadas no afloramento (Figura 5.38). Objetos de giro e indicadores cinemáticos não foram encontrados, inviabilizando a determinação do sentido do movimento.

As zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis concentram-se na porção central da área. Diferentemente das dúcteis, elas apresentam feições de ruptura, tais como fraturas e veios preenchidos na forma de *tension gashes*, alguns deles constituindo sigmoides com cinemática sinistral, compondo faixas de aproximadamente 10 centímetros de largura e extensões centimétricas a métricas.

Figura 5.38. (A) Zona de cisalhamento dúctil TF18-IX-102, inserida no Domínio Estrutural I. (B) O contato entre a ZC e a rocha encaixante é abrupto e ela apresenta direção E-W. À direita se encontra o detalhe da região delimitada em vermelho, e em (C) e (D) figura esquemática para ilustrar a disposição das camadas, mergulho e orientação da imagem.



5.8.2. Elementos de trama rúptil

5.8.2.1. Falhas

No Domínio I, ocorrem falhas em diferentes escalas, desde em escala de afloramento, até microscópicas. Em sua maioria, apresentam dimensões e rejeitos centimétricos, estão associadas a cataclasitos, cortando veios de quartzo. São classificadas como transcorrentes e sua orientação é segundo a direção N-S (Figuras 5.39A e 5.39B).

O Domínio II é marcado pela presença de microfalhas observadas em lâmina delgada. Sua descrição encontra-se na seção Microestrutural.

No Domínio III, foi verificada a presença de uma falha inversa de direção NW-SE (Figura 5.40) vista em perfil, em corte de estrada na TO-255, com 5 metros de altura e gerando dobras de arrasto associadas. Também presente neste domínio, uma

falha de direção NE-SW, caracterizada por definir um contato litológico. Não foram identificados indicadores cinemáticos que permitissem sua classificação. No entanto, a mudança litológica abrupta e dados de sensoriamento remoto (aerogeofísica e análise de relevo) corroboram para a definição desta falha.

Figura 5.39. Falhas observadas no Domínio Estrutural I, (A) apresentando movimentação transcorrente de veios de quartzo TF18-IX-40, (B) figura esquemática para ilustrar a geometria e os elementos da falha, mergulho e orientação da imagem, (C) apresenta cinemática sinistral TF18-IX-38, (D) figura esquemática para ilustrar a geometria e os elementos da falha, mergulho e orientação da imagem.

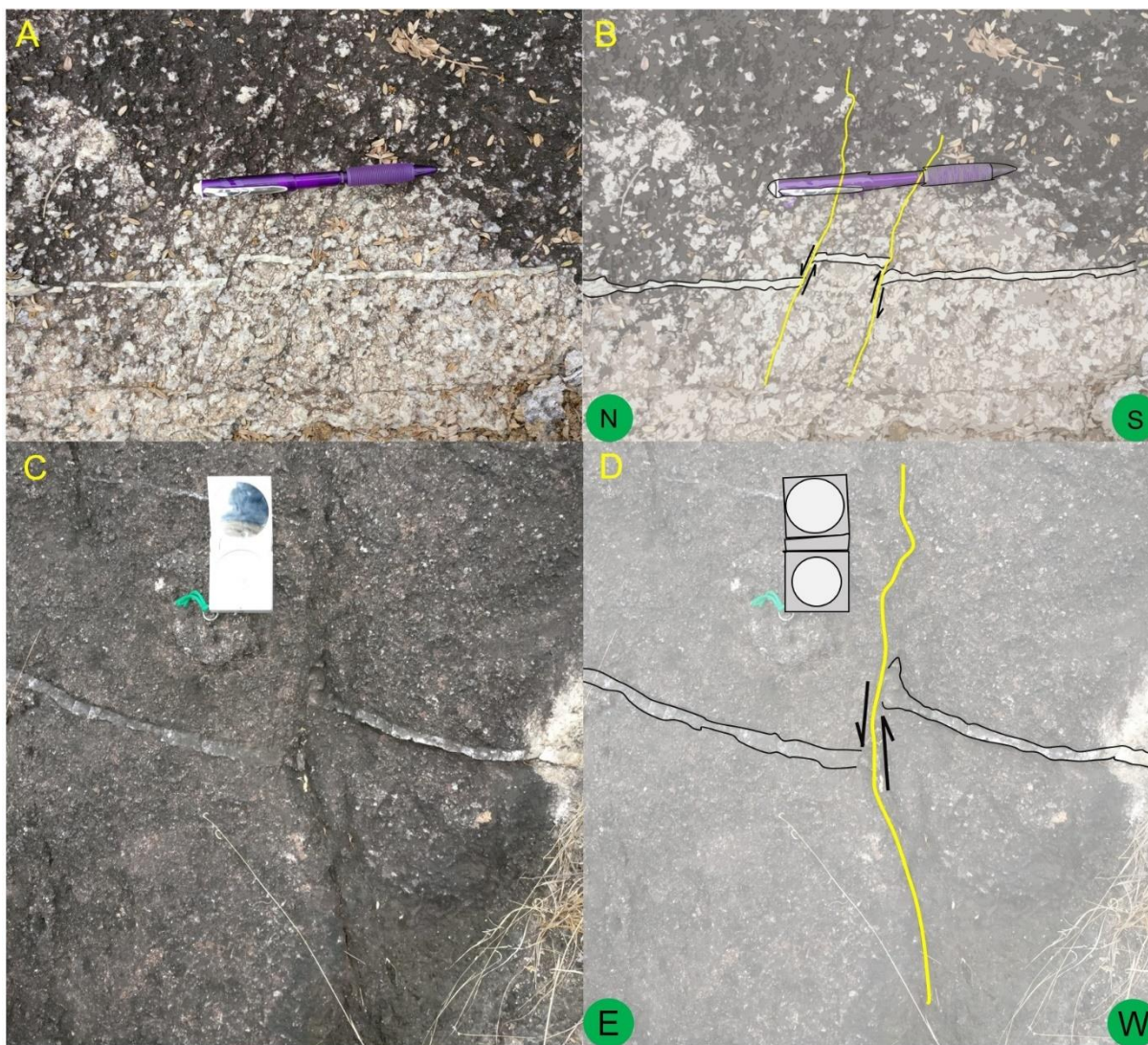


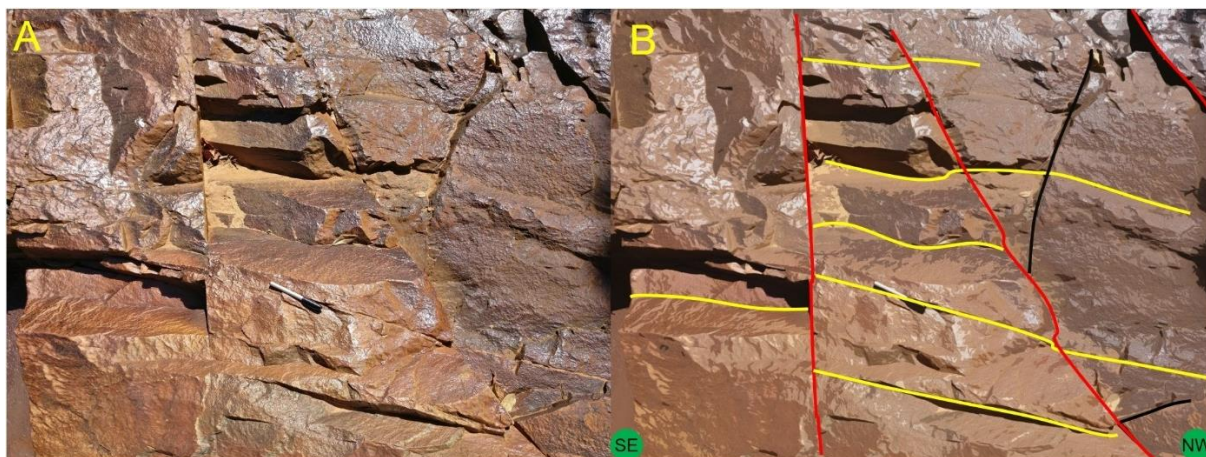
Figura 5.40. (A) Falha inversa TF18-IX-01, pertencente ao Domínio Estrutural III, em que o bloco da esquerda desceu em relação ao da direita provocando dobra por arrasto de falha. (B) Figura esquemática para ilustrar a geometria e os elementos da falha, mergulho e orientação da imagem.



5.8.2.2. Fraturas

As fraturas estão presentes por toda a extensão da área. Em escala regional, são verificados lineamentos com *trends* NE-SW e NW-SE, com extensões quilométricas e boa expressão em produtos de aerogeofísica. Nos afloramentos visitados, foram distinguidas algumas famílias de fraturas: i) direção N-S apresentando maior expressividade; ii) direção E-W iii) *trend* predominante NE-SW e iv) com orientação NW-SE. Todas as fraturas apresentavam paralelismo, com geometria predominantemente planar, com pouca ou nenhuma abertura e espaçamentos variados (Figura 5.41).

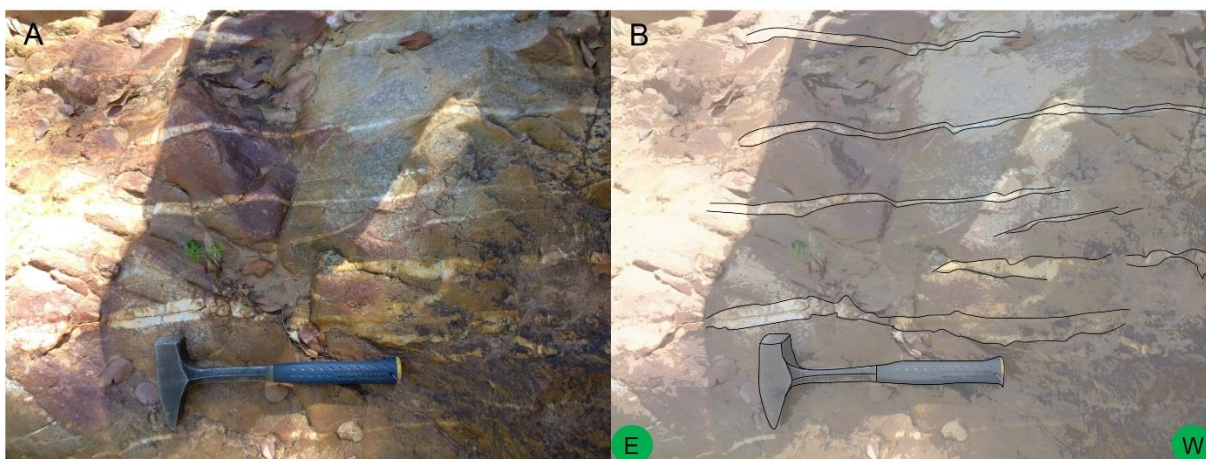
Figura 5.41. (A) Fraturamento em rochas vulcânicas, ponto TF18-IX-92, (B) figura esquemática para ilustrar a geometria e os elementos da falha, mergulho e orientação da imagem.



5.8.2.3. Veios e diques

Os veios da área são preenchidos por quartzo e têm sua orientação segundo a direção preferencial aproximada N-S (fraturas N-S com aberturas E-W) com oscilações para leste e oeste, cortando as demais estruturas e menos comum com direção NE-SW e NW-SE (pares conjugados). Apresentam extensões e aberturas variáveis, desde métricas até microscópicas e por vezes exibem formas sigmoidais (Figura 5.42).

Figura 5.42. (A) Veios preenchidos por quartzo em quartzito do Domínio Estrutural III, no ponto TF18-IX-100, com direção NE, (B) figura esquemática para ilustrar a geometria e os elementos da falha, mergulho e orientação da imagem.



Os diques da área foram observados no Domínio I. São compostos por diabásio, possuem direção NW-SE e contato abrupto com as litologias encaixantes. Possuem extensões métricas e aberturas centimétricas. Há indícios da existência de

diques no Domínio II, devido à ocorrência restrita de diabásio com orientação discordante da foliação local (Figura 5.43).

Figura 5.43. Dique de diabásio inserido no Domínio Estrutural I TF18-IX-136.



5.9. MICROESTRUTURAL

As microestruturas dúcteis correspondem a milonitos. A lâmina tipo representante dessas estruturas é a TF18-IX-102, na qual é possível ver o contato abrupto entre o granito sem deformação e a estreita faixa de material milonitizado (Figura 5.44A). O milonito possui basicamente a mesma mineralogia da rocha encaixante, diferindo desta pela presença de filossilicatos, como clorita e mica branca, e por apresentar uma matriz recristalizada com diminuição da granulação.

O contato entre o granito e o milonito é abrupto, conferindo um contraste bem definido entre as duas rochas. É possível verificar que o milonito apresenta granulação muito mais fina que a rocha encaixante, devido à recristalização dos grãos de quartzo e feldspatos, que constituem a matriz. Em meio a essa matriz, encontram-se alguns porfiroclastos, de mesma mineralogia, que resistiram à deformação. Observa-se também uma foliação milonítica definida pela orientação preferencial dos filossilicatos, que por vezes se deflecta em função da presença de clastos, gerando sombras de pressão (Figura 5.44B).

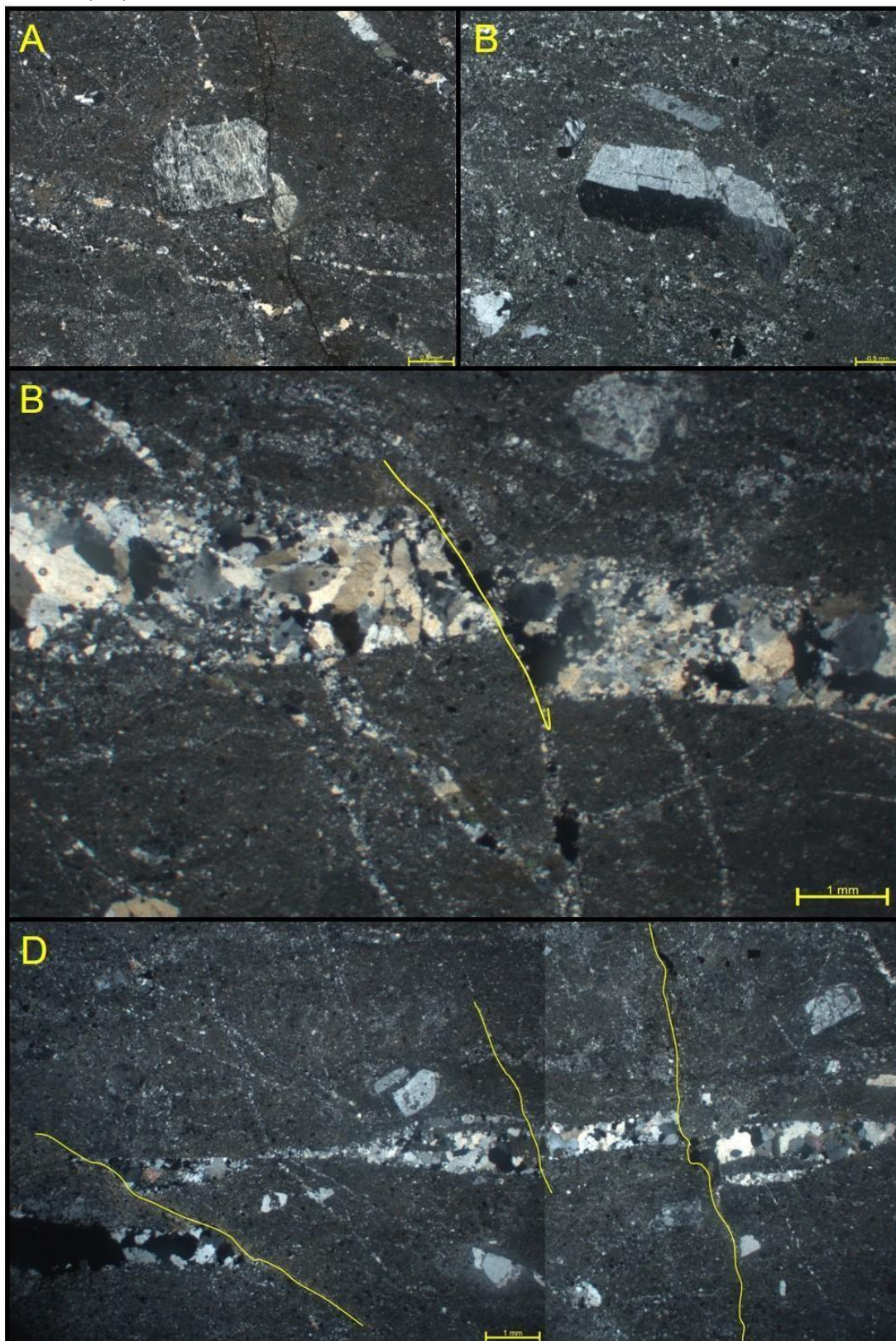
Uma feição interessante do milonito é a presença de três grupos de granulações diferentes de quartzo e feldspato: i) grãos muito finos da matriz, apresentando em média 0,023 mm de diâmetro; ii) grãos constituindo agregados, com média de 0,113 mm de diâmetro e iii) porfiroclastos que resistiram à deformação, com média de 0,372 mm de tamanho (Figura 5.44C).

Já as microestruturas rúpteis, correspondem a fraturas e falhas. A lâmina tipo dessas estruturas é a TF18-IX-57. Trata-se de um riolito porfirítico com matriz afanítica e fenocristais. Foi verificado que alguns deles encontram-se falhados, apresentando rejeitos de 0,058 mm a 0,470 mm (Figura 5.45A e 5.45B). A lâmina exhibe fraturas por toda sua extensão, apresentando aberturas variadas, entre 0,012 mm e 4,66 mm, preenchidas por quartzo recristalizado com granulação variando entre 0,01 mm e 1,1 mm. As fraturas maiores atravessam toda a extensão da lâmina, (Figura 5.45C). Elas exibem-se com espessuras variando ao longo da sua extensão. Já as menores, apresentam dimensões centimétricas. Não existe um padrão único de direção de fraturamento na lâmina (Figura 5.45D).

Figura 5.44. Fotomicrografia da lâmina TF18-IX-102, (A) exibindo o contato abrupto entre o milonito (parte inferior) e o granito (parte superior). É evidente a diminuição da granulação do milonito em comparação com a sua encaixante. Aumento de 1,25x. (B) Detalhe do milonito, mostrando porfiroclasto de feldspato deflectando a foliação dos filossilicatos, gerando sombra de pressão. Aumento de 2,5x. E (C) detalhe da região milonitizada exibindo as três diferentes granulações dos cristais de quartzo e feldspatos: porfiroclastos em meio a uma matriz mais fina, e ao lado, agregados de grãos de tamanhos intermediários. Aumento de 2,5x.



Figura 5.45. (A) e (B) Fotomicrografias expondo grãos de feldspatos falhados, além de inúmeras microfraturas preenchidas por quartzo recristalizado com direções variadas. Aumento de 2,5X, nicóis cruzados. (C) Fotomicrografia de veio preenchido por quartzo recristalizado e falhado. Também observados outros veios menores que cortam o veio principal. Aumento de 2,5X, nicóis cruzados. (D) Fotomicrografia de veio preenchido por quartzo recristalizado bastante falhado e espessuras variadas. Aumento de 2,5X, nicóis cruzados.



5.10. METAMORFISMO

A área de estudo está afetada por um metamorfismo regional em fácies xisto-verde, além de hidrotermalismo local. Foi verificada, na amostra TF18-IX-10, a paragênese Actinolita + Clorita + Quartzo. Na amostra TF18-IX-102, uma feição deformacional dúctil (zona de cisalhamento) gerou uma rocha metamórfica de fácies xisto-verde baixo. Dentro do granito, foi formado um milonito com grãos recristalizados e foliação marcada por filossilicatos como muscovita e clorita.

As evidências de metamorfismo de baixo grau conferidas pelas rochas graníticas incluem formação de subgrãos, bandas de deformação, recristalização e deformação das geminações.

A amostra TF18-IX-54, com paragênese Actinolita + Clorita + Albita, está inserida em um contexto de hidrotermalismo. A rocha foi classificada como metabásica, apresenta paragênese de fácies xisto-verde e seu protólito é uma rocha máfica.

Os quartzitos que afloram na área de estudo não apresentam feições deformacionais avançadas, como verificado em áreas vizinhas (Áreas XIV e XVII, por exemplo). No entanto, encontram-se com foliação com mergulhos de 30 a 45°, bastante compactados e coesos, o que é produto de recristalização por metamorfismo.

No contexto das rochas vulcânicas, vale destacar a amostra TF18-IX-74, que é um riolito com cristais aciculares de actinolita na matriz. A actinolita é um mineral essencialmente metamórfico, e um protólito ácido como o riolito não teria estoque químico para formar uma quantidade tão expressiva desse mineral máfico. Desta forma, assumiu-se que essa rocha foi afetada por processos de hidrotermalismo, que levaram à cristalização de actinolita.

Nas demais, a presença de clorita como produto de alteração de minerais primários também é uma evidência desse metamorfismo. Isso pôde ser verificado em amostras como TF18-IX-71, TF18-IX-139, TF18-IX-80 e TF18-IX-66, por exemplo.

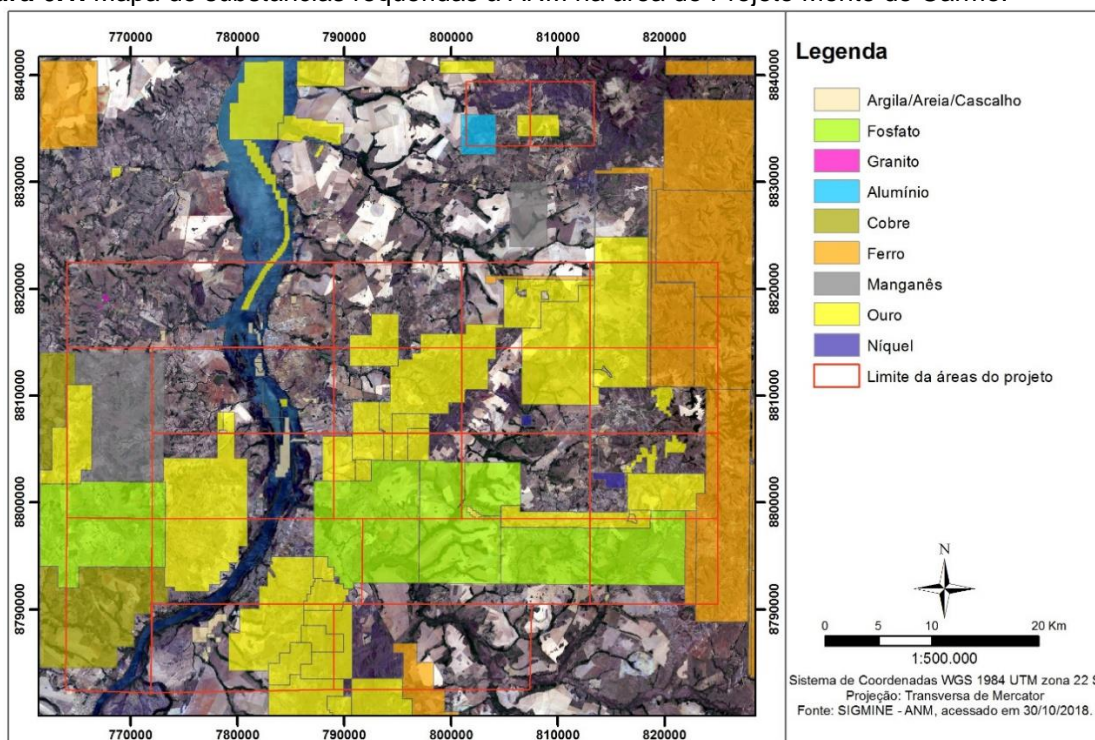
6. GEOLOGIA ECONÔMICA

6.1. 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.

Figura 6.1. Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Monte do Carmo.



6.2. OCORRÊNCIAS E POTENCIAIS MINERAIS

6.2.1. 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 subárea 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 subárea 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 subárea 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 das venulações. A ocorrência se encontra no limite das subáreas II e VII, encaixada no Granito Torre e rochas da Sequência Metassedimentar da Formação Morro do Aquiles.

6.2.2. 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.

6.2.3. Manganês

As ocorrências de formações manganíferas 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 (RIBEIRO *et al.*, 2017). As mineralizações relacionadas aos gonditos estão presentes nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X, XI e XV.

6.2.4. Grafita

As ocorrências de grafita na região são relatadas nas subáreas 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 subárea 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.

6.2.5. Minerais e rochas industriais

6.2.5.1. Feldspatos

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.

6.2.5.2. 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.

6.2.5.3. 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 subáreas I e V; e os granitos da Suíte Ipueiras, expostos nas subáreas 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. As ardósias da Sequência Metavulcanosedimentar Indiferenciada também possuem 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.

6.3. RECURSOS MINERAIS DA SUBÁREA IX

Os recursos minerais presentes na Área IX são constituídos de materiais para extração de areia, argila, seixos, ardósia, quartzitos e granitos para produção de rochas ornamentais e por ocorrências auríferas.

A extração de areia é realizada na porção centro-oeste da área, sendo caracterizada por granulometria areia grossa, cascalhos e seixos, que compõem os materiais agregados utilizados em construção civil. A extração ocorre nas proximidades do Ribeirão Água Suja e no Ribeirão Conceição. Como observado na Figura 6.2, a área ainda não se encontra em estágio de extração de lavra. Este

material é considerado na categoria de agregados leves e normais, e é necessária a realização de várias análises para dar prosseguimento com sua exploração, como o granulométrico e quantificação de matéria orgânica.

Figura 6.2. (A) Visão dos montes de areia e montes de material composto por agregados, e ao fundo a estrutura de dragagem responsável pela extração de areia do rio. (B) Pátio frontal da extração. (C) Detalhe dos montes de areia e materiais agregados com o rio em que é realizada extração ao fundo da imagem.



Também na porção noroeste da área, foi observada exposição de corte de granito para averiguação de viabilidade econômica no mercado de pedras ornamentais (Figura 6.3A). Trata-se de uma rocha classificada como monzogranito, de coloração esverdeada, apresentando cristais de granulação média a grossa, contendo feldspatos potássicos rosados e plagioclásios brancos, além da massa de alteração verde (Figura 6.3B). O controle estrutural dos granitos dessa região é definido por um regime rúptil. A presença de muitos fraturamentos perceptíveis, com

tamanhos milimétricos a centimétricos e seu preenchimento por outros materiais, bem como os principais minerais, como feldspatos e plagioclásio, sendo alterados fortemente (transformando-se em clorita ou micas) definiu a inviabilidade para o uso de revestimentos.

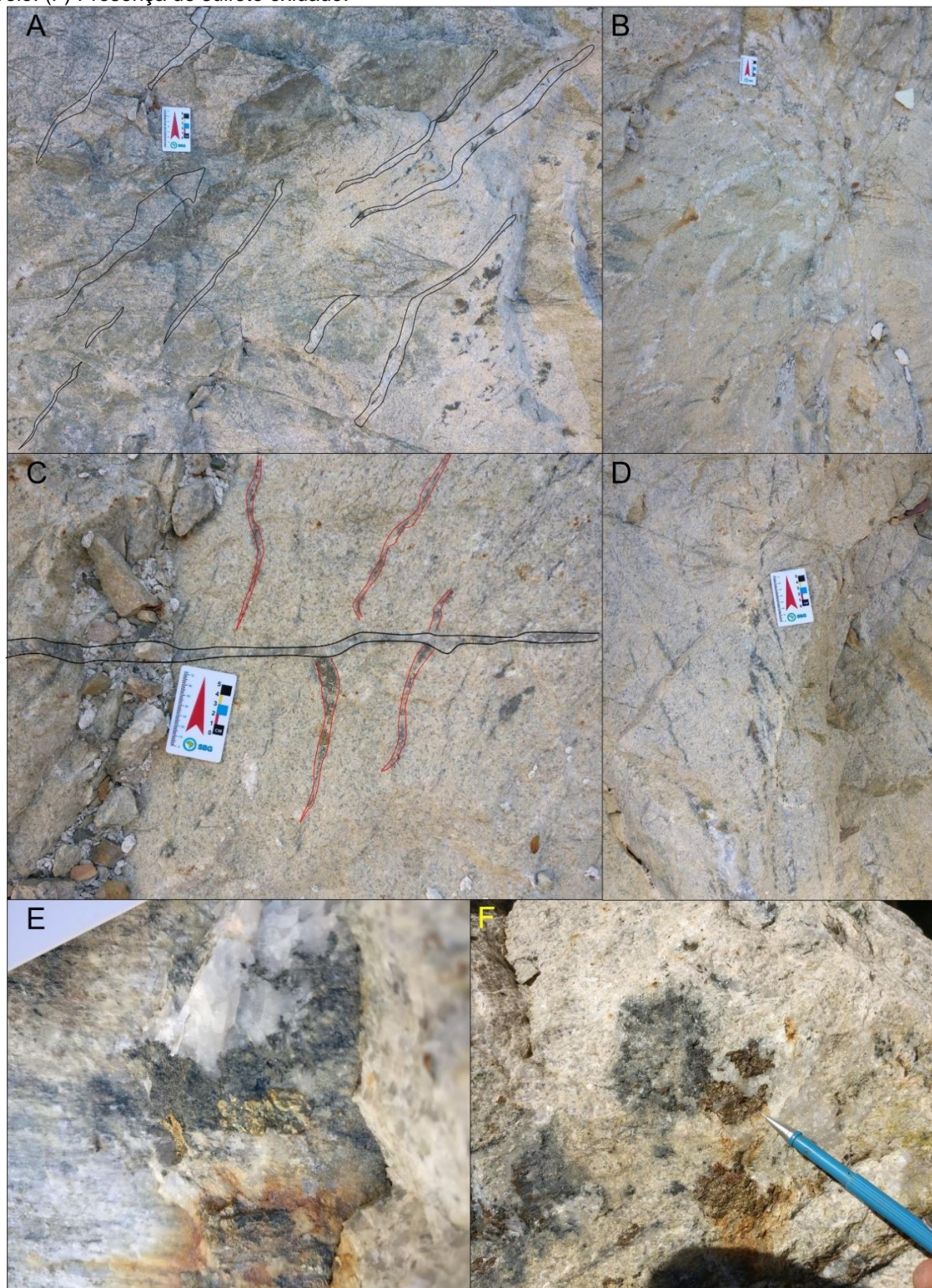
Figura 6.3. (A) Afloramento do granito com exposição de bloco implodido para amostragem para avaliação do uso como revestimento e pedra ornamental. (B) Detalhe da amostra de granito.



Há ocorrência de um depósito de ouro já definido, em fase de pesquisa mineral, denominado de Depósito Serra Alta, operado pela empresa Monte Sinai Mineração Ltda. A principal área de extração situa-se nas encostas da Serra do Carmo, aproximadamente 5 km a leste da área urbana.

O depósito de ouro Serra Alta é do tipo *Intrusion Related*, associado ao Granito do Carmo, e sua mineralização é do tipo lode, formada por dois sistemas de veios e vênulas que se inter cruzam em dois *trends* principais, NE-SW e NW-SE, desenvolvidos na cúpula do granito e associado a zonas de alteração hidrotermal dos tipos propilítica, sulfetada e silicificada, que eventualmente se sobrepõem. O ouro ocorre livre nos sistemas de veios e vênulas (Figura 6.4) quartzosas e/ou associado à paragênese mineral sulfetada (pirita, galena, esfalerita, calcopirita \pm covelita) (MAIA, 2016).

Figura 6.4. (A) Visualização da disposição dos sistemas de veios e vênulas, que apresentam direção preferencial NE-SW, destacados na imagem, e veios com direção NW-SE que possuem menores espessuras e apresentam tonalidade verde na imagem. (B) Veios com direção preferencial NE-SW. (C) Presença de veio com direção EW destacado na imagem, e veios NE-SW destacados em coloração vermelha. (D) Veios com componente de direção aproximadamente N-S. (E) Presença de sulfetos em veio. (F) Presença de sulfeto oxidado.



7. DISCUSSÕES

A região compreendida pelo projeto possui uma série de estudos em diferentes escalas e com finalidades distintas. O objetivo deste trabalho é o mapeamento geológico na escala de maior detalhe (1:50.000) em relação aos anteriores (1:250.000). A partir desta atividade, foi possível o levantamento de novos dados, assim como novas interpretações e hipóteses. Neste capítulo, serão apresentadas informações que divergem dos disponíveis na literatura, bem como suas justificativas.

7.1. MUDANÇAS CARTOGRÁFICAS E ESTRATIGRÁFICAS

7.1.1. Suíte Vulcânica Santa Rosa

Neste trabalho, a porção noroeste da subárea é mapeada como Suíte Vulcânica Santa Rosa (Figura 7.1). No mapa geológico da Folha Porto Nacional, realizado pela CPRM, estas rochas são mapeadas como Formação Monte do Carmo (Neoproterozoica). No entanto, não foram observadas as rochas pertencentes à sequência sedimentar desta Formação, como conglomerados polimíticos, grauvacas e arcóseos. Também foram comparadas as análises petrográficas com as do trabalho de Saboia (2009), que considera esta unidade como SVSR, sendo as descrições bastante condizentes.

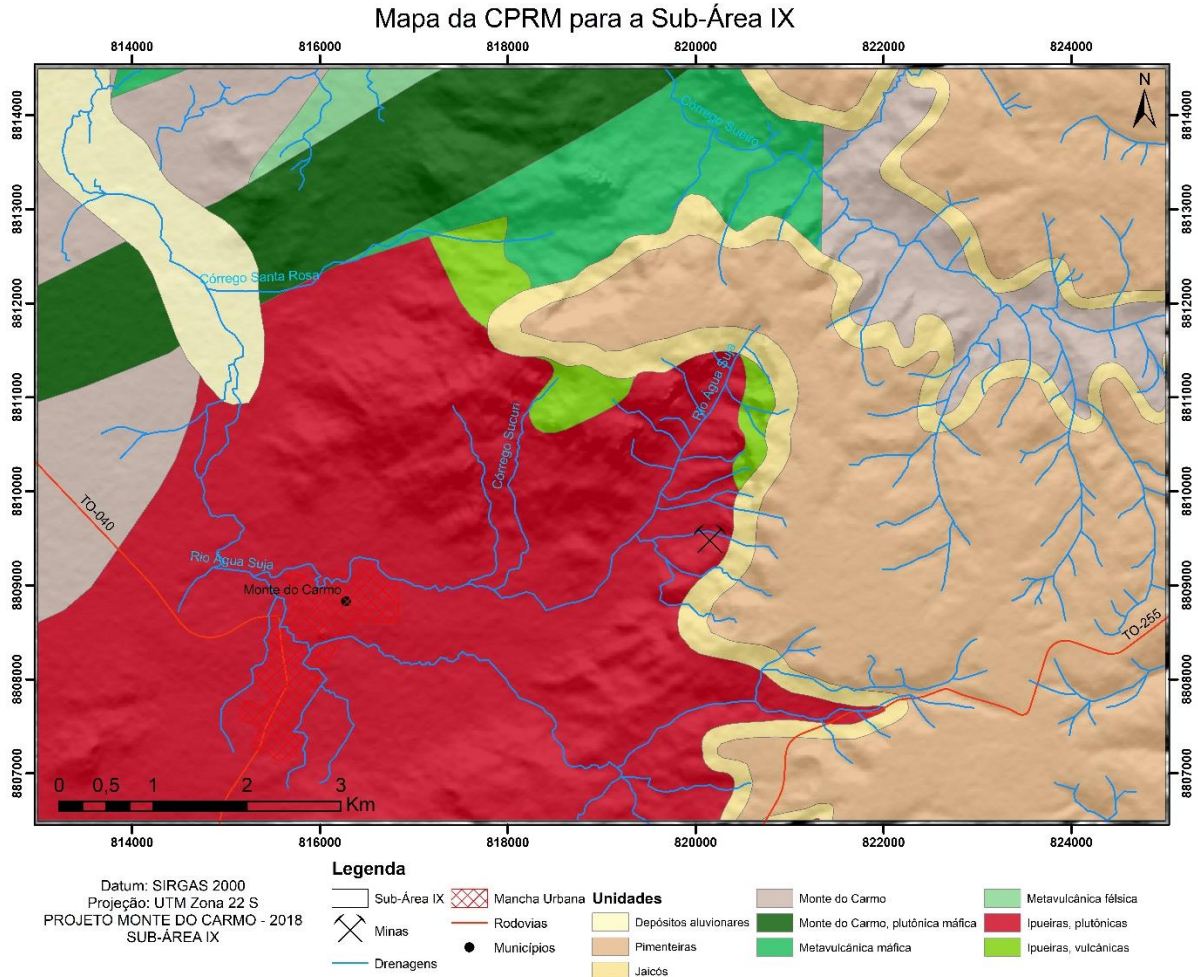
Além disso, foram realizados estudos geocronológicos em rochas do perfil do Córrego Santa Rosa, por Saboia (2009). Os métodos utilizados foram U-Pb em zircão, obtendo idade de 2086 Ma, com erro de 10 Ma e TDM entre 2,11 e 2,12 Ga, além de valores positivos de ϵNd . Esses dados indicam que essas rochas são de idade Paleoproterozoica, logo não se pode considerá-las como pertencentes à Formação Monte do Carmo.

Outro ponto a ser considerado foram as evidências de magmatismo cogenético entre o Granito do Carmo e as rochas vulcânicas, que possuem idades semelhantes, obtidas pelos trabalhos como Saboia (2009), Sachett *et al.* (1996) e Barradas *et al.* (1992). Saboia (2009) fez essa correlação através da similaridade de idade, dos padrões de ETR e dos elementos traços.

O trabalho de Saboia (2009) foi utilizado como referência relevante, pois foi realizado numa escala local e incluiu análises em rochas coletadas na subárea IX. Também deve-se considerar que se trata da publicação mais recente sobre

geocronologia na área. Desta forma, neste trabalho, adotou-se a denominação Suíte Santa Rosa para estas rochas.

Figura 7.1. Mapa geológico adaptado da base de dados da CPRM com as unidades mapeadas na subárea IX.



Estratigraficamente, esta unidade passa a ocupar a porção inferior da coluna da área, constituindo a idade mais antiga.

7.1.2 Suíte Intrusiva Ipueiras - Granito do Carmo

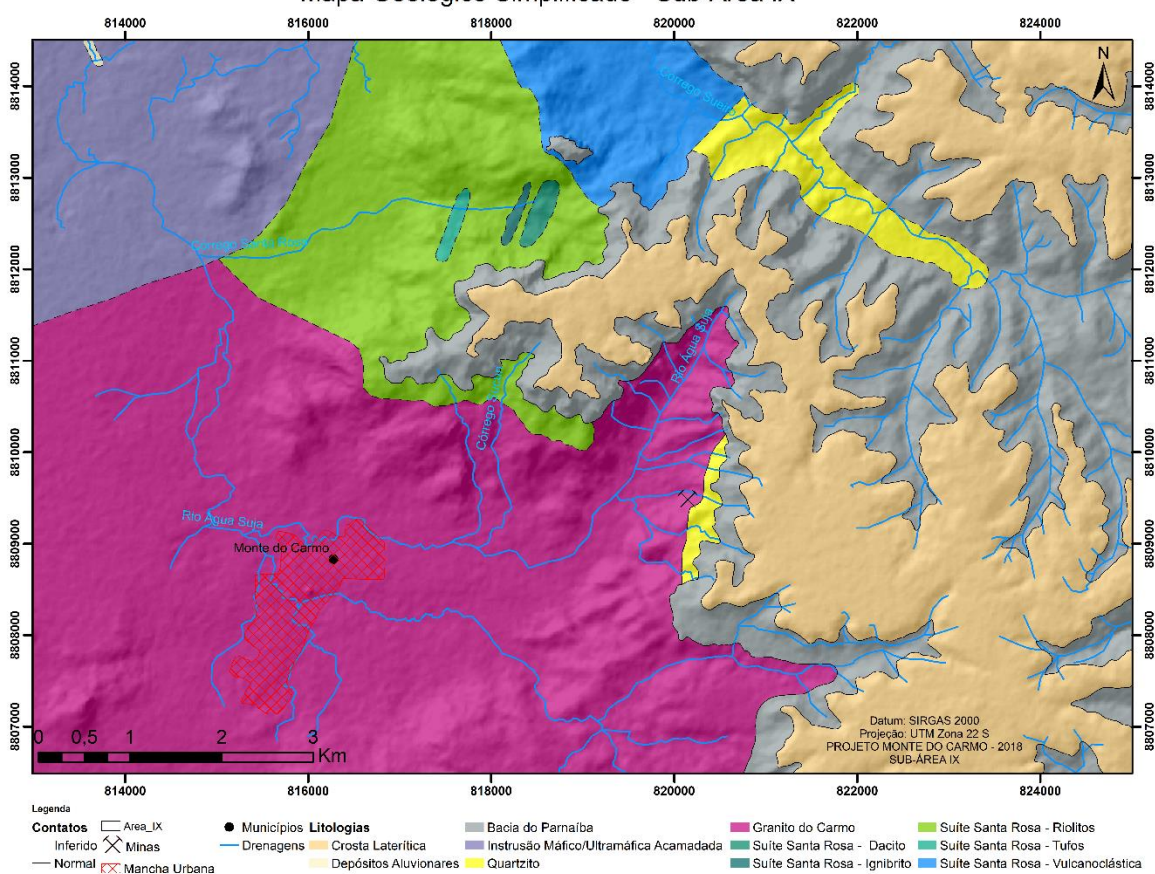
Os contatos litológicos entre o Granito do Carmo e as rochas adjacentes foram modificados em decorrência da escala de maior detalhe adotada neste trabalho e de análises de produtos de aerogeofísica. Na configuração proposta, a área abrangida pelo granito é maior.

7.1.3. Unidade Metassedimentar Indefinida

Neste trabalho, a porção noroeste da subárea, no córrego Sueiro, é mapeada como Unidade Metassedimentar Indefinida (Figura 7.2). No mapa geológico da Folha

Porto Nacional, realizado pela CPRM, estas rochas são mapeadas como pertencentes à Formação Monte do Carmo (Neoproterozoica). Autores como Costa (1984), Gorayeb (1996), Chaves *et al.*, (2008) e Saboia (2009) consideram essa unidade como pertencente ao Grupo Natividade (Paleo-Mesoproterozoico).

Figura 7.2. Mapa geológico da subárea IX na execução do Projeto Monte do Carmo.
Mapa Geológico Simplificado - Sub-Área IX



No entanto, as informações levantadas neste trabalho não corroboram para a definição destas rochas como pertencentes nem ao Grupo Natividade, nem à Formação Monte do Carmo.

De acordo com Gorayeb (1996), o Grupo Natividade apresenta intercalações de rochas carbonáticas e ausência de intercalações de rochas vulcânicas. Além disso, em trabalhos como o de Marques (2009), existem correlações dessa unidade com as fases pós-rifte da Bacia Araí, havendo magmatismo bimodal associado. Na área do Projeto, foram observadas características que divergem dessas descrições, excluindo, portanto, a possibilidade da definição desta unidade como pertencente ao Grupo Natividade.

Neste trabalho, a Formação Monte do Carmo está restrita ao sudeste da área do Projeto, pois os litotipos lá observados são correspondentes às descrições desta unidade na literatura (por exemplo GORAYEB, 1996; SABOIA, 2009). No entanto, nesta região, não são observados quartzitos e seus conglomerados são diferentes dos observados nas outras regiões (fragmentos de composições diferentes). Desta forma, os quartzitos observados não podem ser correlacionados a esta formação.

Assim sendo, optou-se por mapear esta unidade como Unidade Metassedimentar Indefinida, por não se adequar às unidades propostas pela literatura. Uma outra mudança em relação à cartografia anterior é a presença desta unidade na porção central da subárea, disposta sobre o Granito do Carmo na região da Mina.

Estas rochas não possuem intercalações com rochas vulcânicas, não tendo dados geocronológicos. Há interpretações de sejam mais antigas que o granito, como adotada em Maia (2016). No entanto, observou-se na subárea IX um contato possivelmente discordante erosivo entre o Granito do Carmo e o quartzito. Da mesma forma, relações que evidenciam que o quartzito é mais recente que o granito foram observadas na subárea XIII.

Por falta de dados mais consistentes, não foi possível a determinação da posição estratigráfica desta unidade. Sugere-se maior aprofundamento nos seus estudos na região.

7.1.4. Intrusão Máfica-Ultramáfica

Neste trabalho, a porção noroeste da subárea é mapeada como Intrusão Máfica-Ultramáfica Monte do Carmo (Figura 7.2), em acordo com Lima (2008). No mapa geológico da Folha Porto Nacional, realizado pela CPRM, estas rochas são mapeadas como pertencentes à Formação Monte do Carmo (Neoproterozoica), como unidade plutônica. Saboia (2009) associa estas a rochas ao Complexo Porto Nacional.

Em comparação com os trabalhos anteriores, os contatos litológicos entre esse corpo e as rochas adjacentes foram modificados em decorrência da escala de maior detalhe adotada neste trabalho. Foi delimitado com base em dados de campo e em análise de produtos de aeromagnetometria, devido à sua alta resposta magnética.

Embora mapeada neste trabalho como uma unidade diferente da adotada pela CPRM, ambas apresentam a mesma idade (Neoproterozoico). Assim sendo, a posição estratigráfica desta intrusão permanece a mesma.

7.1.5. Formações Jaicós e Pimenteiras

A principal diferença verificada foi a ausência da Formação Pimenteiras na subárea, pois não afloram folhelhos cinza-escuros a pretos esverdeados, ricos em matéria orgânica, como descrito por Vaz *et al.* (2007). A única formação mapeada foi a Formação Jaicós.

No entanto, as crostas lateríticas que ocorrem acima da unidade mapeada como Formação Jaicós apresentam pouco quartzo e bastante material argiloso, verificado por meio de difração de raios-X. Isso pode ser uma evidência de que o material de partida para a geração destas crostas sejam os folhelhos e siltitos da Formação Pimenteiras.

7.1.6. Formação Sardinha

Foram identificados alguns diques na subárea, com composição de diabásio. Esses diques foram correlacionados à Formação Sardinha (Oliveira, 2017), pertencentes ao grupo petrográfico (ii), constituído por clinopiroxênio-plagioclásio diabásio. A CPRM cartografou essas rochas, mas não os inseriu em uma unidade formal.

7.2. MINERALIZAÇÃO NO GRANITO DO CARMO

A ocorrência de ouro na subárea localiza-se na sua porção central, hospedada no Granito do Carmo. A mineralização é do tipo *Intrusion Related*, associada a sistemas de veios na porção de cúpula do granito (Maia, 2016). Também foi observada a influência de um sistema de hidrotermalismo na mineralização, presente em uma ampla extensão da área, mas apresentando-se mais pervasiva nesta região.

O modelo proposto por Maia (2016) explica a formação do depósito. Acredita-se que o Granito do Carmo foi gerado sob condições epi a mesozonais, a partir do intenso fracionamento magmático de um magma tipo I parental, de ambiente cordilheirano. Esta evolução magmática propiciou a exsolução de fluidos ricos em voláteis com grande aporte de metais (Au+Fe+Pb+Zn+Cu) para a cúpula granítica. A

pressão hidráulica resultante das ações desses fluidos confinados permitiu o faturamento da cúpula, e conseqüentemente, a formação de cavidades que foram preenchidas com conteúdo de ouro.

Maia (2016) sugere que o fraturamento seja de direção NE-SW e NW-SE. Na atividade de campo, verificou-se um controle estrutural deste sistema de venulação, no qual a maioria dos veios encontram-se com direção N-S, conforme medido no *open pit* do Depósito Serra Alta.

Ocorrem quatro tipos de alteração hidrotermal no contexto da área: propilítica incompleta (representada por clorita + epidoto + albita), sericítica (representada por quartzo + sericita + pirita), silicificação e sulfetação (preenchendo veios gerados durante fase de fraturamento rúptil-dúctil). O hidrotermalismo tem sua progressão de oeste para leste, passando da zona propilítica para a sericítica, até a zona mineralizada.

A amostra de granito coletada no *open pit* apresenta mineralogia composta por feldspato potássico (40%), quartzo (35%), plagioclásio (20%) e mica branca (5%) e textura inequigranular e cataclástica. Em análise microscópica, foi possível observar um aspecto de brechação, provocado pela percolação de fluidos hidrotermais. O ouro encontra-se hospedado nos veios de quartzo, podendo estar livre ou associado a sulfetos.

7.3. GEOQUÍMICA

Foram selecionadas 79 amostras para análise dos elementos maiores e menores. Escolheu-se as amostras buscando abranger todas as unidades mapeadas neste projeto, a fim de se promover uma melhor caracterização e interpretação do contexto em que se encontram.

A seguir, serão abordadas as principais discussões acerca dos resultados obtidos em gráficos e diagramas específicos dos principais litotipos verificados na porção leste do projeto. As rochas compreendidas são granitos, rochas vulcânicas ácidas e rochas plutônicas máficas-ultramáficas. Além disso, esses dados serão comparados com dados disponíveis de trabalhos anteriores.

Carmo, encontram-se nos campos Dacito e Traquidacito. Essas rochas são pertencentes a série Sub-alcalina, com exceção da amostra da área XIX.

7.3.2. Rochas graníticas

Foram analisadas 8 amostras pertencentes à Suíte Intrusiva Ipueiras, distribuídas em 4 subáreas (Tabela 7.2) e comparadas com uma amostra coletada por Saboia (2009) e com 5 analisadas por Maia (2016).

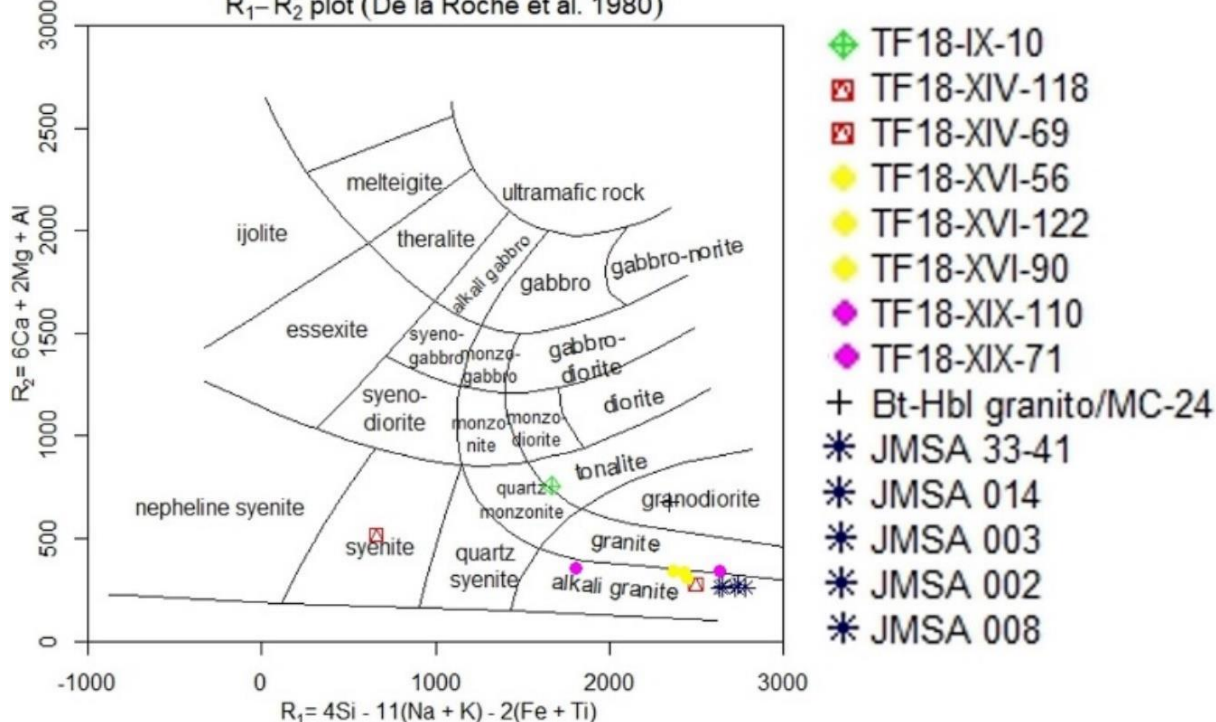
Tabela 7.2. Dados geoquímicos do Projeto Monte do Carmo para elementos maiores de rochas graníticas da Suíte Ipueiras, juntamente com dados disponíveis em bibliografia (MAIA, 2016) representados por amostras com a nomenclatura JMSA.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
TF18-IX-10	65.20	0.51	15.85	3.66	0.08	1.47	3.49	4.47	4.22	0.16
TF18-XIV-118	75.33	0.05	13.25	1.25	0.01	0.04	0.13	3.05	6.02	0.01
TF18-XIV-69	62.40	0.23	19.50	3.26	0.05	0.25	1.15	4.8	7.3	0.22
TF18-XVI-56	75.80	0.09	12.67	0.95	0.03	0.05	0.51	4.0	4.95	0.02
TF18-XVI-122	75.98	0.17	12.34	1.70	0.04	0.07	0.82	4.5	4.2	0.01
TF18-XVI-90	75.63	0.19	12.60	1.85	0.04	0.07	0.83	4.75	3.98	0.01
TF18-XIX-110	75.71	0.23	12.17	1.77	0.06	0.12	0.9	3.26	5.15	0.03
TF18-XIX-71	72.92	0.18	12.99	2.08	0.05	0.06	0.94	4.2	6.42	0.02
Bt-Hbl granito/MC-24	68.1	0.43	15.2	3.34	0.06	1.21	2.98	3.71	3.33	0.14
JMSA 33-41	76.71	0.10	12.49	0.54	0.02	0.07	0.11	3.22	5.62	0.01
JMSA 014	76.2	0.1	12.03	0.95	0.03	0.12	0.23	3.37	5.13	0.01
JMSA 003	77.37	0.10	11.82	0.4	0.01	0.12	0.22	3.49	4.8	0.02
JMSA 002	76.93	0.12	12.14	0.63	0.01	0.12	0.17	3.5	4.86	0.02
JMSA 008	76.4	0.12	12.64	0.76	0.02	0.15	0.17	3.48	4.66	0.01

Os dados foram plotados no diagrama R₁-R₂ (De la Roche *et al.*, 1980) (Figura 7.5).

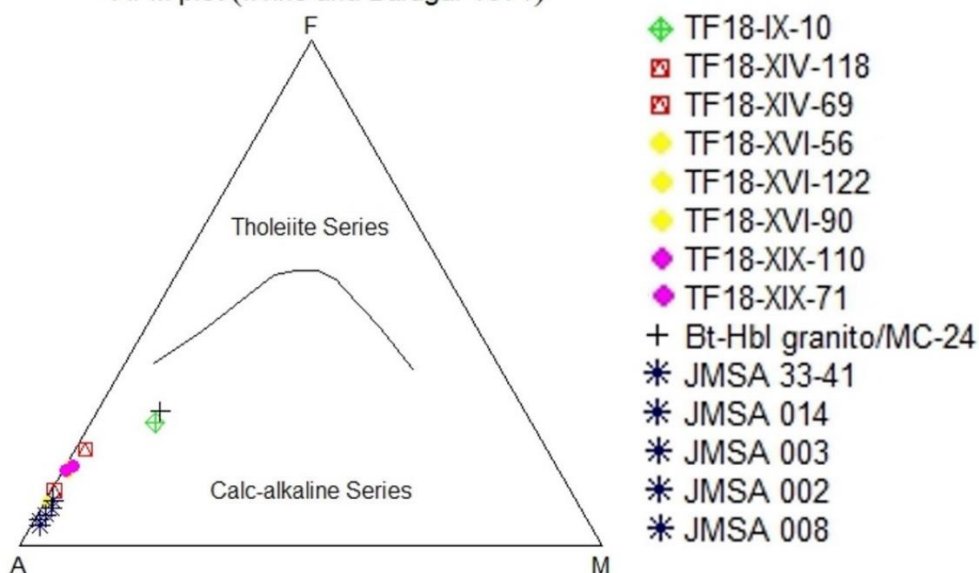
Observou-se que a amostra pertencente à subárea IX está inserida na transição entre os campos Quartzo-monzonito e Tonalito, enquanto a amostra da subárea XIV é plotada no campo do Sienito. As amostras das subáreas XVI, XIX e JMSA estão inseridas no campo Alkali-Granito e Granito. A amostra MC-24 está no campo Alkali-Granito.

Figura 7.5. Diagrama R1-R2, De la Roche et al., 1980 para as rochas graníticas da Suíte Ipueiras.
 $R_1 - R_2$ plot (De la Roche et al. 1980)



Os dados também foram plotados no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) (Figura 7.6).

Figura 7.6. Diagrama AFM Irvine & Baragar, (1971) para determinação da série à qual a suíte pertence.
 AFM plot (Irvine and Baragar 1971)



De acordo com esse gráfico, todas as amostras são pertencentes à série Calcioalcalina. As amostras da área IX e MC-24 possuem um teor ligeiramente menor de álcali que as demais. A partir desta informação, pode-se interpretar que a Suíte Granítica Ipueiras está associada a um ambiente convergente de margem de placas (Wilson, 1989).

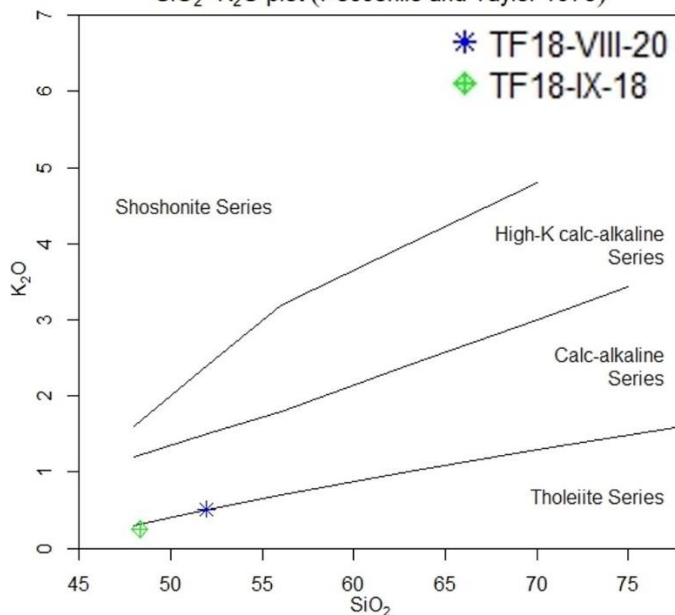
7.3.3. Rochas Máficas-Ultramáficas

Foram analisadas apenas 2 amostras da Intrusão Máfica-Ultramáfica Monte do Carmo, pertencentes às subáreas VIII e IX, devido à escassez de afloramentos (Tabela 7.3). Foram plotadas no diagrama $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$, de Peccerillo & Taylor, 1976 (Figura 7.7). A partir dele, observou-se pertencerem à série toleítica (transição toleítica para calcioalcalina).

Tabela 7.3. Dados geoquímicos do Projeto Monte do Carmo para elementos maiores de rochas pertencentes à Intrusão Máfica-Ultramáfica Monte do Carmo.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
TF18-VIII-20	51.94	0.86	14.29	11.74	0.21	8.26	11.81	1.97	0.51	0.07
TF18-IX-18	48.30	0.48	6.05	8.77	0.20	15.21	20.05	0.76	0.25	0.05

Figura 7.7. Diagrama $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ de Peccerillo & Taylor, 1976, para rochas ultramáfica plutônicas. $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ plot (Peccerillo and Taylor 1976)



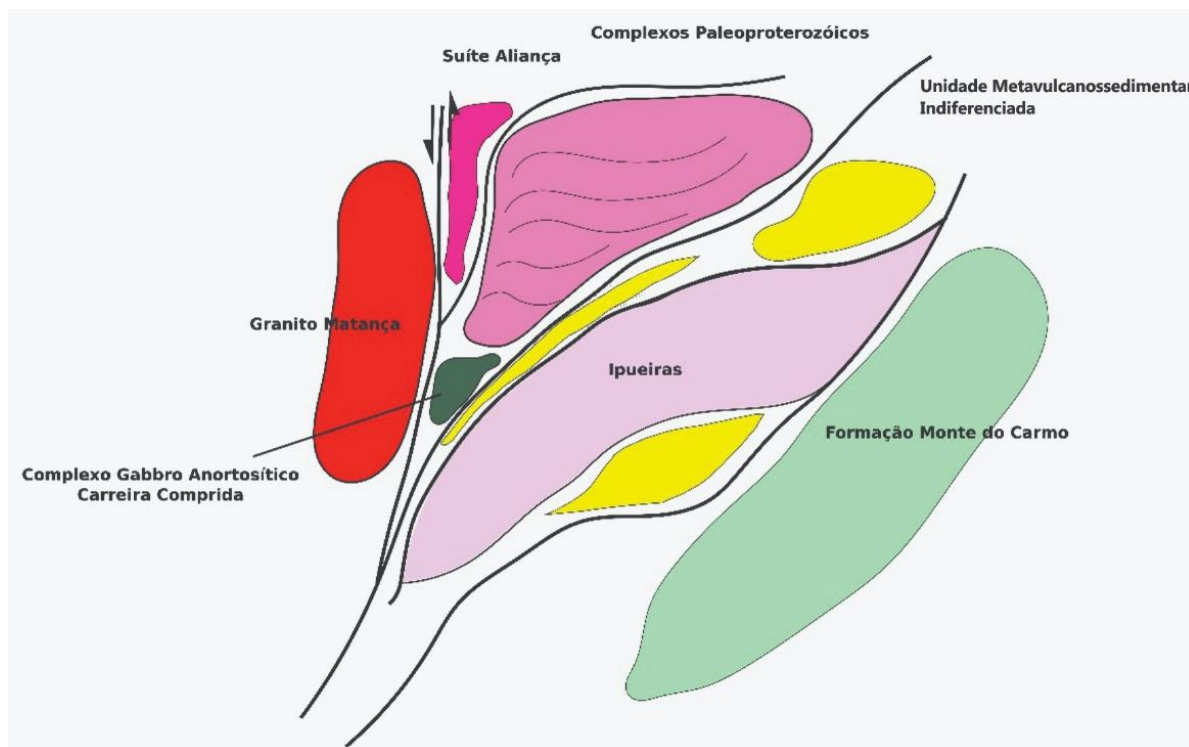
7.3.4. Interpretações

A partir das análises de rocha total, pode-se inferir a ocorrência de dois eventos magmáticos distintos na região: um paleoproterozoico, calcioalcalino, ácido, possivelmente relacionado a um ambiente colisional de margem de placas, correspondente à Suíte Intrusiva Ipueiras e suas vulcânicas associadas, pertencentes à Suíte Vulcânica Santa Rosa. O segundo evento é neoproterozoico, toleítico e básico a ultrabásico, constituindo as Intrusões Máficas-Ultramáficas Monte do Carmo.

8. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO PROJETO MONTE DO CARMO

O quadro tectônico do Projeto Monte do Carmo (Figura 8.1) consiste na justaposição de distintas unidades litoestratigráficas cuja gênese está relacionada a diversos processos e eventos geológicos de diferentes idades, como magmatismo, metamorfismo e orogêneses.

Figura 8.1. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do contexto do Projeto Monte do Carmo.



Fonte: Desenvolvido por alunos do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

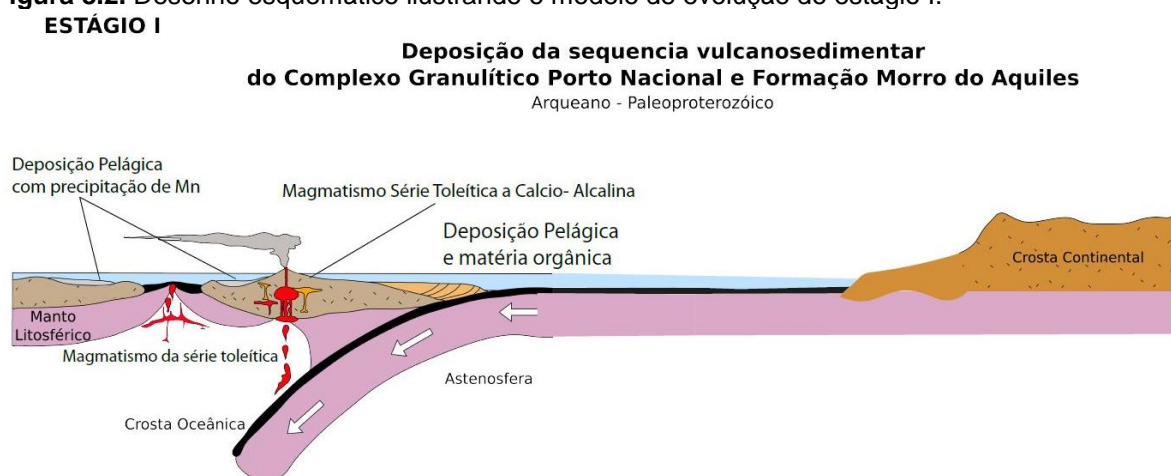
Dentre estes eventos, dois ciclos orogênicos têm elevada relevância para a evolução tectônica da região: Ciclo Riacciano (2.3-1.9 Ga) e Ciclo Brasileiro (810 – 490 Ma) (BRITO NEVES *et. al.*, 2014).

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

8.1. 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 deposição das seqüências vulcanossedimentares que atualmente são nomeadas de Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. A geração ocorreu em ambiente de arco de ilha (Figura 8.2), visto que os protólitos da unidade ortoderivada do Complexo Porto Nacional compõem uma série magmática contínua de basaltos a dacitos (GORAYEB, 1996).

Figura 8.2. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I.



Fonte: Modificado de Winter, 2001 por alunos do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

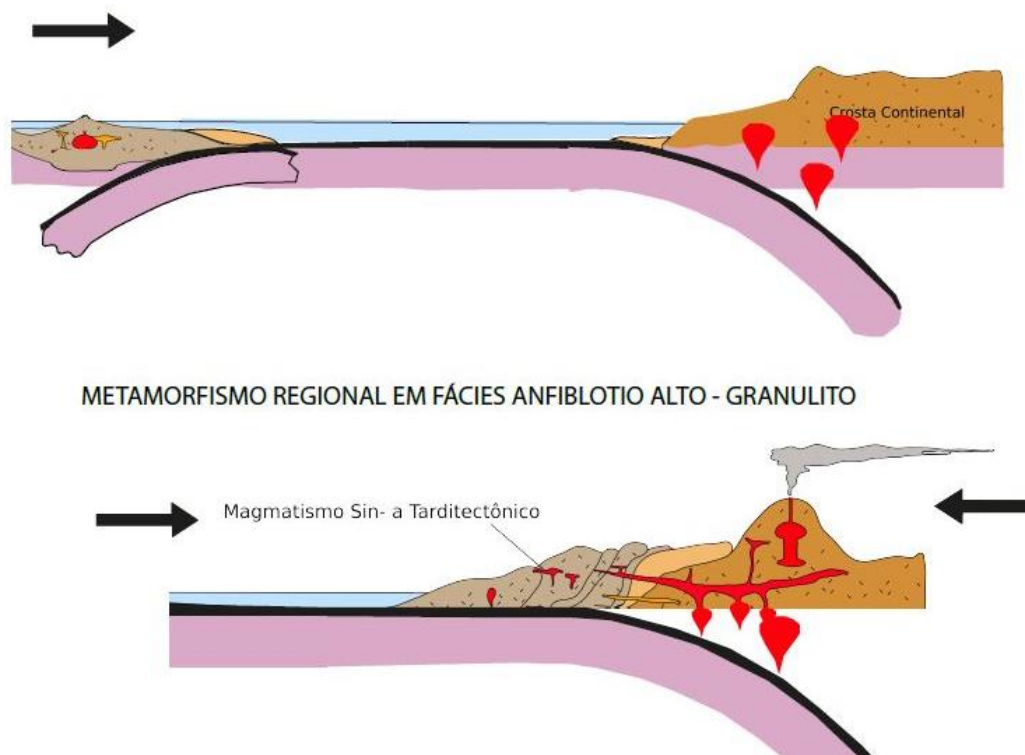
A gênese das rochas paraderivadas ocorreu em bacias orogênicas associadas ao arco. O aporte sedimentar da bacia possivelmente consistiu de terrenos TTGs paleoproterozoicos e do vulcanismo concomitante à deposição na bacia, com idade máxima de deposição variando entre 2050 e 2150 Ma (Gorayeb, 1996 e Riberio 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). O Mn pode ter duas origens: I) A partir de fumarolas associadas ao vulcanismo e II) Proveniente dos paleocontinentes.

8.2. ESTÁGIO II - OROGÊNESE RIACIANA - 2.10 A 2.05 Ga

A manutenção do campo de tensões compressivas do estágio I resultou na gênese de um orógeno acrescionário envolvendo a colisão do arco de ilha com um paleocontinente (Figura 8.3). A colisão resultou no metamorfismo em fácies anfíbolito

a granulito do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles em 2.1 Ga (GORAYEB *et. al.*, 2000).

Figura 8.3. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II.
ESTAGIO II **ACREÇÃO DO ARCO DE ILHA EM BLOCO CONTINENTAL**
Arqueano - Paleoproterozóico



Fonte: Modificado de Winter, 2001 por alunos do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

Os granitos Torre, Manduca e Santana, sin- a tardi-origênicos, foram gerados durante a colisão; o caráter peraluminoso, a fácies metamórfica anfibolito 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-origênico 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), que não foram afetadas pela deformação da orogênese riaciana. Atribui-se a influência de dois pulsos magmáticos em um mesmo evento tectono-térmico para a geração de tais suítes.

8.3. Estágio III – Deposição da Unidade Metassedimentar Indiferenciada

Para o terceiro estágio, o qual corresponde à deposição da Unidade Metassedimentar Indiferenciada, os dados coletados em campo e as análises feitas

posteriormente permitiram que essa 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 à Unidade Metassedimentar Indiferenciada.

Tabela 8.1. Tabela comparativa com as sugestões propostas a unidade metassedimentar.

Unidade Metassedimentar	
Opção 1 - Natividade (1.8-1.56 Ga)	Opção 2 - Monte do Carmo (Arco Magmático de Goiás - 0.54 Ga)
Mais sedimentar - Plataforma marinha rasa	Mais sedimentar- Plataforma marinha rasa
Carbonatos	Quartzito impuro
Não tem magmatismo bimodal	Com vulcanismo
Quartzitos puros, enquanto no TF temos Muscovita + Plagioclásio)	Conglomerado polimítico

8.4. ESTÁGIO IV – CICLO BRASILIANO – 810 a 490 Ma

O ciclo brasileiro é dividido em dois eventos principais. O primeiro (900-800 Ma) está relacionado à formação de arco de ilha oceânica. O segundo (630 – 600 Ma) está associado a um possível arco continental. As unidades neoproterozóicas reportadas neste trabalho compreendem, de acordo com a literatura, rochas mais novas que 600 Ma.

A deformação ocorrida durante o Neoproterozoico foi responsável pela deformação das rochas pertencentes a todo o conjunto encontradas neste projeto,

além de deformar também estruturas anteriormente deformadas na deformação Riacciana.

Este ciclo foi responsável pelas feições de retrometamorfismo nas rochas paleoproterozóicas, e metamorfismo nas unidades mais jovens para fácies anfíbolito, relacionadas com a exumação destas para níveis crustais mais rasos, assim como também metamorfismo em fácies xisto verde de rochas neoproterozoicas. Durante o final deste ciclo, desenvolveram-se 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 Transbrasiliano.

As grandes falhas de rejeito direcional relacionadas ao LTB justapõem tectonicamente todas as unidades reportadas neste projeto, desde complexos paleoproterozóicos de alto grau a formações neoproterozóicas anquimetamórficas. A deformação é heterogênea, com corpos graníticos paleo e neoproterozoicos se comportando como blocos rígidos ante a deformação imposta.

A oeste do Rio Tocantins ocorre uma maior diversificação dos terrenos associadas às suítes vulcânicas de diferentes idades. Nele, estão inseridas as de idade paleoproterozóicas já discutidas no estágio II desta evolução, além de também contarem com unidades de Idade neoproterozóica, as quais incluem a Formação Monte do Carmo e também intrusões máfica-ultramáficas, (LIMA, 2008).

O ambiente da Formação Monte do Carmo foi discutido por Saboia e considera a formação destas rochas num ambiente de arco de continental, considerando a ocorrência da série calci-alcalina, que faz com que também esteja inserida no neoproterozóico, além disso neste Projeto. A rochas MUM nesse contexto, descritas por Lima. Além disso foi individualizada na área XIX uma nova ocorrência destes corpos que indicam uma forte influência de (LTBL).

8.5. ESTÁGIO V – BACIA DO PARNAÍBA E DIQUES MÁFICOS

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 grabens que se

distribuem por toda a bacia, com eixos orientados de nordeste a norte. (ALMEIDA & CARNEIRO, 2004).

Na porção da Bacia do Parnaíba englobada pelo Projeto Monte do Carmo, oito fácies sedimentares e suas associações foram identificadas, correspondentes ao registro sedimentar do intervalo Siluriano-Devoniano. A interpretação genética dos processos responsáveis por sua deposição é discutida a seguir em uma tentativa de entender a evolução desta sequência.

8.5.1. Formação Jaicós

A Formação Jaicós (Grupo Serra Grande) compõe a porção basal da Bacia do Parnaíba na região do Projeto Monte do Carmo. Esta unidade tem como principal característica a associação de arenitos grossos mal selecionados com estratificações cruzadas acanaladas, e paraconglomerados intercalados que gradua em direção ao topo a níveis de material pelítico retrabalhado por ondas. Por meio da associação de fácies foram identificadas duas associações principais:

- **Associação 1 (S1):** paraconglomerados quartzo arenitos fino a médio com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte (Amc); quartzo arenitos bem selecionados, maciço, ora com *thinning* e *finning upward* (Am); siltito bege com laminação plano paralela e marcas de onda (Sb).
- **Associação 2 (S2):** arenito avermelhado, médio a muito grosso, mal selecionado, com estratos cruzados acanalados a tabulares de médio a grande porte com grânulos no *foreset* (Amgc); siltito roxo com *hummocky* e bioturbação (Sr).

A partir das associações de fácies descritas, foram identificados 2 ambientes deposicionais distintos para a Formação Jaicós, sendo eles: leques aluviais e/ou fluvial entrelaçado. Estes ambientes 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.

8.5.2. Formação Itaim

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 às 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 Formação Itaim é caracterizada por arenitos finos a médios, bem selecionados com estratificações cruzadas do tipo *hummocky* interdigitado com níveis de siltitos e argilitos até o predomínio total de sedimentos marinhos pertencentes a Formação Pimenteiras. À luz da estratigrafia de sequências, essa transição marca o início do primeiro período transgressivo na Bacia do Parnaíba.

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 plataformal marinho raso dominados por ondas de tempestade.

8.5.3. Formação Pimenteiras

Como mencionado anteriormente, a Formação Pimenteiras (Grupo Canindé) marca a primeira grande incursão marinha na Bacia do Parnaíba. Na área do Projeto Monte do Carmo não foi observada a discordância erosiva entre as rochas dos grupos Serra Grande e Canindé como consta na literatura, principalmente na borda leste da bacia. Nesta região, quando observado, o contato é transicional através da Formação Itaim.

As rochas desta unidade definem um relevo na forma de frentes escarpadas contínuas e aplainadas, o que dificulta o estudo em detalhe das suas fácies na região. Desta forma, não se pode relacionar com precisão a relação estratigráfica destas fácies, apenas que elas ocorrem intercaladas ao longo da área.

As principais fácies observadas foram arenitos ferruginosos mal selecionados, e ritimitos constituídos pela interação de siltitos e argilitos com arenitos finos e médios com estratificações cruzadas *hummocky*. A presença de estruturas de ciclos oscilatórios e icnofácies do tipo *skolithos*, apesar de escassa quantidade de

afloramentos, indica ao menos um ambiente para a deposição dos sedimentos, o *shoreface* médio a inferior.

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:

- i. Grande concentração de ferro através de processos de lateritização e condições favoráveis para remobilização de Fe até a bacia.
- ii. 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 substituíram ou se misturaram com o material pelítico do substrato.

Já rotacionados à abertura do Oceano Atlântico no período Jurássico/Triássico e Cretáceo, Oliveira (2017) descreve a Formação Mosquito (FM) e Formação Sardinha (FS) como ocorrências basálticas na Bacia do Parnaíba expressas na área do Projeto Monte do Carmo como diques NW/SE, E/W, e mais restritamente NE/SW.

8.1. CONTEXTO EVOLUTIVO DA SUBÁREA IX

São observados elementos e processos pertencentes aos estágios II, III, IV e V na subárea IX.

8.1.1. Litoestratigráfico

As Suítes Santa Rosa e Ipueiras tiveram sua gênese relacionada ao Estágio II. Acredita-se que essas suítes sejam cogenéticas. Na subárea IX, foram observadas algumas evidências corroboráveis desta cogeneticidade, como feições de mistura de magmas e intercalações de riolitos e granitos.

A presença de uma sequência de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas permite inferir a existência de vulcanismo ora não-explosivo, ora explosivo nesse contexto.

O Estágio III é representado na subárea IX pela Unidade Metassedimentar Indefinida. Algumas hipóteses foram propostas para a origem desta unidade:

- i) Essas rochas seriam mais antigas do que as Suítes Ipueiras e Santa Rosa, sendo a encaixante dessas unidades;
- ii) Essa unidade seria mais recente que as suítes, depositando-se discordantemente sobre elas.

O Estágio IV é representado na subárea pela Intrusão Máfica-Ultramáfica Monte do Carmo. Isso é justificado pela idade desse corpo e também por sua geometria concordante com a direção NE-SW.

O Estágio V está representado na subárea pela presença da Formação Jaicós, apresentando controle estrutural rúptil praticamente N-S.

8.1.2. Estrutural

As estruturas observadas na subárea IX foram agrupadas em três fases deformacionais, alinhadas com os estágios geotectônicos regionais.

A Fase Deformacional 1 (D1) está relacionada ao Estágio IV, ligado ao Ciclo Brasileiro, o qual foi evidenciado na subárea IX por lineamentos regionais e grandes sistemas transcorrentes com direção NE-SW, num regime dúctil. Esse caráter dúctil permite a deflexão dos lineamentos, que passam a alternar entre componentes NE-SW e E-W, gerando sigmoides regionais. D1 teria ainda dois momentos posteriores com caráter rúptil, gerando fraturas com direção NE-SW e o par-conjugado NW-SE.

A segunda fase deformacional (D2) está relacionada à compressão N-S precedente à reativação das zonas de subducção entre o CSF e CA. Esta fase está representada na subárea pela ocorrência de dois grandes lineamentos regionais, responsáveis pela geração de veios e foliações com essa direção.

9. CONCLUSÕES

A região de estudo possui complexa geologia, e apesar das dificuldades, o Projeto Monte do Carmo obteve êxito em seu principal propósito, de confeccionar um mapa com maior detalhe da região (1:50.000). Este trabalho contribui para o avanço do conhecimento nesta área, assim como o levantamento de novos dados e hipóteses. Algumas unidades foram mapeadas de maneira distinta em comparação às anteriores, tendo alterações tanto estratigráficas, quanto cartográficas.

No entanto, foi observado que são necessários estudos de maior detalhe para elucidação completa da situação geológica da região. Sugere-se um aprofundamento nas seguintes questões: (i) Posicionamento estratigráfico da Unidade Metassedimentar Indefinida, por meio de análises geocronológicas e mapeamento na escala maior detalhe; (ii) Definição formal da Suíte Vulcânica Santa Rosa, por meio de análises geocronológicas de U-Pb e geoquímica de elementos menores e ETR, definição de seção-tipo, área de abrangência, relações de contato e contextualização geotectônica; (iii) Determinação geocronológica da Intrusão Máfica-Ultramáfica Monte do Carmo.

10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. 1977. **Províncias Estruturais Brasileiras**. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Campina Grande: SBG. P.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. **The origin and evolution of the South American Platform**. Earth-Sci. Rev., n.50, p.77-111, 2000.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. 2004. **Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.;
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **Brazilian Structural Provinces: An Introduction**. Earth Sci. Rev., n.17, p.1-29, 1981.
- ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU F.A.M. 2000. **Paraguay and Araguaia Belts**. In: Cordani et al. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-194. Dardenne, m. a. The Brasília fold belt.
- AMARO, G. J. L.; VILLAS, R. N. N.; KOUTSCHOUBEY, B. **Estudo petrográfico e geoquímico dos ironstones da base da Formação Pimenteiras, borda Oeste da Bacia do Parnaíba, Tocantins**. Revista Brasileira de Geociências, v. 42, p. 373-392, 2012.
- ARCANJO, João Batista Alves. **"Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações."** (2011).
- ARCANJO, S.H.S. 2002. **Evolução Geológica das seqüências do Embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.
- ARCANJO, S.H.S. & Moura C.A.V. 2000. **Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO)**. Revista Brasileira de Geociências, 30(4):665-670.
- 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.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A.; GOMES, F. A., HELMBOLD, R. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966.

- BARRADAS, J. A. S. 1993. **Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte do Carmo)**. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85p.
- BEZERRA P.E.L., CUNHA B.C.C., IANHEZ A.C., POTIGUAR L.A.T, PITTHAN J.H.L., SOUZA Jr.J.J, MONTALVÃO R.M.G, SOUZA A.M.S. 1981. **Associação plutono-vulcânica de Ipueiras**. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, Atas, 363-375.
- BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J.H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, p.227-334. ISBN 8523007903, 2003.
- BRAGA L. M. V., DARDENNE, M. A., JUNQUEIRA-BROD, T. C., SABOIA, A. M., PAULINO, F., PEREIRA, G. S. P., OLIVEIRA, A. A. 2008. **Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO**. In: IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.
- BRITO-NEVES, B.B. (Org.) **Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, p.43-58.
- BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. **The Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform**. Journal of South American Earth Sciences, n.47, p.72-89, 2013.
- CACAMA, Moisés Samuel João Bota, et al. **"Structural and geophysical signature of the Northern Portion (Ceará-Piauí border) of the Transbrasiliano Lineament: reactivation in the Parnaíba Basin."** *Geologia USP. Série Científica* 15 (2015): 67-81.
- CHAVES C. L., Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., 2008. **Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins**. Revista Brasileira de Geociências 38, 366-378
- CORDANI U.G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D.A. **Tectonic Evolution of South America**. In: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 855, 2000.

- CORDANI U.G., PIMENTEL M.M., ARAÚJO C.E.G, Basei M.A.S, Fuck R.A., Girardi V.A.V. 2013a. **Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil**. American Journal of Sciences, 313:517-539.
- CORDANI, U.G., SATO, K. **Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks**. Episodes, 22: 167-173, 1999.
- CORDEIRO P. F. O., Oliveira C. G. O. 2017. **The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2-2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil**. Precambrian Research, 298: 403-420.
- CORREIA C.T., Girardi V.A.V., Tassinari, C.C.G.; Jost H. 1997. **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, p. 163-168, 1997.
- COSTA, J. B. S. 1984. **Geologia da Região de Porto Nacional, GO**. Revista Brasileira De Geociências, São Paulo: SBG, V.14, N.1, P.3-11, II.
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; BEMERGUY, R.L.; GAMA JR. T.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. 1983. **Projeto Paraíso do Norte**. Belém, DNPM/UFGA. 125p. (Relatório final)
- COSTA, J. B. S. 1982. **Projeto Porto Nacional: Relatório Final**. UFPA. Belém. p.104.
- COSTA J.B.S., LEMOS R.L., MARTINS J.P.A., BELTRÃO L.F., GÓES A.M., HASUI Y. **Geologia da região de Porto Nacional**. Rev. Bras. Geoc., 14:3-11, 1984.
- COSTA, L.A.M., ANGEIRAS, A.G. **Geosynclinal Evolution in the Epi-Baikalian Platform of Central Brazil: Geol.Rund**. 60(2), p. 1024-1050. 1971.
- COSTA, L.A.M.; PORTELA, A.C.P.; NILSON, A.A.; VALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L. dos; Meneghesso, G.; Inda, H.A.V.; Sterna, L.H.; Marchetto, M.; Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mossmann, R.; Oliveira, T.F. de; Silva, W.G. da. 1976. **Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco**. PROSPEC/DNPM, Rel. Final.
- CUNHA, B.C., POTIGUAR, L.A.T., IANHEZ, A.C., BEZERRA, P.E.L., PITTHAN, J.M.L., SOUZA Jr., J.J., MONTALVÃO, R.M.G., SOUZA, A.M.S., Hildred, T.R., Tassinari, C.C.C., 1981. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22-Tocantins**. Geologia 1, 21-196.

COSTA, JBS. **Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás, Belém, 210p.** 1985. Tese de Doutorado. Tese de Doutorado, CG-UFPA.

CUNHA, B.C., POTIGUAR, L.A.T., IANHEZ, A.C., BEZERRA, P.E.L., PITTHAN, J.M.L., SOUZA Jr., J.J., MONTALVÃO, R.M.G., SOUZA, A.M.S., HILDRED, T.R., TASSINARI, C.C.C., 1981. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22-Tocantins.** Geologia 1, 21-196.

CURTO, J. B., R. M. Vidotti, R. A. Fuck, R. J. Blakely, C. J. S. Alvarenga, and E. L. Dantas. 2014. **The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data.** Journal of Geophysical Research Solid Earth, 119: 1544- 1562.

DANTAS, E. L., Araújo Filho, J. O., Oliveira C. G., Chiarini M. F. N., Fuck R. A., de Sordi D. A. 2007. **Geologia da Folha Porangatu SD.22-X-D-I.** Nota Explicativa. Brasília, CPRM/UnB, 98 p., 1 mapa.

DANTAS, E. L., Fuck, R. A., Oliveira, C. G., Araújo, J. O., Frasca A. A., Roig H. L., Almeida T., Vidotti R. M., Soares J. E., Praxedes I. 2013. **Compartimentação tectônica e cinemática da porção NE da Província Tocantins.** Anais do XIV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET. Mato Grosso.

DARDENNE, M.A. 1978. **Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 30. Anais ... Recife, p.299-308, 1978.

DELLA FÁVERA J. C. 1990. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico.** Tese de Doutorado, Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.

DESTRO N., Szatmari P., Ladeira E. A. 1994. **Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil.** Journal of Structural Geology, 16(1): 35- 45.

EMBRAPA - CNPS. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos.** Brasília: Embrapa-SPI; Rio de Janeiro: Embrapa-Solos, 2006. 306 p.

FERREIRA, Francisco José Fonseca. **Gamaespectrometria aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica.** Tese de Doutorado. Universidade Federal do Paraná. (2016).

FIGUEIREDO, A.M., RAJA-GABAGLIA, G.P. **Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 16(4): 350-369, 1986.

FRASCA, Antônio Augusto Soares (org.) et al. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi: SC.22- Z-D, estado de Tocantins**. Goiânia: CPRM, 2010. 180 p. il. color. Escala 1:250.000. Cartografia da Amazônia. Levantamentos Geológicos Básicos. Programa de Geologia do Brasil - PGB. Projeto Sudeste do Tocantins. ISBN 9788574990873.

FUCK, R.A. **A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins**. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Atas, p. 184-187, 1994

GÓES, A.M. de O. & Feijó, F.J. 1994. **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8:57-67.

FUCK, R.A. **A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins**. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Atas, p. 184-187, 1994.

GÓES, A.M. de O. & Feijó, F.J. 1994. **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8:57-67.

GORAYEB, P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., & DA SILVA LOBO, L. R. **Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust**. Journal of South American Earth Sciences, 45, p. 278-292. 2013.

GORAYEB, P. S. S. 2010. **Estudo comparativo entre as províncias extensionais do NE da Província Tocantins e NW da Província Borborema**. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, vol. 45, p. 74.

GORAYEB, P. S. S. 2011. **Geologia do Estado do Tocantins: aspectos gerais e conhecimento atual. Contribuição à geografia física do Estado do Tocantins**. Editora Kelps, Goiânia, p. 19-45.

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

GORAYEB, P.S.S., COSTA, J.B.S., LEMOS, R.L., GAMA Jr. T., BEMERGUY, R.L., HASUI, Y., 1988. **O Pré- Cambriano da Região de Natividade, GO**. Rev. Bras. Geoc., 18: 391-397.

GORAYEB P.S.S., MOURA C.A.V. **Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional-TO**. In: Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Bol. Res. Exp., SBG-NO, CD Rom, 2001.

- GORAYEB P. S. S., MOURA, C. A. V., BARROS, G. R., 2000. **Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil.** Revista Brasileira de Geociências, 30, p.215-224.
- GUY, M. (1966). **Quelques principes e quelques experiences sur la metodologie de la photo-interpretation.** Simposium Internacional de Photo-Interpretation, v.1, 21-41. Paris.
- HARALYI, N.L.E., HASUI, Y. 1985. **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, p. 124-131.
- HASUI, Y. et al. **Considerações sobre a Geologia da Região de Porto Nacional e Ipueiras, GO.** Revista Brasileira De Geociências, São Paulo, V.17, N.3, P.295-301, 1987.
- HASUI Y., COSTA J.B.S., GORAYEB P.S.S., LEMOS R.L., GAMA JR. T., BEMERGUY, R.L. **Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás.** In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, RJ, Anais, p. 2220-2230, 1984.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. **Província Tocantins - Setor setentrional.** In: Almeida, Fernando Flávio Marques de; Hasui, Yociteru (Coord.). O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher Ltda p.187- 204, 1984.
- HASUI, Y., MOTO, J. A. 1988. **A Zona Sismogênica de Porangatu.** In: 35 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, v. 5. p. 2173-2186.
- HASUI, Y. & PONÇANO, W. 1978. **Organização estrutural e evolução da bacia de Taubaté.** In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais. Recife, SBG, v. I.
- IAEA. 2003. **Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data.** Viena: Intern. Atomic Energy Agency. 179 p.
- JOST H., CHEMALLE JR. F., FUCHS R. A., DUSSIN I. A. 2013. **Uvã complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 47, p. 201-212.
- KAMINSKY, F. V.; SABLUKOV, S. M.; SABLUKOVA, L. I.; ZAKHARCHENKO, O. D. 2009. **The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 28: 288-303.

KEGEL, W., 1953. **Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba**. Departamento Nacional de Produção Mineral. Divisão de Geologia e Mineralogia.

KÖPPEN AND W., **Das geographic System der Klimate, Handbuch der Klimatologie**, pp.1-44, 1936.

LIMA, H.A.F., FERREIRA FILHO, C.F., PIMENTEL, M.M., DANTAS, E.L., ARAÚJO, S.M., 2008. **Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil**. Journal of South American Earth Science 26, 300e317.

LUZ, Adão Benvindo da; LINS, Fernando Antonio Freitas. **Rochas & minerais industriais: usos e especificações**. CETEM/MCT, 2005.

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.

MARINI, O.J., FUCK, R.A., DANNI, J.C., DARDENNE, M.A., LOGUERCIO, S.O., RAMALHO, R. **As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai- Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás**. In: Schobbenhaus, C., Diógenes, A.C., Derge, G.R., Asmos, M.G. (Coord.) 1984. Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. p. 251-303, 1984b.

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

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

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

NAKASHIMA H.; Silva A.M.; de Souza J.P.G.; **Mapeamento de zona de alteração hidrotermal utilizando dados aerogeofísicos de alta resolução espacial no Greenstone Belt de Faina**. PIBIC/CnPQ Universidade de Brasília. 2018.

NEVES, B. B. D. B., Fuck, R. A., & Pimentel, M. M. (2014). **The Brasiliano collage in South America: a review**. Brazilian Journal of Geology, 44(3), 493-518.

- OLIVEIRA, Alisson Lopes. 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.
- OLIVEIRA, D.C.; Mohriak, W.U. 2003. **Jaibaras through: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil.** Marine and Petroleum Geology, 20: 351-383.
- PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A. 1992. **Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil.** Geology, 20:375-379
- 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, Belo Horizonte. Anais SBG, p.39. 1998.
- 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, n.30, p.35-39, 2000.
- PIMENTEL M.M., HEAMAN L., FUCK R.A., MARINI O.J. 1991. **U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil.** Precambrian Research, 52:321-335.
- 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, p.355-370. 2004.
- PINHEIRO, B.L.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S. 2011. **Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd.** Revista Brasileira de Geociências 41, 304-318.
- PRAXEDES, Igor Fernandes. **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.
- RAMOS, J.R. de A. & BARBOSA, R.A. 1967. **Geologia e petrografia da região de Porto Nacional e Miracema do Norte, Rio Tocantins.** In: SIMP. SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1, Belém, 1967. Atas... Belém, CNPq, p. 387-401.
- 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. 484p. 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.** Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 71, 2009.

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

SACHETT C. R., LAFON, J. M., KOTSCHOUBEY, B. 1996. **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, Anais, Salvador, p. 264-267.

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

SOARES, P.C., Assine, M.L., Rabelo, L. 1998. **The Pantanal basin: recent tectonics, relationship to Transbrasiliano lineament.** In: IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Anais. INPE (1998): 459-469.

SOARES, J. E. P. "Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central." (2005).

STRIEDER, A.J., Gottardo, E., Cunha, F.S.S., Binotto, R.B., Mesquita, M.J.M. 1994. **O Significado Tectônico dos Lineamentos Transbrasilianos no Processo Colisional Neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Resumo. Balneário Camboriú, SC, Brasil. v. 1. p. 267-269.

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

11. ANEXOS

11.1. Mapa Geológico Do Projeto Monte Do Carmo

11.1.2. Mapa Geológico Da Subárea Ix

11.1.3. Mapa Fotolitológico Da Subárea Ix

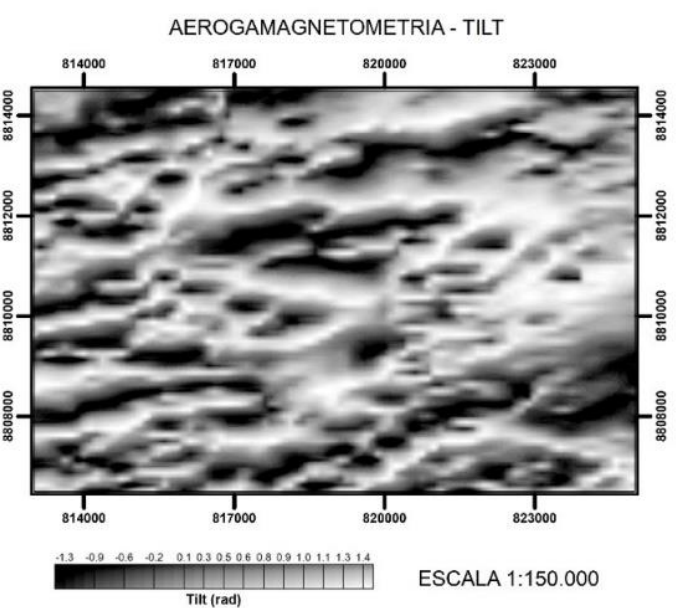
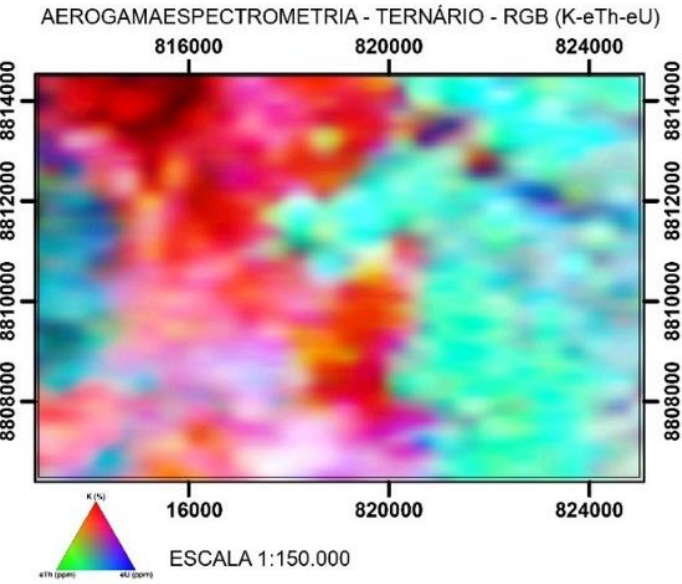
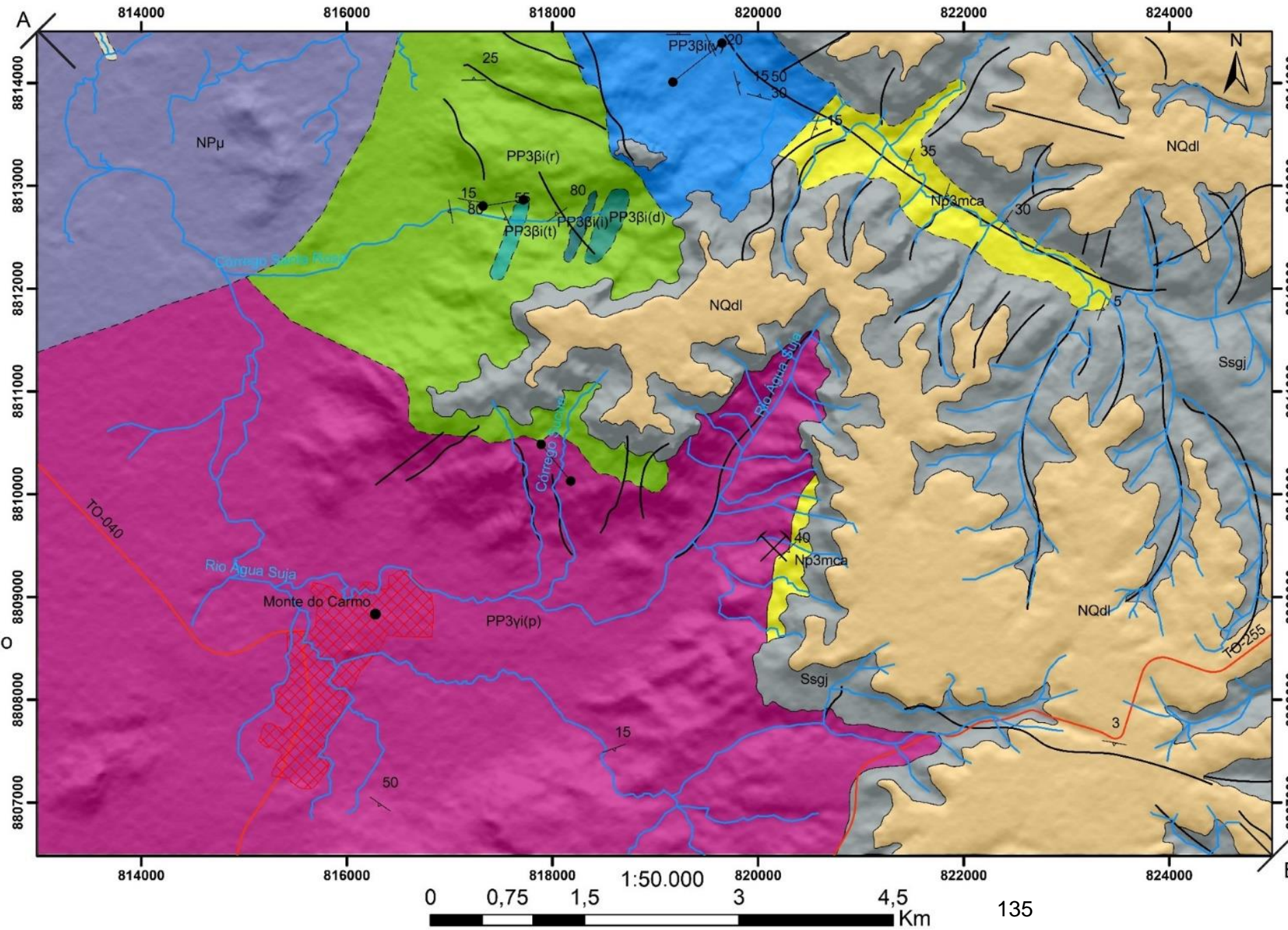
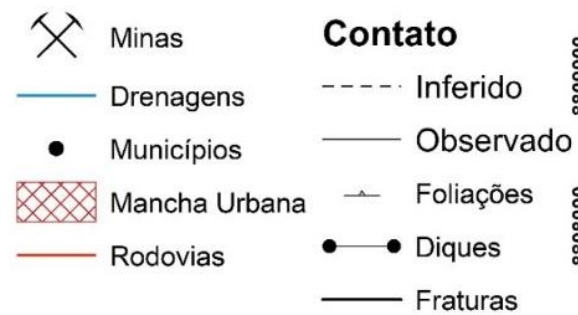
11.1.4. Mapa De Intrpretação Da Composição Ternária Rgb Da Subárea Ix

11.1.5. Mapa De Intrpretação Dos Lineamentos Magnéticos Por Derivada *Tilt* Da Subárea Ix

11.1.6. Mapa Base Da Subárea Ix

11.1.7. Mapa De Pontos Da Subárea Ix

MAPA GEOLÓGICO DA SUB-ÁREA IX



	I	II	III	IV
V	VI	VII	VIII	IX
	XI	XII	XIII	XIV
X	XV	XVI		XVII
	XVIII	XIX	XX	

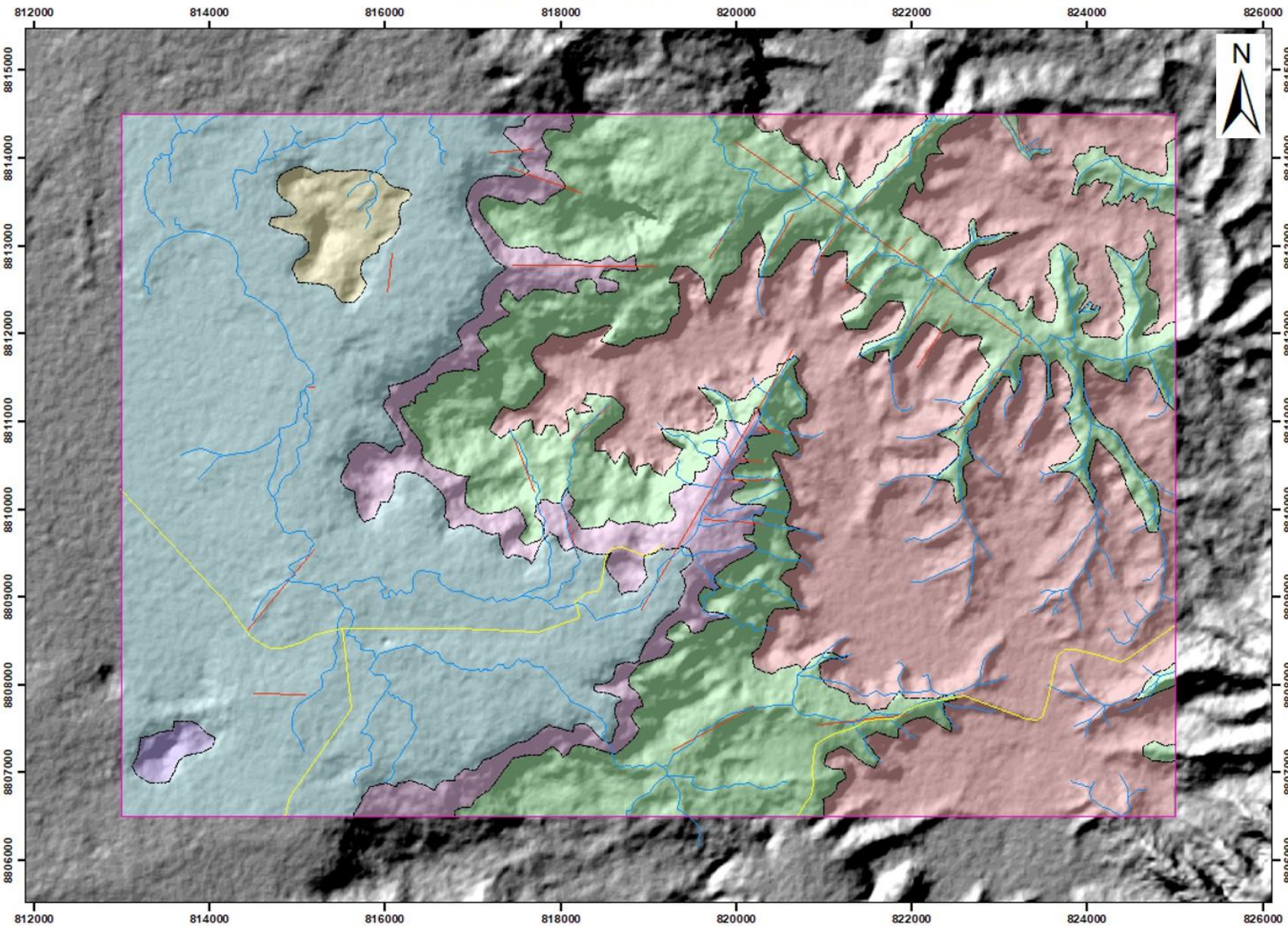
PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR Zona 22S
 Origem da quilometragem UTM: equador e Meridiano Central -57
 acrescidas as constantes: 10.000Km e 500Km, respectivamente.

Datum horizontal: SIRGAS 2000
 Declinação magnética do centro da folha: 16°20' W 19/11/2010
 decresce 0"7' W/ano.

PROJETO MONTE DO CARMO
 SUB-ÁREA IX
 ANA BEATRIZ DE ALCANTÁRA ROCHA
 VITÓRIA RODRIGUES FERREIRA BARBOSA
 WEDLY FERREIRA NOVAIS COSTA
 2018



MAPA FOTOLITOLÓGICO



Legenda

- Área IX
- RODOVIA
- VIA_PAVIMENTADA
- Drenagens
- Lineações do Relevo
- Quebras Negativas

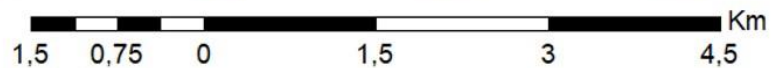
ZONAS HOMOLOGAS

- A
- B
- C
- D
- E
- F

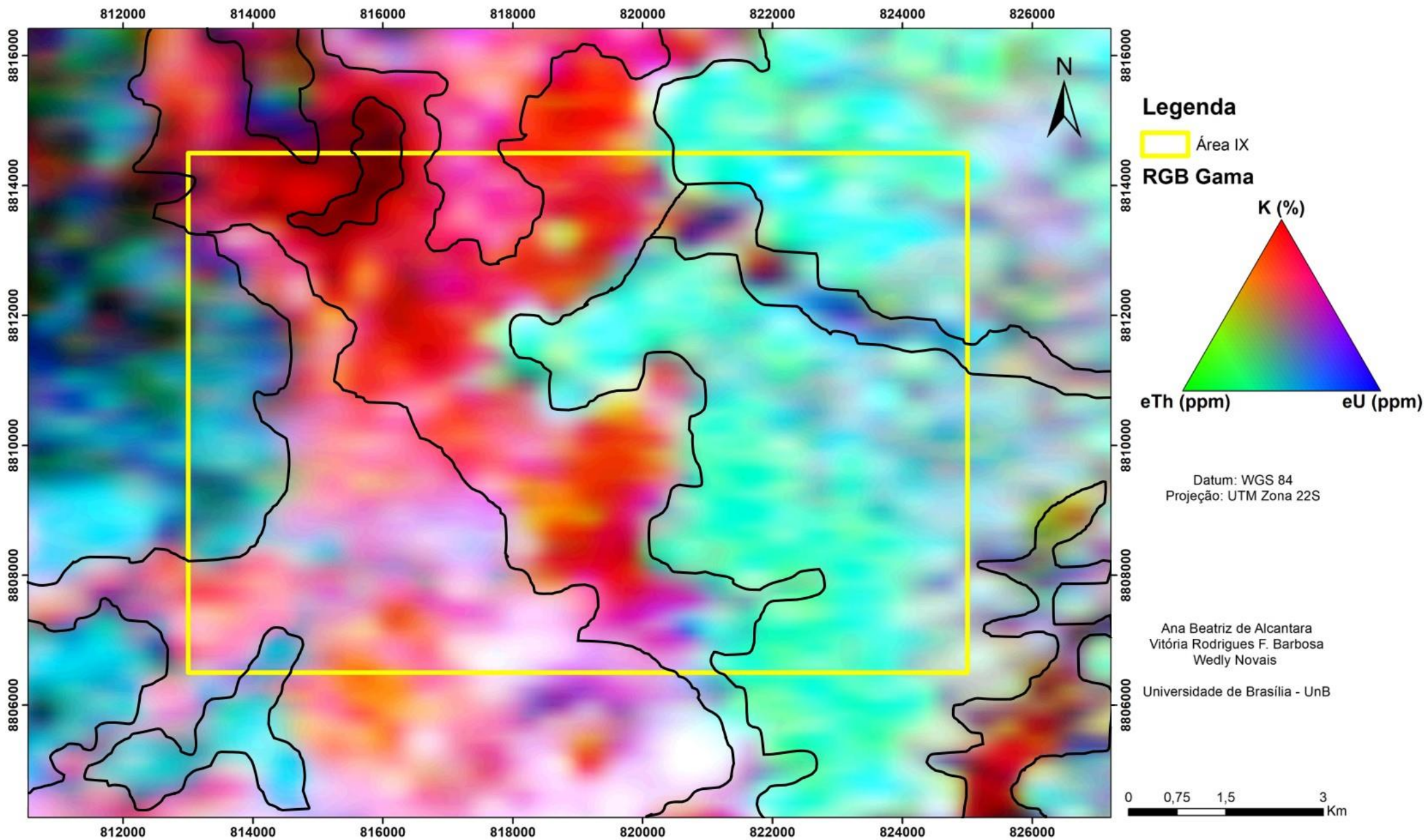
Datum: WGS 84
Projeção: UTM Zona 22S

Ana Beatriz de Alcantara
Vítória Rodrigues F. Barbosa
Wedly Novais

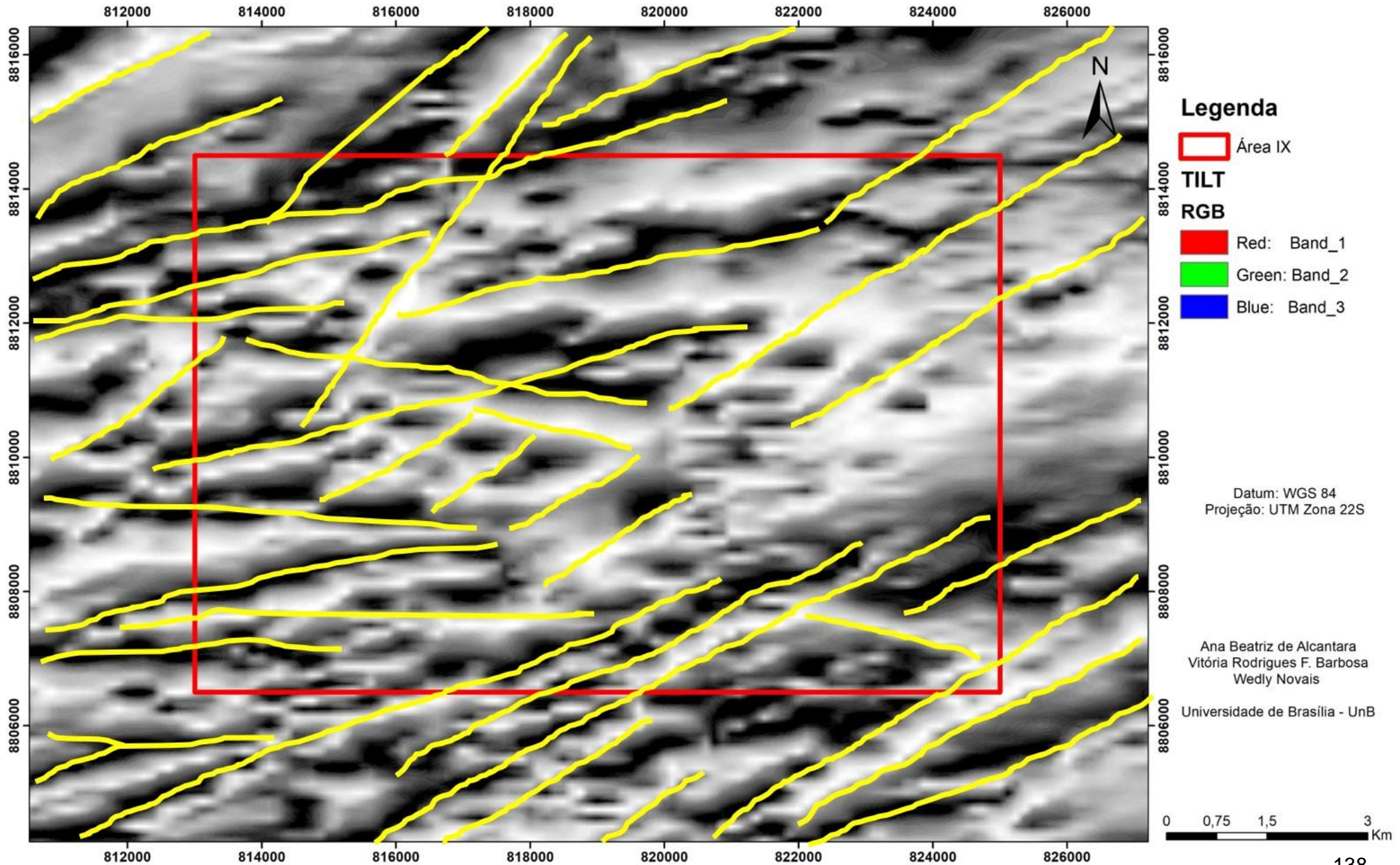
Universidade de Brasília - UnB



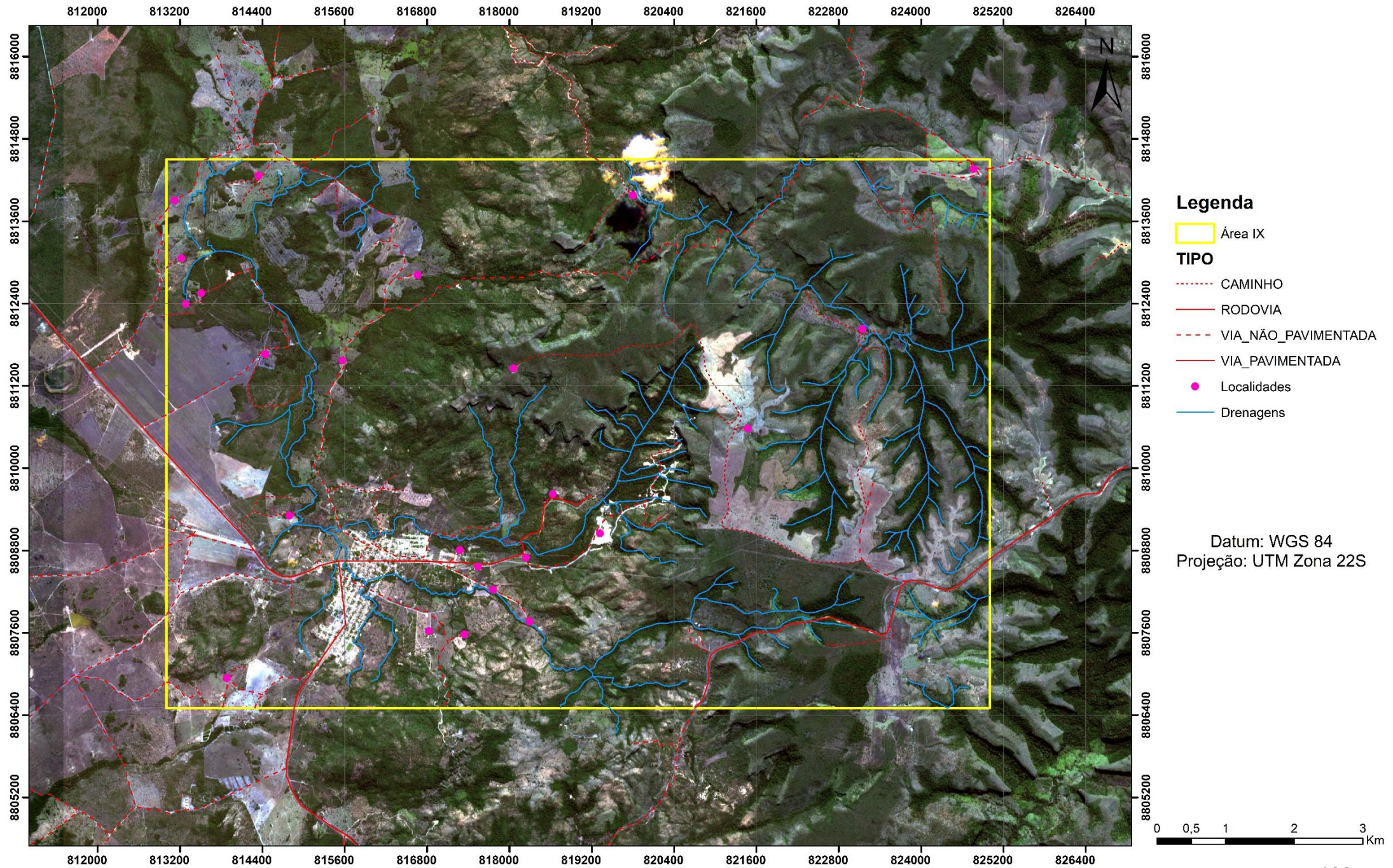
Mapa - Composição Ternária Gama - Área IX

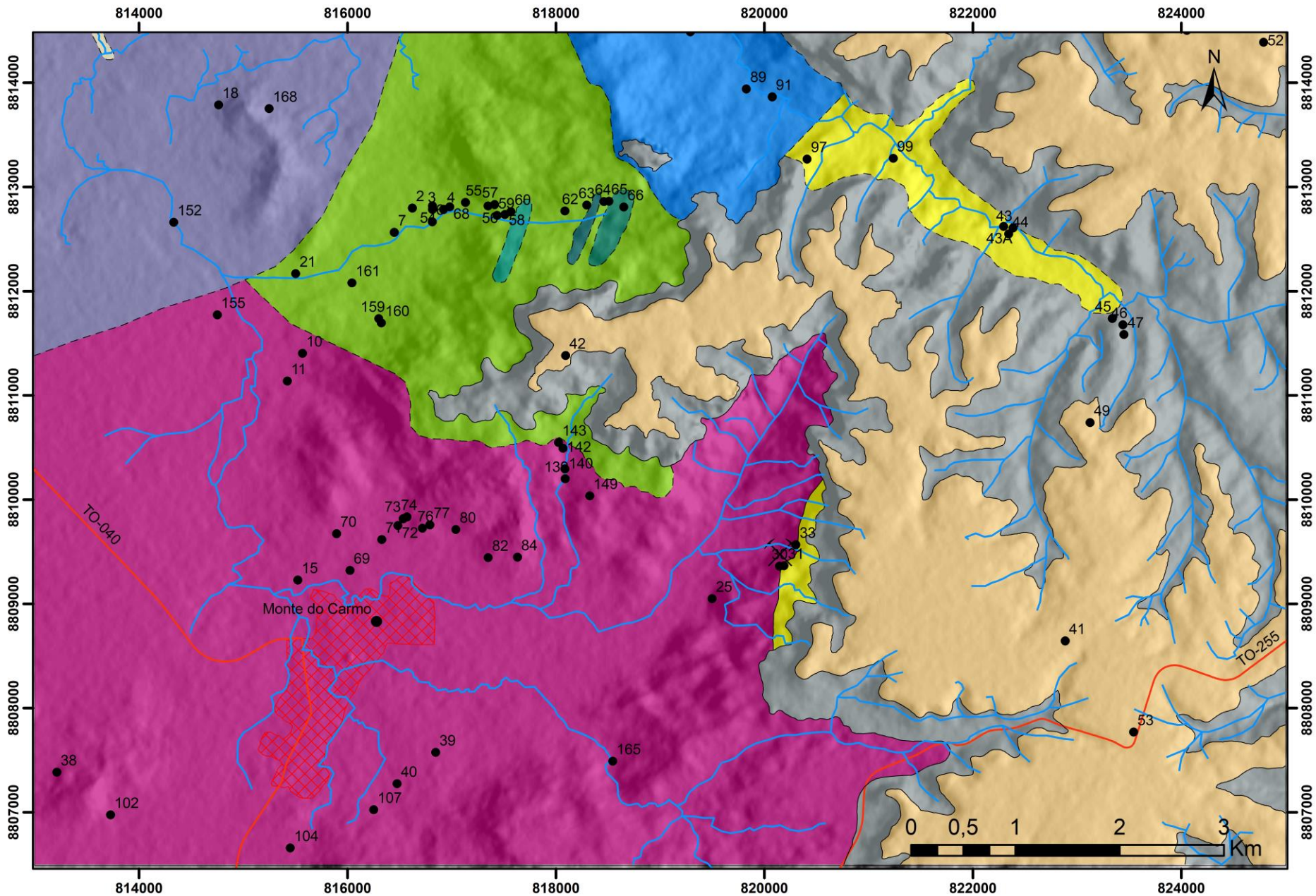


Mapa - TILT - Área IX



Mapa Base - Área IX







Mapa de Pontos

Legenda

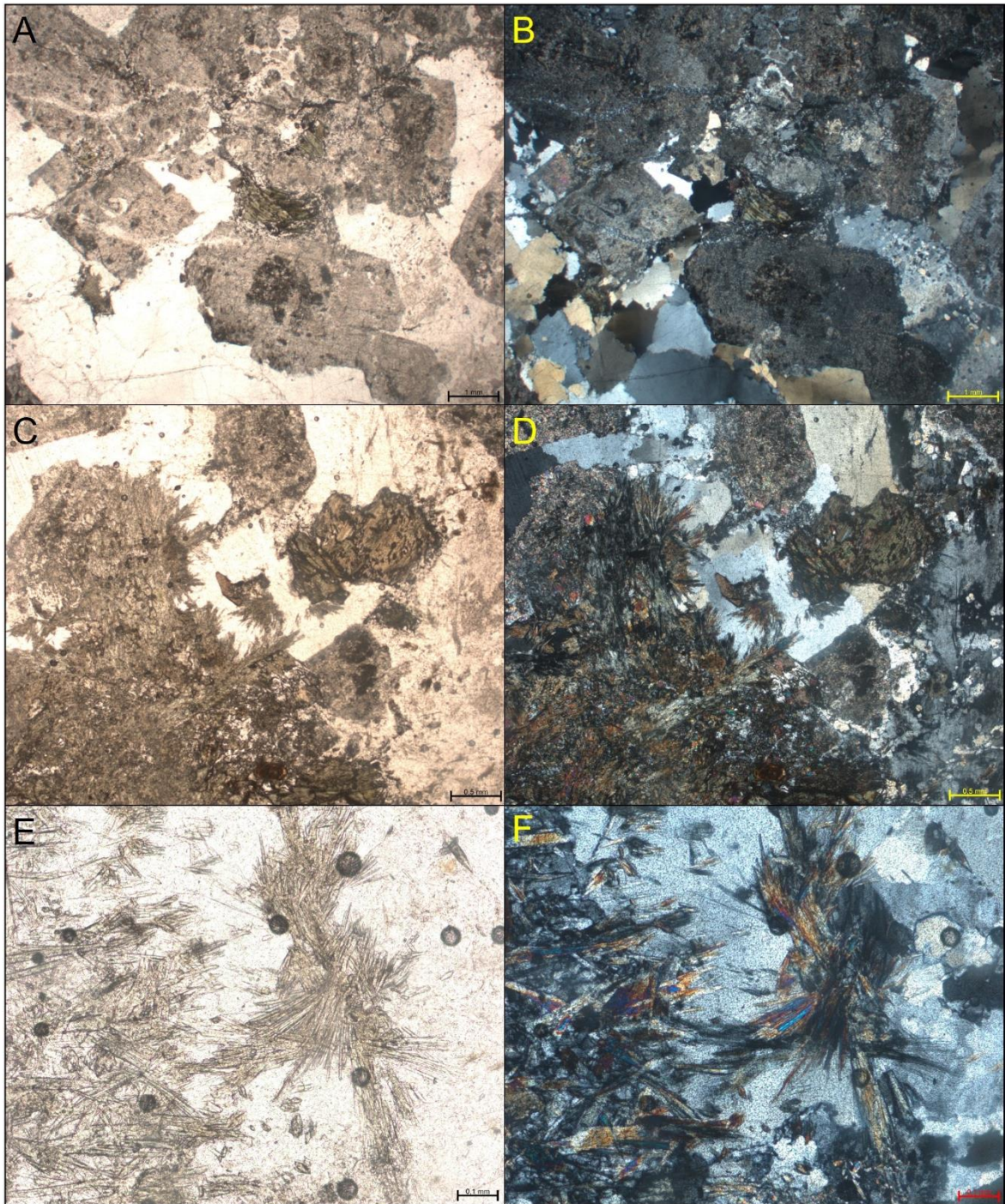
- | | | | | | |
|--------------|------------|-----------------|-----------------------|---------------------------------------|------------------------------------|
| Area_IX | Minas | Contatos | Litologias | Intrusão Máfico/Ultramáfica Acamadada | Suíte Santa Rosa - Ignibrito |
| Drenagens_IX | Municípios | Inferido | Crosta Laterítica | Quartzito | Suíte Santa Rosa - Riolitos |
| Rodovias | Amostras | Normal | Depósitos Aluvionares | Granito do Carmo | Suíte Santa Rosa - Tufos |
| | | | Bacia do Parnaíba | Suíte Santa Rosa - Dacito | Suíte Santa Rosa - Vulcanoclástica |

Datum: SIRGAS 2000
 Projeção: UTM Zona 22 S
 PROJETO MONTE DO CARMO - 2018
 SUB-ÁREA IX

11.3. FICHAS PETROGRÁFICAS

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-10 Coordenadas: 815569 8811404		
	Unidade Litológica: Granito do Carmo		
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Fotografia Macro 		
Rocha de coloração esverdeada, granulação média a grossa, inequigranular, com cristais milimétricos a centimétricos (fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo). Mineralogia composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, epidoto.			
Microscopia			
<table border="1"> <tr> <td>Composição Mineral</td> <td>%</td> </tr> </table>		Composição Mineral	%
Composição Mineral		%	
<table border="1"> <tr> <td>Quartzo</td> <td>40</td> </tr> </table>		Quartzo	40
Quartzo	40		
<table border="1"> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>30</td> </tr> </table>	Plagioclásio	30	
Plagioclásio	30		
<table border="1"> <tr> <td>Feldspato Potássico</td> <td>20</td> </tr> </table>	Feldspato Potássico	20	
Feldspato Potássico	20		
<table border="1"> <tr> <td>Biotita</td> <td>2</td> </tr> </table>	Biotita	2	
Biotita	2		
<table border="1"> <tr> <td>Actinolita</td> <td>5</td> </tr> </table>	Actinolita	5	
Actinolita	5		
<table border="1"> <tr> <td>Zircão</td> <td>1</td> </tr> </table>	Zircão	1	
Zircão	1		
<table border="1"> <tr> <td>Clorita</td> <td>1</td> </tr> </table>	Clorita	1	
Clorita	1		
<table border="1"> <tr> <td>Sericita</td> <td>1</td> </tr> </table>	Sericita	1	
Sericita	1		
Textura e Estruturas			
Granular de grão grosseiro, apresenta fraturas.			
Descrição Microscópica			
<p>Rocha de granulação média a grossa, holocristalina, porfirítica, hipidiomórfica, inequigranular. Há ocorrência de fraturas ao longo da seção. Clorita e actinolita ocorrem como minerais secundários, ambas ocorrendo em contato com plagioclásio.</p> <ul style="list-style-type: none"> ● Quartzo: cristais anédricos (0,8 a 4,2 mm), apresentando extinção ondulada. ● Plagioclásio: subédrico, ocorre fortemente alterado (sericitização, restando pseudomorfos e alguns cristais alterados). ● Feldspato Potássico: cristais anédricos (0,4 a 4,8 mm), ocorrendo nas formas de microclínio e ortoclásio. ● Biotita: cristais euédricos (0,2 mm), apresentando pleocroísmo incolor a castanho e clivagem bem marcada. ● Zircão: cristais euédricos (~0,3 mm), alto relevo, alta cor de interferência, extinção reta. ● Clorita: ocorre como mineral secundário (alteração da biotita), apresenta pleocroísmo de incolor a verde claro. ● Actinolita: ocorre como mineral secundário, em hábito radial. ● Sericita: ocorre como alteração do plagioclásio, gerando micas brancas de granulação muito fina a fina. 			

Fotomicrografias



- A) Visão geral da lâmina representando textura granular e grãos grosseiros. No centro da imagem, biotita se alterando para clorita. Demais cristais de quartzo, plagioclásio (muito alterado) e feldspato potássico. Aumento de 1,25x, nicóis paralelos. Em B, nicóis cruzados.
- C) Cristais de actinolita em evidência, além das feições de alteração (saussuritização) da rocha. Aumento de 2,5x, nicóis paralelos. Em D, nicóis cruzados.
- E) Aspecto acicular radial das actinolitas presentes na rocha. Aumento de 10X, nicóis paralelos. Em F, nicóis cruzados.

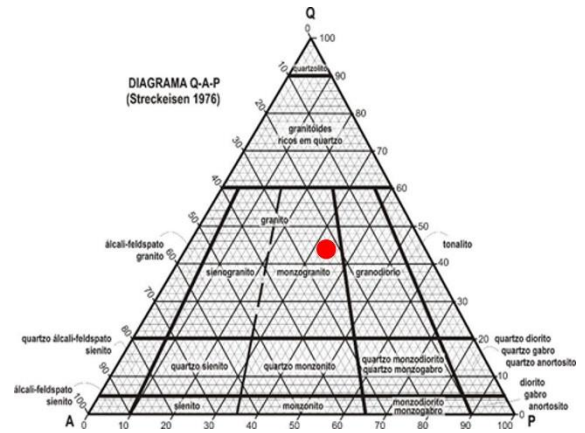
Interpretação e Discussão

A presença de ortoclásio e microclínio permite interpretar uma cristalização do magma em temperaturas intermediárias a baixas e resfriamento lento.

A presença de extinção ondulada no quartzo e fraturas indica deformação posterior.

As fases minerais secundárias representadas por clorita e actinolita indicam metamorfismo da rocha em fácies xisto-verde.

Diagrama Composicional





Q= 44

A= 23

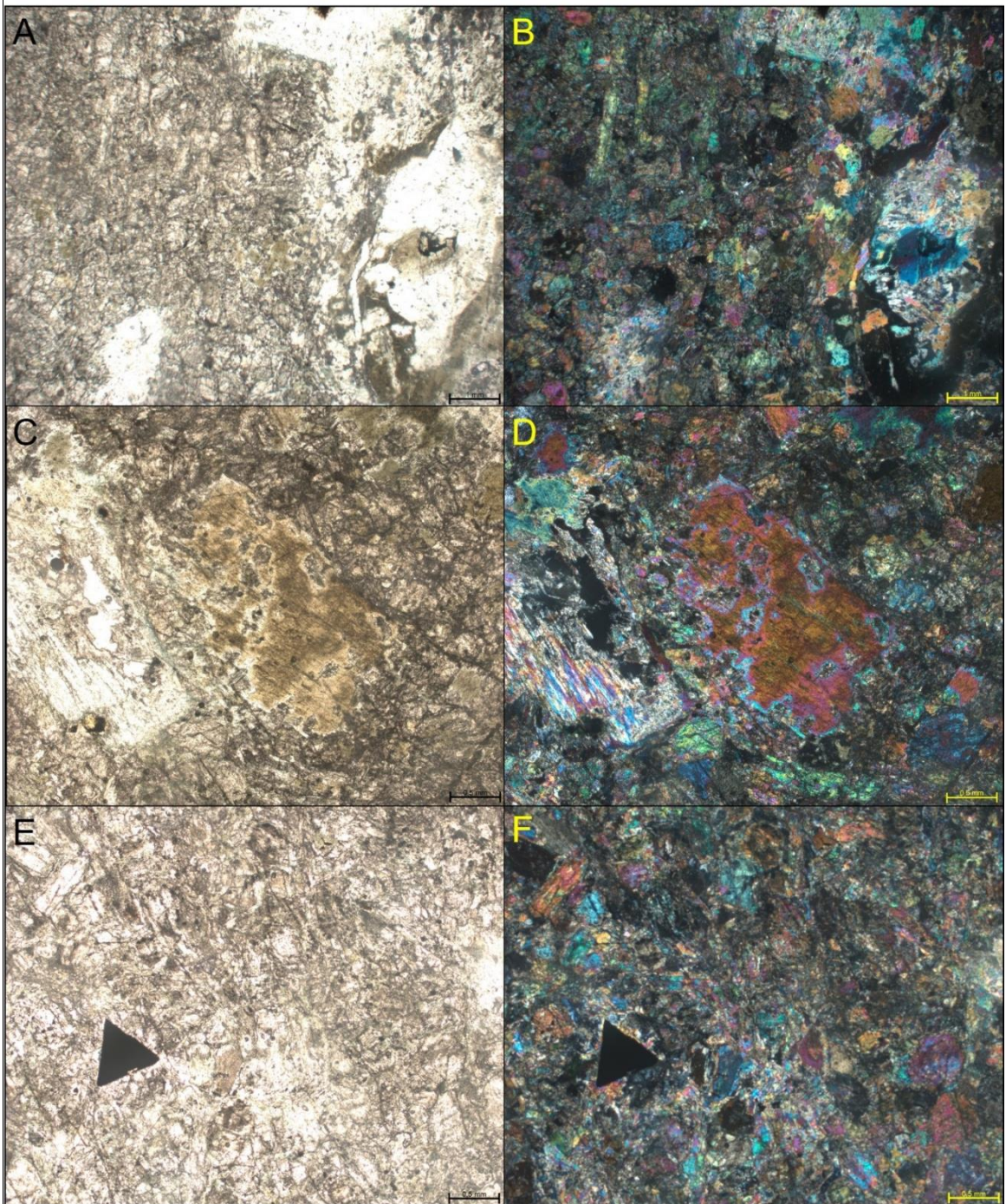
P= 33

Classificação da Rocha

Meta-Monzogranito

 <p>Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG</p>	<p>Amostra: TF18-IX-18A Coordenadas: 814765 8813787</p>												
<p>Descrição Mesoscópica e Macroscópica</p>	<p>Unidade Litológica: Intrusão ultramáfica Monte do Carmo</p>												
<p>Rocha de coloração verde-escuro, apresentando textura sub-afanítica, com cristais milimétricos de sulfetos, quartzo e anfibólio. Apresenta aspecto maciço em que os cristais são dificilmente distinguidos.</p>	<p>Fotografia Macro</p> 												
<p>Microscopia</p>	<p>Descrição Microscópica</p>												
<table border="1"> <thead> <tr> <th>Composição Mineral</th> <th>%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Clinopiroxênio</td> <td>64</td> </tr> <tr> <td>Hornblenda</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Ortopiroxênio</td> <td>13</td> </tr> <tr> <td>Actinolita/Tremolita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Opacos</td> <td>3</td> </tr> </tbody> </table>	Composição Mineral	%	Clinopiroxênio	64	Hornblenda	15	Ortopiroxênio	13	Actinolita/Tremolita	5	Opacos	3	<p>Rocha de granulação fina a média, holocristalina, hipidiomórfica, inequigranular, com textura poiquilítica (clinopiroxênio e actinolita inclusos em hornblenda), trazendo evidências de formação da hornblenda na fase intercúmulus (textura cumulática). Uralitização ocorre como alteração nos piroxênios.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Clinopiroxênio: Cristais anédricos (0,4-0,6 mm), apresenta cores de interferência de segunda ordem, clivagem comumente observada em seção prismática, com extinção oblíqua, em seções basais é possível observar duas direções de clivagem ortogonais entre si. Em nicóis paralelos, possuem aspecto “sujo” e não apresenta pleocroísmo; ocorre uralitização. • Hornblenda: Cristais anédricos, com pleocroísmo de verde claro a verde escuro, por vezes englobando cristais de clinopiroxênio. • Ortopiroxênio: Cristais subédricos (0,3 a 0,5 mm), apresenta cores de interferência de primeira ordem, extinção reta, clivagem em duas direções ortogonais entre si. Em nicóis paralelos os cristais são incolores e mais raramente amarelo-pálidos. • Actinolita/Tremolita: Ocorre como produto de alteração da hornblenda e dos piroxênios, encontra-se inserida na hornblenda, aspecto fibroso. • Opacos: Ocorrem muitas vezes com hábitos triangulares e subédricos.
Composição Mineral	%												
Clinopiroxênio	64												
Hornblenda	15												
Ortopiroxênio	13												
Actinolita/Tremolita	5												
Opacos	3												
<p>Textura e Estruturas</p>	<p>Texturas cumulática e poiquilítica</p>												

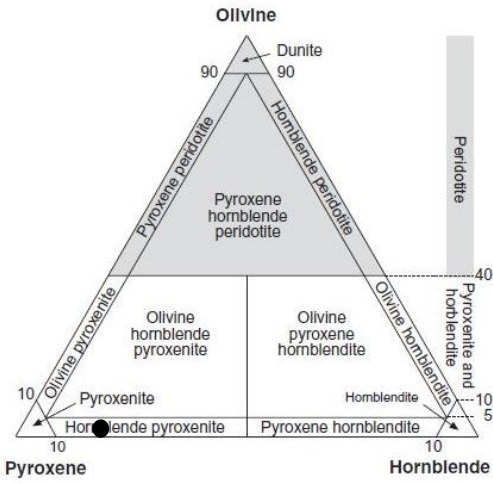
Fotomicrografias



A e B) Visão geral da lâmina, exibindo cristais de piroxênios compondo a matriz da rocha, além de cristais de hornblenda. Aumento de 1,25X. Em A, nicóis paralelos, em B, cruzados.

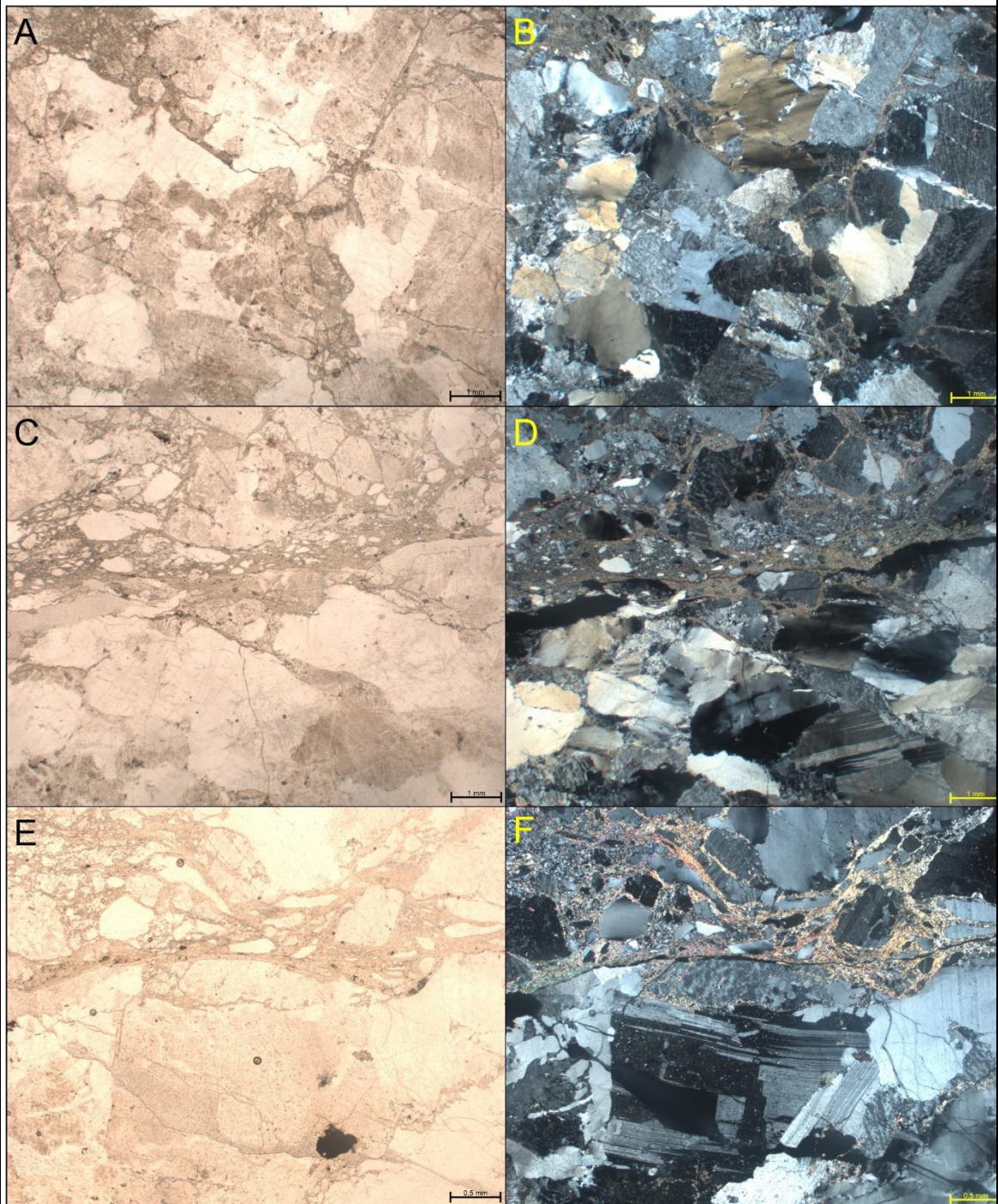
C e D) Detalhe de cristal de hornblenda, no centro, e de piroxênio, na esquerda da imagem, ambos sendo reabsorvidos, com feições de corrosão. Aumento de 2,5X. Em C, nicóis paralelos, em D, cruzados.

E e F) Aspecto geral de alteração da lâmina, com piroxênios sendo alterados para tremolitas. Detalhe de opaco com hábito triangular (possivelmente, extremidade de pirita). Aumento de 2,5X. Em E, nicóis paralelos, em F, cruzados.

Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>As texturas e assembleia mineralógica presentes na rocha possibilitam interpretar a cristalização da rocha a partir do processo de fracionamento mineral na câmara magmática por decantação de clinopiroxênio e ortopiroxênio, com a posterior cristalização de hornblenda sob a condição de um magma mais hidratado.</p> <p>A uralitização indica um processo de aquimetamorfismo ou hidratação mais tardia favorecendo a formação de anfibólios secundários pela alteração dos piroxênios.</p>	 <p style="text-align: center;"> Cpx= 69 Opx= 14 Hbl= 17 </p>
	Classificação da Rocha
	Hornblenda-piroxenito

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-33 Coordenadas: 820302 8809568										
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Unidade Litológica: Granito do Carmo										
Rocha de coloração rosa (quando fresca) e verde (alterada), equigranular, granulação média a grossa (com grãos centimétricos) e holocristalina. Sua mineralogia se caracteriza pela presença de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, epidoto e clorita.	Fotografia Macro 										
Microscopia	Descrição Microscópica										
<table border="1"> <thead> <tr> <th>Composição Mineral</th> <th>%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td>40</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td>35</td> </tr> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>20</td> </tr> <tr> <td>Muscovita</td> <td>5</td> </tr> </tbody> </table>	Composição Mineral	%	Feldspato potássico	40	Quartzo	35	Plagioclásio	20	Muscovita	5	<p>Rocha de granulação média a grossa, hipocristalina, inequigranular, xenomórfica. Apresenta duas zonas distintas: a primeira apresenta catáclase mais intensa, com cristais angulosos com feição de cominuição, gradação de granulação e formação de muscovita entre os grãos. Na segunda parte, a predominante na lâmina, a catáclase ocorre de forma mais sutil, preservando boa parte da textura primária da rocha, ocorrendo feições de deformação nos cristais e pouca formação de muscovita no contato entre grãos.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Feldspato potássico: cristais anédricos, pertíticos. • Quartzo: cristais anédricos com extinção ondulada. • Plagioclásio: cristais anédricos, apresentando geminação segundo lei da albita e falhas em alguns grãos, gerando cominuição dos mesmos. • Muscovita: ocorre como aglomerados disseminados na matriz, principalmente entre os cristais ígneos envolvidos catáclase. Não possui orientação preferencial muito bem definida.
Composição Mineral	%										
Feldspato potássico	40										
Quartzo	35										
Plagioclásio	20										
Muscovita	5										
Textura e Estruturas	Granular, Cataclásica										

Fotomicrografias





A e B) Aspecto geral da lâmina, exibindo textura granular e zonas fraturadas preenchidas por filossilicatos. Cristais de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

C e D) Detalhe de contato entre porção mais cataclástica e porção menos deformada. Porção superior da imagem exibindo zona bastante fraturada, com ruptura de grãos e preenchimento por muscovita muito fina. Porção inferior expondo porção com granulação mais grossa e com menos ruptura. Aumento de 1,25X. Em C, n//; em D, nx.

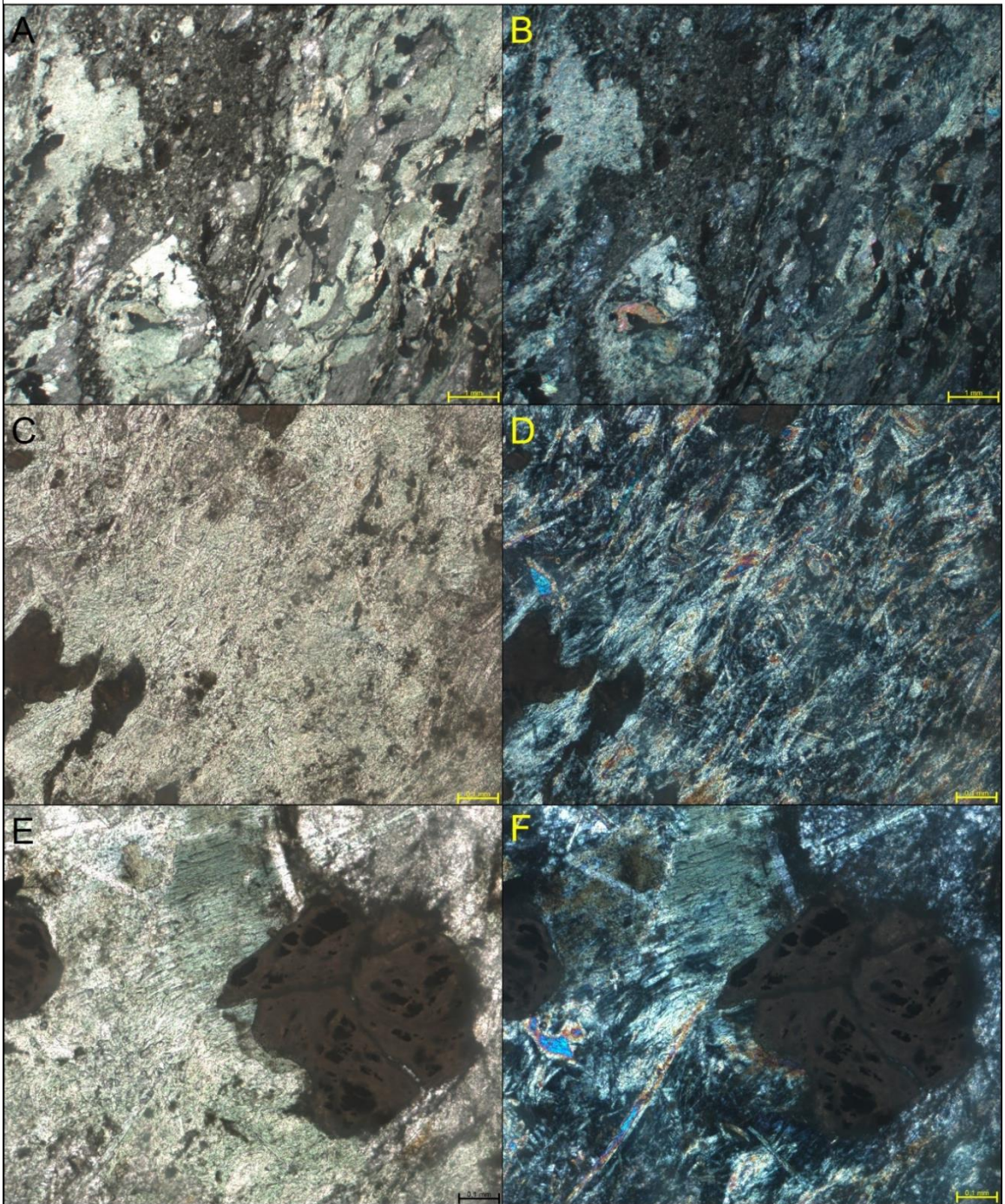
E e F) Detalhe de feldspatos com exsoluções (centro da imagem) e zona bastante fraturada (parte superior).

Aumento de 2,5X. Em E, n//; em F, nx.

Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>Com base nas texturas e mineralogia apresentada, é possível inferir que trata-se de rocha ígnea plutônica ácida, que passou por processo de deformação rúptil que cominuiu de forma efetiva parte da rocha, dando aspecto anguloso aos grãos mais afetados e originando muscovita nesse processo. Na maior parte da seção, o que se observa é o reflexo dessa deformação de forma mais amena, sendo representada mais expressivamente pelas microestruturas presentes principalmente no plagioclásio e extinção ondulada do quartzo, além de pequenos fragmentos cominuídos com espaços preenchidos por muscovita em poucas porções do domínio.</p>	<div data-bbox="842 360 1444 790" data-label="Figure"> </div> <div data-bbox="842 891 997 1064" data-label="Text"> <p>Q= 42 A= 37 P= 21</p> </div> <div data-bbox="762 1137 1444 1182" data-label="Section-Header"> <p>Classificação da Rocha</p> </div> <div data-bbox="1013 1227 1193 1265" data-label="Text"> <p>Monzogranito</p> </div>

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-54 Coordenadas: 814765 8813787																
	Unidade Litológica: Intrusão ultramáfica Monte do Carmo																
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Fotografia Macro 																
Rocha de coloração cinza esverdeado, matriz afanítica, textura porfírica, sendo identificáveis alguns fenocristais de brilho vítreo. Minerais observados foram a pirita e plagioclásio. Apresenta-se bastante alterada, com dureza muito baixa, podendo inferir a presença de clorita.																	
Microscopia																	
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="width: 80%;">Composição Mineral</th> <th style="width: 20%;">%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Actinolita</td> <td>40</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>>1</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Opacos</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Outros</td> <td>4</td> </tr> </tbody> </table>		Composição Mineral	%	Actinolita	40	Biotita	5	Plagioclásio	>1	Clorita	30	Titanita	5	Opacos	15	Outros	4
Composição Mineral		%															
Actinolita		40															
Biotita	5																
Plagioclásio	>1																
Clorita	30																
Titanita	5																
Opacos	15																
Outros	4																
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Actinolita</td> <td style="width: 20%;">40</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>>1</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Opacos</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Outros</td> <td>4</td> </tr> </tbody> </table>	Actinolita	40	Biotita	5	Plagioclásio	>1	Clorita	30	Titanita	5	Opacos	15	Outros	4			
Actinolita	40																
Biotita	5																
Plagioclásio	>1																
Clorita	30																
Titanita	5																
Opacos	15																
Outros	4																
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Actinolita</td> <td style="width: 20%;">40</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>>1</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Opacos</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Outros</td> <td>4</td> </tr> </tbody> </table>	Actinolita	40	Biotita	5	Plagioclásio	>1	Clorita	30	Titanita	5	Opacos	15	Outros	4			
Actinolita	40																
Biotita	5																
Plagioclásio	>1																
Clorita	30																
Titanita	5																
Opacos	15																
Outros	4																
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Actinolita</td> <td style="width: 20%;">40</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>>1</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Opacos</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Outros</td> <td>4</td> </tr> </tbody> </table>	Actinolita	40	Biotita	5	Plagioclásio	>1	Clorita	30	Titanita	5	Opacos	15	Outros	4			
Actinolita	40																
Biotita	5																
Plagioclásio	>1																
Clorita	30																
Titanita	5																
Opacos	15																
Outros	4																
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Actinolita</td> <td style="width: 20%;">40</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>>1</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Opacos</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Outros</td> <td>4</td> </tr> </tbody> </table>	Actinolita	40	Biotita	5	Plagioclásio	>1	Clorita	30	Titanita	5	Opacos	15	Outros	4			
Actinolita	40																
Biotita	5																
Plagioclásio	>1																
Clorita	30																
Titanita	5																
Opacos	15																
Outros	4																
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Actinolita</td> <td style="width: 20%;">40</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>>1</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Opacos</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Outros</td> <td>4</td> </tr> </tbody> </table>	Actinolita	40	Biotita	5	Plagioclásio	>1	Clorita	30	Titanita	5	Opacos	15	Outros	4			
Actinolita	40																
Biotita	5																
Plagioclásio	>1																
Clorita	30																
Titanita	5																
Opacos	15																
Outros	4																
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Actinolita</td> <td style="width: 20%;">40</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>>1</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Opacos</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Outros</td> <td>4</td> </tr> </tbody> </table>	Actinolita	40	Biotita	5	Plagioclásio	>1	Clorita	30	Titanita	5	Opacos	15	Outros	4			
Actinolita	40																
Biotita	5																
Plagioclásio	>1																
Clorita	30																
Titanita	5																
Opacos	15																
Outros	4																
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Actinolita</td> <td style="width: 20%;">40</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>>1</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Opacos</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Outros</td> <td>4</td> </tr> </tbody> </table>	Actinolita	40	Biotita	5	Plagioclásio	>1	Clorita	30	Titanita	5	Opacos	15	Outros	4			
Actinolita	40																
Biotita	5																
Plagioclásio	>1																
Clorita	30																
Titanita	5																
Opacos	15																
Outros	4																
Textura e Estruturas																	
Texturas nematoblástica e porfiroblástica																	
Descrição Microscópica																	
<p>Rocha de granulação fina a grossa, holocristalina, hipidiomórfica, inequigranular, com aspecto de deformação e brechação. Foi observada textura porfiroblástica (os óxidos estão se destacando pelo seu tamanho em relação à matriz da rocha) e nematoblástica, no qual os minerais de actinolita conferem uma característica de orientação na rocha. Sericitização e cloritização ocorrem como alteração no plagioclásio e na actinolita, respectivamente. Também ocorre a transformação de ilmenita em titanita. Outros minerais encontrados foram a apatita, zircão e calcopirita.</p>																	
<ul style="list-style-type: none"> • Actinolita: De forma prismática e granulação fina (0,4 mm a 0,6 mm), ocorrem como produto de alteração. • Clorita: Anedral com tamanhos variados, sendo produto secundário da alteração da Actinolita. • Plagioclásio: É encontrado disseminado na matriz fina e classificado como albita por análise de microsonda. • Biotita: É resultado de alteração hidrotermal, possuindo baixos teores de Ti. • Titanita: Ocorre em duas formas, a primária é euedral, com clivagens, hábito losangular e pleocroísmo marrom claro. A secundária é resultado da alteração da ilmenita, sendo anédrica de coloração castanha. • Opacos: Ocorrem muitas vezes com hábitos triangulares e subédricos. Com tamanho 1,6 mm. 																	

Fotomicrografias



A e B) Aspecto geral da lâmina, com matriz bastante alterada e fenocristais transformando para clorita. Presença marcante de opacos. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

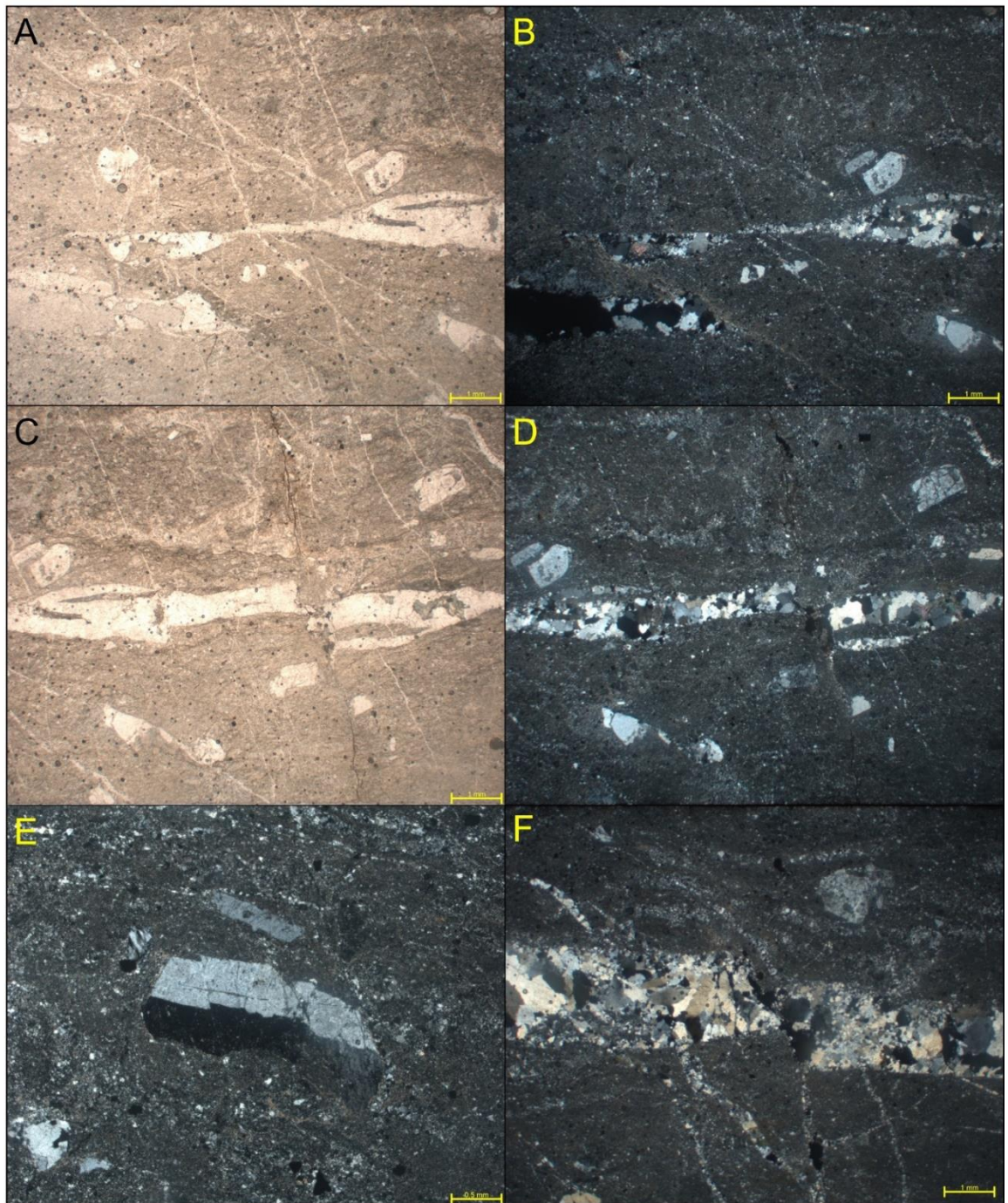
C e D) Detalhe da matriz alterada com a presença de minerais aciculares – actinolita. Presença também de clorita. Aumento de 10X. Em C, n//; em D, nx.

E e F) Detalhe de mineral de cor marrom com inclusões preta. Trata-se de ilmenita (preta) se transformando para óxido de titânio (marrom). Aumento de 10X. Em E n//; em F, nx.

Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>As texturas e a assembleia mineralógica presentes na rocha possibilitam interpretar que se trata de uma rocha metamórfica em fácies xisto verde, com sua paragênese característica de clorita+actinolita+albita. A cloritização afeta principalmente a actinolita e a sericitização, o plagioclásio. O plagioclásio é uma albita, com baixo teor de cálcio, o que indica a descalcificação que pode estar associada à formação da actinolita. A biotita encontrada é secundária, com baixa quantidade de Ti, sendo formada por processo de hidrotermalismo.</p> <p>Considerando a localização e sua mineralogia, pode relacionar-se com uma fase de metamorfismo avançado da amostra 18A.</p>	<div data-bbox="858 264 1444 806" style="text-align: center;"> </div> <div data-bbox="906 907 1082 1086" style="text-align: center;"> <p>Act: 56 Chl: 42 Alb: 2</p> </div> <div data-bbox="821 1120 1444 1285" style="text-align: center;"> <p>Classificação da Rocha</p> <p>Meta-máfica</p> </div>

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-57 Coordenadas: 817413 8812830
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Unidade Litológica: Suíte Vulcânica Santa Rosa
Rocha de coloração cinza-claro, apresentando textura porfirítica. Possui matriz clara muito fina (sem cristais identificáveis com lupa), portando clastos milimétricos a centimétricos de material variado. Os clastos estão alongados e orientados segundo a direção do fluxo. Apresenta veios de quartzo.	Fotografia Macro 
Microscopia	
Composição Mineral	%
Quartzo	40
Plagioclásio	30
Feldspato potássico	25
Opacos	5
Textura e Estruturas	
Textura porfirítica, fraturas, falha reversa e dobras.	
Descrição Microscópica	
<p>Rocha vulcânica hipocristalina, porfirítica, na qual cristais milimétricos de feldspato potássico e quartzo ocorrem imersos em matriz afanítica. Há ocorrência de veios de quartzo com espessura que varia de 0,1 a 0,4 mm ao longo de toda a seção, cortando a matriz e os fenocristais. Há, ainda, a presença de falhas reversas de rejeito milimétrico cortando a rocha e os veios previamente formados, e dobras de arrasto associadas à estrutura.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Quartzo: cristais anédricos, ocorre como fenocristais em dimensões relativamente menores (0,3 mm). Apresentam feições de engolfamento. • Plagioclásio: cristais subédricos, ocorrendo como fenocristais (0,5 a 1,5 mm), com geminação simples. Constituem também parte da matriz. • Feldspato Potássico: cristais subédricos ocorrendo como fenocristais (0,1 a 0,6 mm) imersos em matriz de granulação muito fina. Apresentam ou não geminação simples e extinção picotada. • Opacos: Ocorrem com maior frequência em associação as feições secundárias da rocha (fraturas, falhas). 	

Fotomicrografias

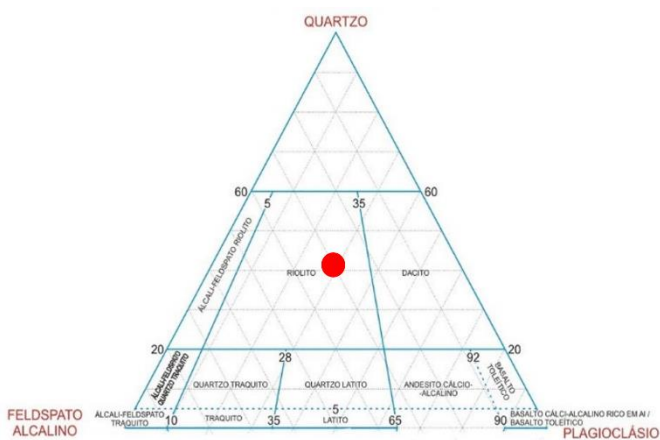



A e B) Visão geral da lâmina, exibindo matriz afanítica quartzo-feldspática. Marcante presença de veios preenchidos por quartzo recristalizado, que se cortam e se truncam. Notar falha que corta o veio mais espesso, gerando rejeito maior que 1 mm. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

C e D) Variedade de espessuras de veios que cortam a lâmina. Notar que o veio mais espesso se encontra falhado e que sua espessura varia ao longo de sua extensão. Aumento de 1,25X. Em C, n//; em D, nx.

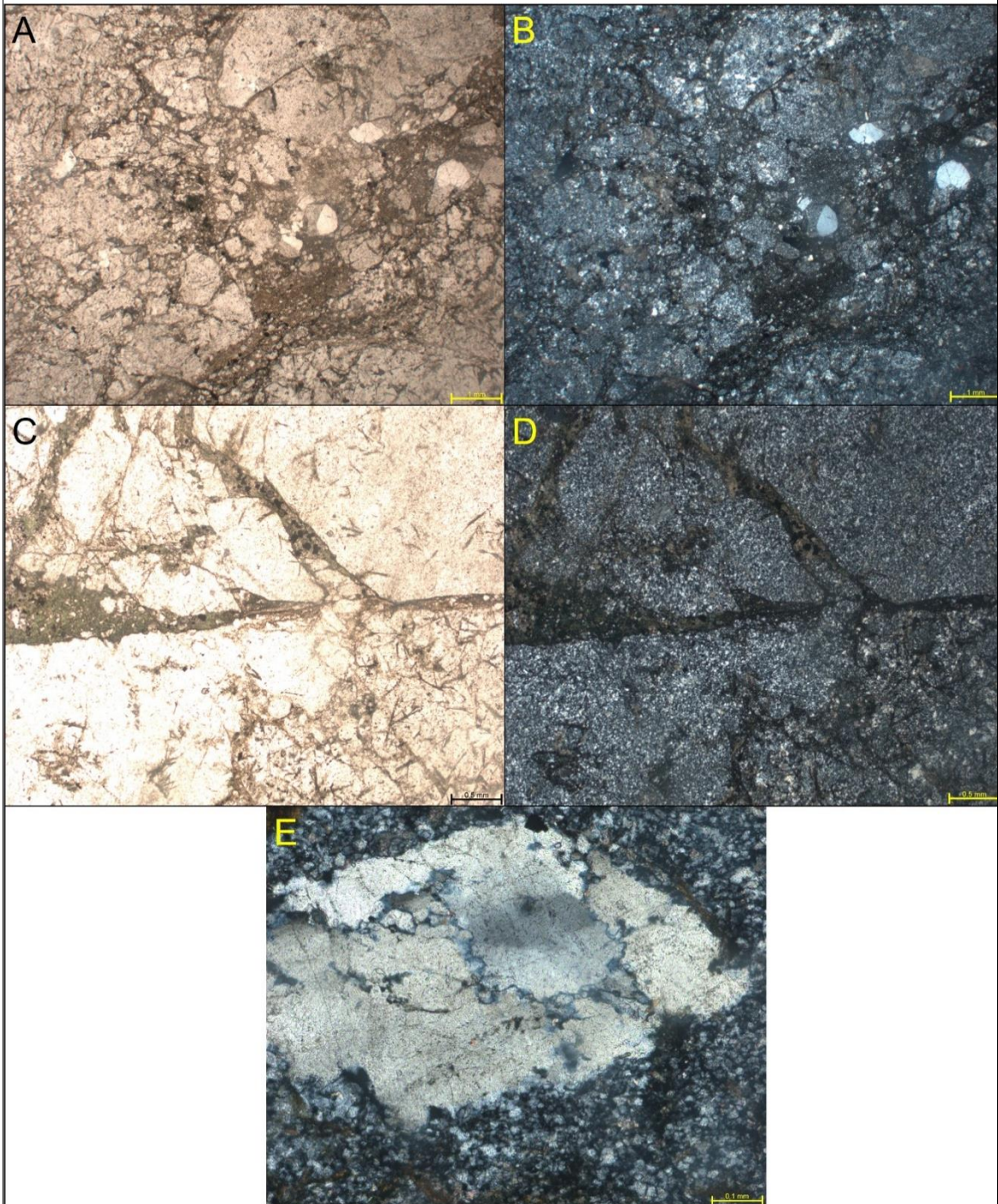
E) Fenocristal de feldspato falhado, imerso em matriz afanítica. Aumento de 2,5X, nx.

F) Veio preenchido por quartzo recristalizado em várias granulações, cortado por outros veios menores também preenchidos. Aumento de 1,25X, nx.

Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>A textura porfirítica indica o início de uma cristalização de um magma de composição riolítica ainda na câmara magmática, que veio a extrudir, impossibilitando o desenvolvimento dos cristais observados na matriz afanítica.</p> <p>A presença de veios de quartzo e falhas cortando e dobrando essas estruturas corroboram a existência de ao menos 2 fases deformacionais rúpteis distintas.</p>	 <p>Q= 42 A= 26 P= 32</p>
	<p align="center">Classificação da Rocha</p>
	<p align="center">Riolito</p>

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-58 Coordenadas: 817511 8812734		
	Unidade Litológica: Suíte Vulcânica Santa Rosa		
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Fotografia Macro 		
Rocha de coloração cinza escuro, apresenta matriz fina de cor cinza e clastos estirados de tamanhos variados (milimétricos a centimétricos) e cor mais clara que a matriz. A composição dos clastos varia, podendo ter fragmentos líticos e grãos de quartzo e feldspatos. Apresenta magnetismo.			
Microscopia			
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 70%;">Composição Mineral</td> <td style="width: 30%;">%</td> </tr> </table>		Composição Mineral	%
Composição Mineral		%	
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 70%;">Carbonato</td> <td style="width: 30%;">5</td> </tr> </table>	Carbonato	5	
Carbonato	5		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 70%;">Fragmentos líticos</td> <td style="width: 30%;">85</td> </tr> </table>	Fragmentos líticos	85	
Fragmentos líticos	85		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 70%;">Clorita</td> <td style="width: 30%;">5</td> </tr> </table>	Clorita	5	
Clorita	5		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 70%;">Opacos</td> <td style="width: 30%;">5</td> </tr> </table>	Opacos	5	
Opacos	5		
Textura e Estruturas			
Estrutura de vulcanoclástica e fraturas			
Descrição Microscópica			
<p>Rocha holocristalina composta basicamente por fragmentos líticos de tamanhos variados. Apresenta-se bastante fraturada, por onde percolaram fluidos cristalizando calcita. A matriz muito fina é composta por material de alteração.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Fragmentos líticos: Apresentam faces por vezes arredondadas a sub-arredondadas, e por vezes angulosas. Os tamanhos variam entre 0,2 mm até em torno de 5 cm, sendo, portanto, caracterizados como cinzas (10%) e lúpilis (90%). Sua composição é basicamente de rochas vulcânicas de granulação muito fina, contendo como mineralogia matriz quartzo-feldspática, alguns cristais de biotitas aciculares e calcita. • Carbonatos: ocorrem como uma massa que foi cristalizada nas fraturas, produto de percolação de fluidos. • Clorita: ocorre como mineral secundário, de alteração dos minerais da matriz, granulação muito fina, anédrica. • Opacos: de granulação muito fina, ocorrem dispersos por toda a lâmina, subédricos a anédricos. 			

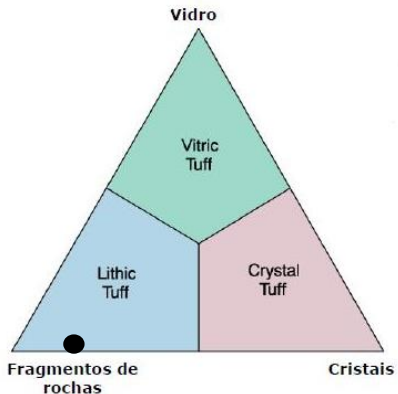
Fotomicrografias




A e B) Visão geral da lâmina, expondo vários fragmentos líticos de tamanhos variados de composição vulcânica. Matriz composta por clorita e carbonatos entre os clastos. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

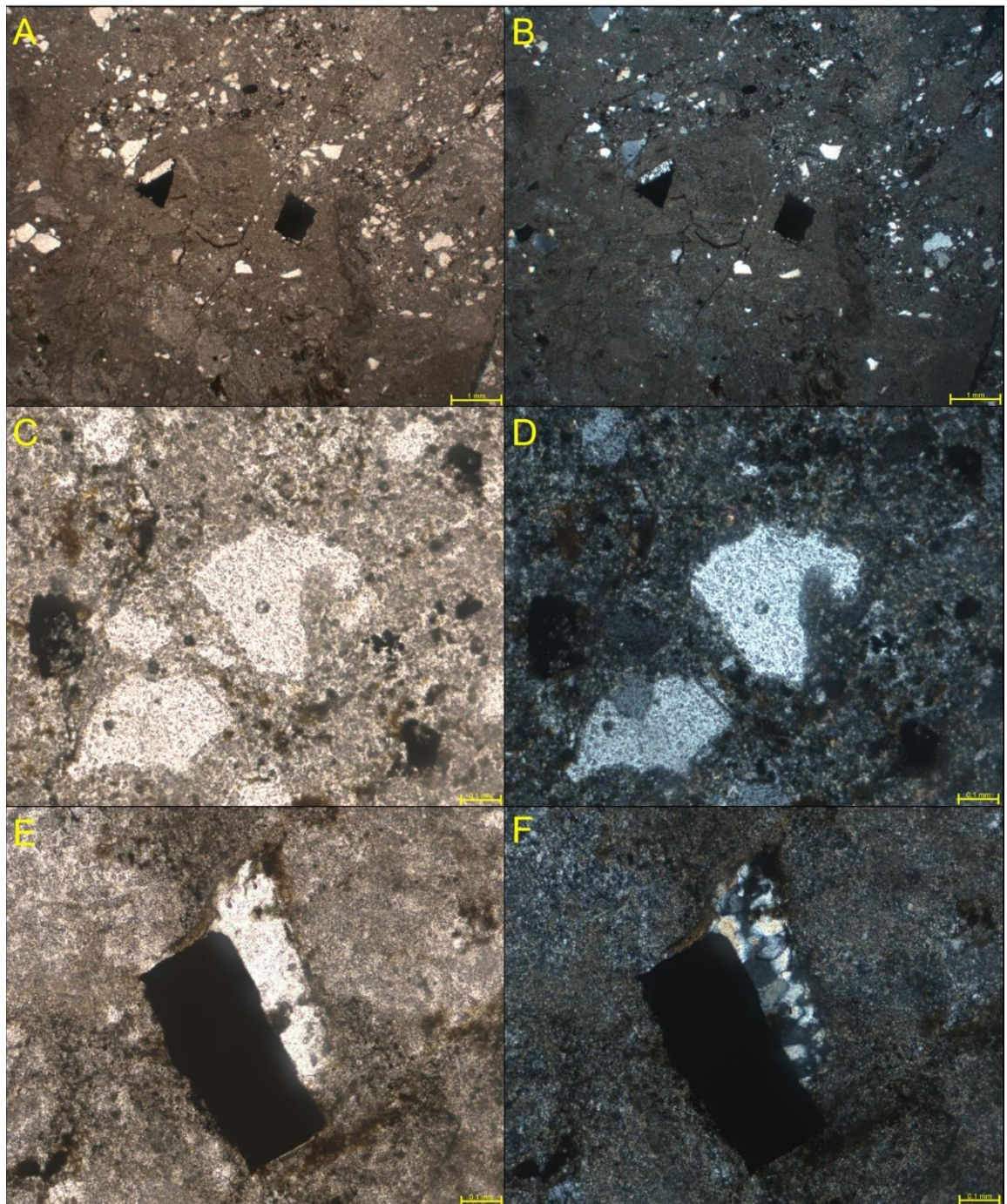
C e D) Detalhe expondo contato entre fragmentos líticos e clorita e biotita entre os clastos. As acículas imersas nas matrizes afaníticas de cada rocha são biotitas, que indicam tratar-se de rochas lávicas. Aumento de 2,5X. Em C, n//; em D, nx.

E) Detalhe de cristal de quartzo possivelmente engolfado. Aumento de 10X, nx.

Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>As estruturas e os componentes dessa rocha permitem sua classificação como uma rocha vulcanoclástica, gerada pela queda de clastos de rochas vulcânicas fragmentadas durante uma erupção explosiva, possivelmente. Com base no hábito acicular das biotitas presentes em alguns dos fragmentos líticos, pode-se inferir que são clastos de rochas lávicas.</p> <p>A alteração de minerais da matriz para clorita indicam que houve um metamorfismo de baixo grau. Posteriormente à formação da rocha, ocorreu faturamento, possibilitando a percolação de fluidos e precipitação de carbonato.</p>	 <p style="text-align: center;"> $V = 0$ $F = 85$ $C = 15$ </p>
	<p style="text-align: center;">Classificação da Rocha</p> <p style="text-align: center;">Tufo lítico</p>

 <p>Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG</p>	<p>Amostra: TF18-IX-59 Coordenadas: 817436 8812726</p>												
<p>Descrição Mesoscópica e Macroscópica</p>	<p>Unidade Litológica: Suíte Vulcânica Santa Rosa</p>												
<p>Rocha de coloração cinza-escuro, textura afanítica, com cristais visíveis de quartzo apresentando 1 mm de diâmetro. A matriz é composta por cristais muito finos, não sendo possível a identificação do seu material constituinte.</p>	<p>Fotografia Macro</p> 												
<p>Microscopia</p>													
<table border="1"> <thead> <tr> <th>Composição Mineral</th> <th>%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Quartzo</td> <td>50</td> </tr> <tr> <td>Feldspatos</td> <td>37</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Opacos</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td>3</td> </tr> </tbody> </table>	Composição Mineral	%	Quartzo	50	Feldspatos	37	Sericita	5	Opacos	5	Biotita	3	
Composição Mineral	%												
Quartzo	50												
Feldspatos	37												
Sericita	5												
Opacos	5												
Biotita	3												
<td data-bbox="730 824 1485 855"></td>													
<td data-bbox="730 855 1485 887"></td>													
<td data-bbox="730 887 1485 918"></td>													
<td data-bbox="730 918 1485 949"></td>													
<td data-bbox="730 949 1485 981"></td>													
<td data-bbox="730 981 1485 1012"></td>													
<td data-bbox="730 1012 1485 1043"></td>													
<td data-bbox="730 1043 1485 1075"></td>													
<td data-bbox="730 1075 1485 1106"></td>													
<td data-bbox="730 1106 1485 1137"></td>													
<p>Descrição Microscópica</p>													
<p>Rocha hipocristalina, apresentando textura porfírica, onde cristais milimétricos de quartzo e feldspatos encontram-se imersos em matriz fina a muito fina de composição quartzo feldspática. Há porções da lâmina em que se observa grãos muito fraturados, com aspecto brechóide. Rocha bastante hidrotermalizada.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Quartzo: Cristais subédricos (0,1 a 0,8 mm), ocorrendo como fenocristais e microcristais associados aos óxidos presentes na rocha. • Feldspato: Cristais anédricos (0,2 a 0,7 mm), com ausência de geminação, ocasionalmente extinção ondulada, e diferentes níveis de alteração. • Sericita: Cristais de granulação muito fina, presentes na matriz como alteração dos feldspatos. • Opacos: Cristais euédricos (0,5 mm), quadrados. • Biotita: Associada aos cristais de pirita, com granulação muito fina, presente em aglomerados. Produto de alteração hidrotermal. 													

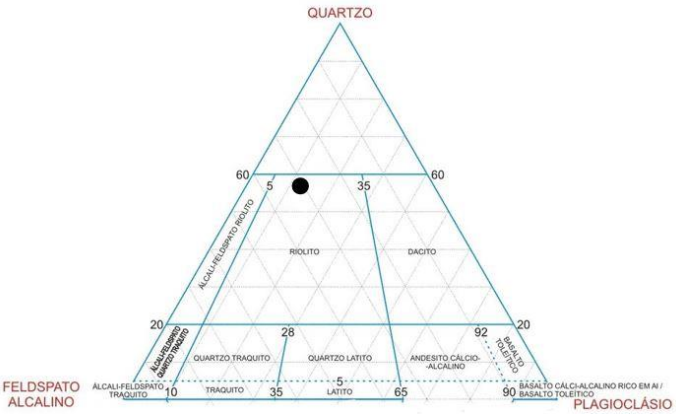
Fotomicrografias


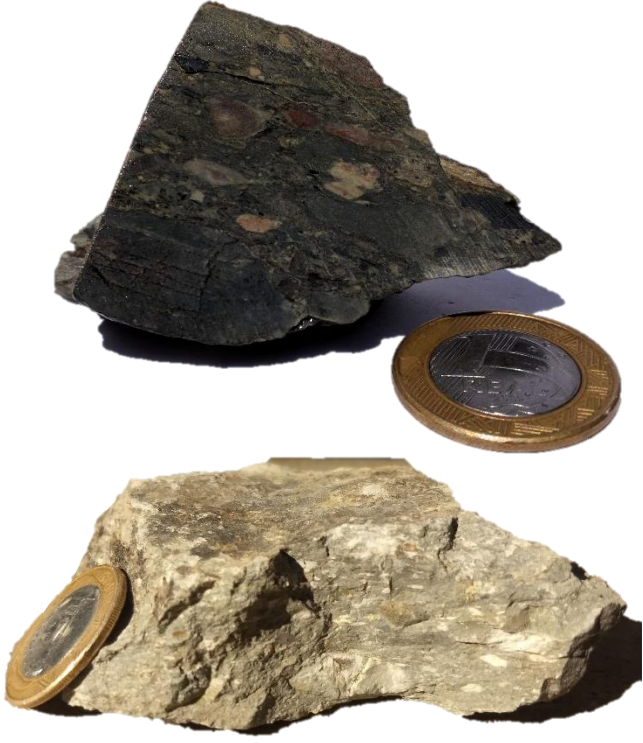


A e B) Visão geral da lâmina, expondo matriz afanítica e fenocristais de quartzo e feldspatos, além de opacos euédricos. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

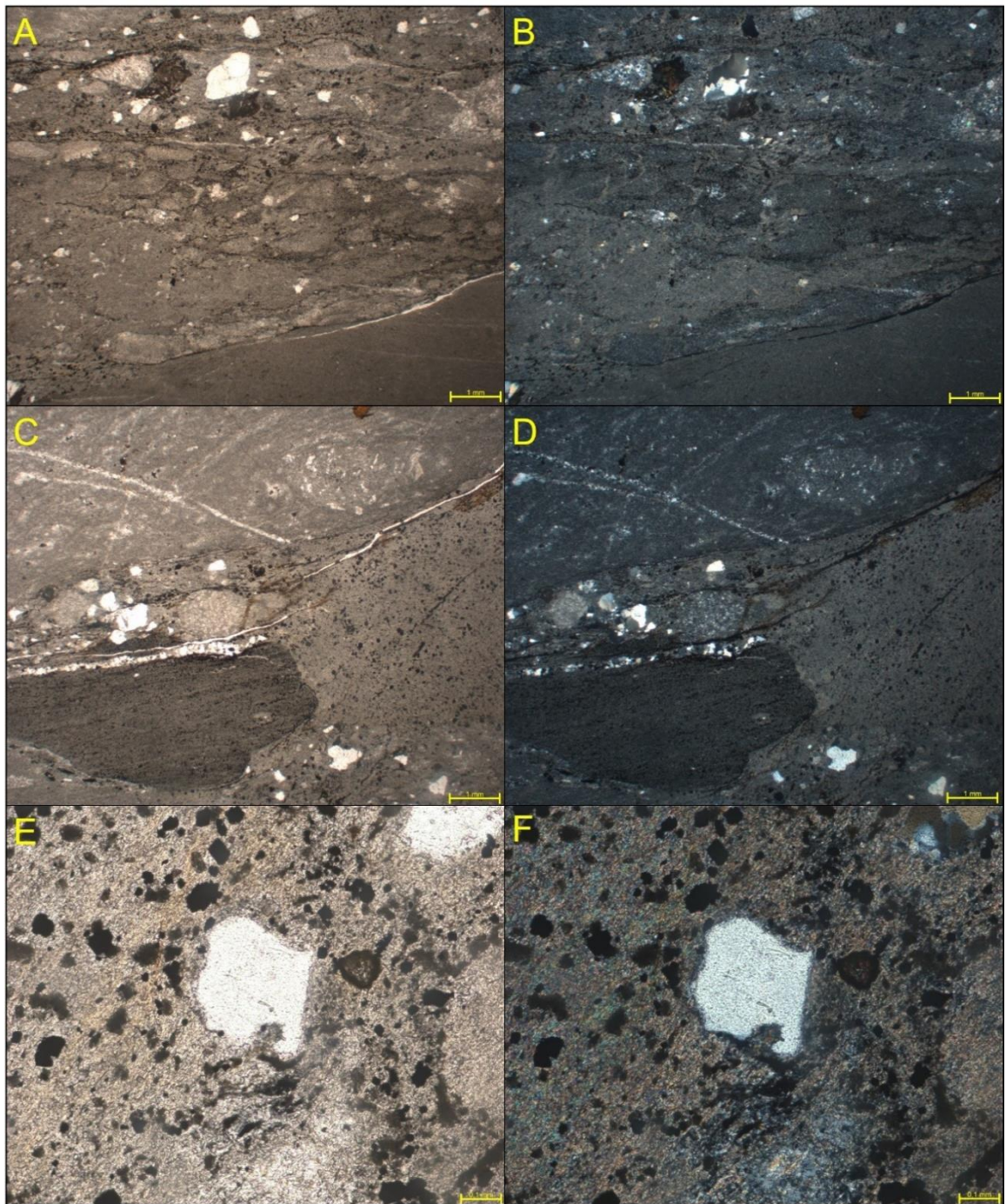
C e D) Detalhe de quartzo com engolfamento. Aumento de 10X. Em C, n//; em D, nx.

E e F) Detalhe de opaco com hábito prismático euédrico, ao lado de cristal com quartzos recristalizados. Aumento de 10X. Em E, n//; em F, nx.

Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>A textura porfirítica indica o início de cristalização de quartzo e feldspato em um magma de composição riolítica ainda na câmara magmática, que veio a extrudir em superfície, impossibilitando o desenvolvimento dos cristais observados na matriz afanítica devido à alta velocidade do resfriamento.</p>	 <p style="text-align: center;"> Q= 57 A= 25 P= 18 </p>
	Classificação da Rocha
	Riolito

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-60 Coordenadas: 817568 8812761
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Unidade Litológica: Suíte Vulcânica Santa Rosa
Rocha de coloração acinzentada, textura porfirítica, com clastos alongados e estirados com diâmetro variando entre 0,3 e 2cm, com cores variadas, entre branco e cinza escuro. Matriz fina acinzentada.	Fotografia Macro 
Microscopia	
Composição Mineral	%
Fragmentos líticos	35
Matriz: Quartzo e plagioclásio	35
Opacos	20
Fenocristais: Quartzo e plagioclásio	5
Sericita	5
Zircão	<1
Textura e Estruturas	
Textura porfirítica e estruturas de fluxo vulcanoclástico (fiammes).	
Descrição Microscópica	
<p>Rocha hipocrystalina, com textura porfirítica apresentando matriz quartzo-feldspática afanítica com fenocristais e fragmentos líticos imersos. Possui estruturas de fluxo piroclástico, exibindo fragmentos de rochas e grãos acompanhando o fluxo. Apresenta algumas fraturas preenchidas por quartzo.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Quartzo: Presente na matriz afanítica e também como fenocristais angulosos de granulação fina, com tamanhos variando entre 0,2 e 0,8 mm. Apresenta-se preenchendo as fraturas, com granulação muito fina. • Plagioclásio: Presente na matriz afanítica e como fenocristais de granulação fina, com tamanhos de aproximadamente 0,4 mm. • Fragmentos líticos: Apresentam granulação afanítica, possivelmente sendo fragmentos de rochas vulcânicas. Possível identificar a presença de quartzo e feldspato na matriz e como fenocristais dentro dos fragmentos. • Opacos: Dispersos por toda a lâmina, principalmente na matriz. Apresentam granulação muito fina, com tamanho médio de 0,02 mm. Encontram-se arredondados e por vezes euédricos, com faces retas. • Sericita: Dispersa na matriz, sendo produto de alteração do plagioclásio, granulação muito fina. • Zircão: Poucos grãos de granulação fina a média. 	

Fotomicrografias



A e B) Visão geral da lâmina, exibindo matriz afanítica, feições de fluxo, *fiammes*, fragmentos líticos e fenocristais acompanhando o fluxo. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

C e D) Detalhe de fragmentos líticos, matriz afanítica e fraturas preenchidas por quartzo. Aumento de 1,25X. Em C, n//; em D, nx.



E e F) Detalhe de fenocristal de quartzo engolfado e presença de muitos opacos. Aumento de 10X. Em E, n//; em F, nx.

Interpretação e Discussão

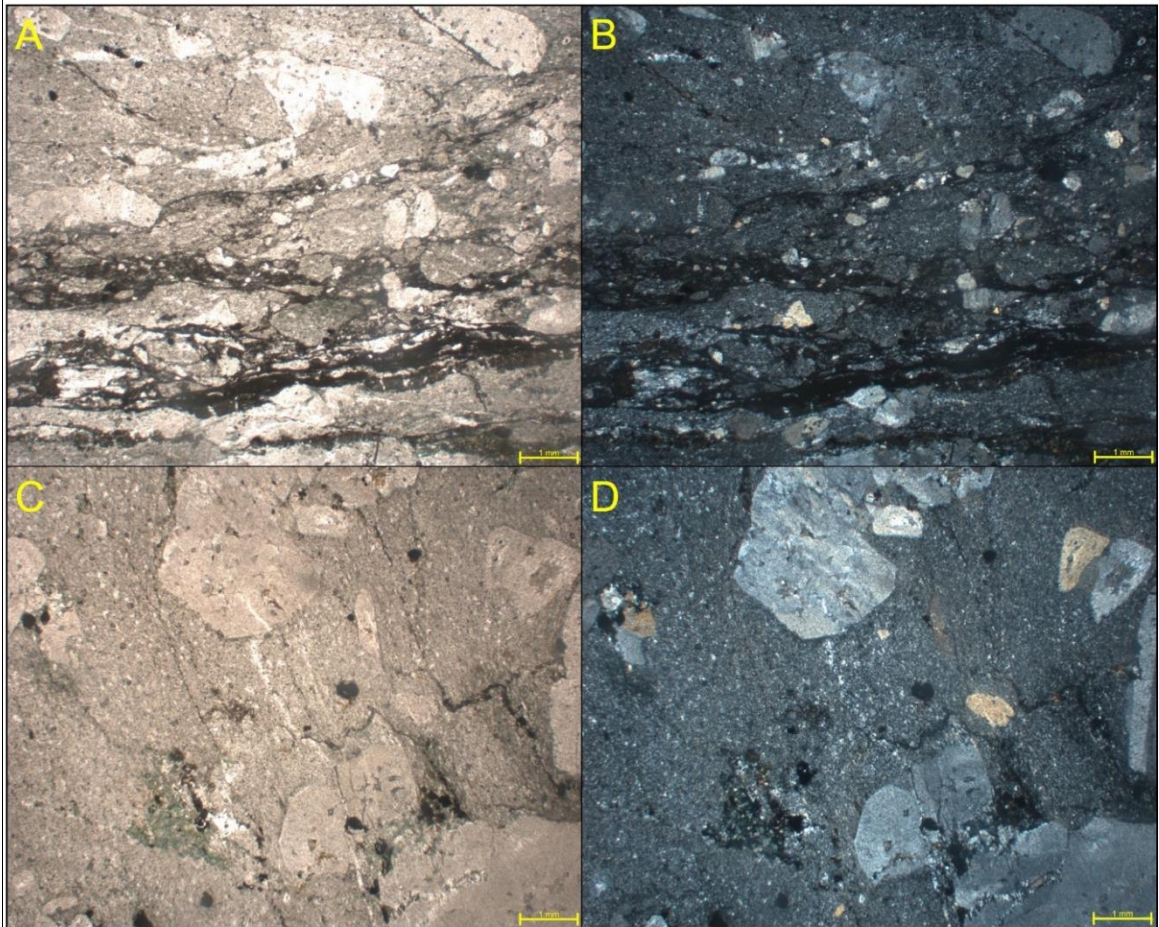
Rocha vulcanoclástica resultante de vulcanismo explosivo, no qual fragmentos líticos de composições variadas e grãos de quartzo e plagioclásio se depositaram em meio a frações muito finas (cinzas) de composição quartzo-feldspática e vítrea. Todo o material se depositou por meio de um fluxo vulcanoclástico, que carregou os clastos e os organizou segundo sua orientação. Posteriormente, o plagioclásio da matriz foi parcialmente transformado para sericita.

Classificação da Rocha

Ignimbrito

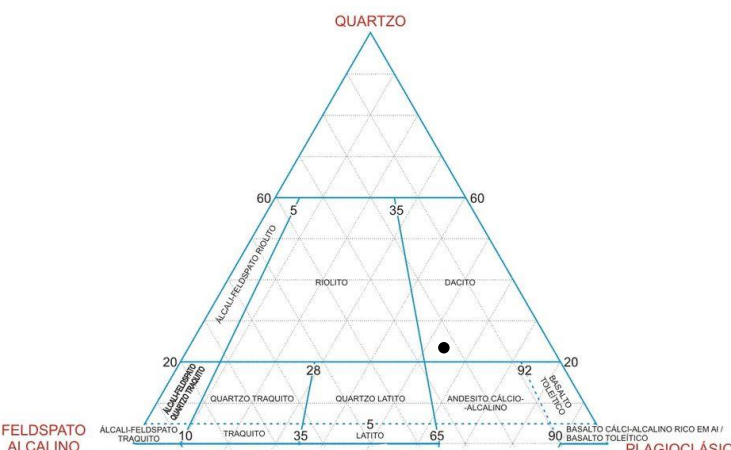
 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-66 Coordenadas: 818652 8812808												
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Unidade Litológica: Suíte Vulcânica Santa Rosa												
Rocha de coloração cinza esverdeado, textura fanerítica, com cristais de diâmetros milimétricos. Sua mineralogia é constituída por plagioclásio, uma massa esverdeada não identificável e uma massa de coloração preta também não identificável.	Fotografia Macro 												
Microscopia	Descrição Microscópica												
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="text-align: left;">Composição Mineral</th> <th style="text-align: center;">%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td style="text-align: center;">65</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">20</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">10</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Epidoto</td> <td style="text-align: center;">2</td> </tr> </tbody> </table>	Composição Mineral	%	Plagioclásio	65	Quartzo	20	Feldspato potássico	10	Clorita	3	Epidoto	2	<p>Rocha hipocrystalina, apresentando textura porfirítica, na qual cristais milimétricos de feldspatos encontram-se imersos em matriz fina a muito fina de composição quartzo-feldspática. Apresenta também deformação rúptil que se manifesta como fraturas com formação de minerais secundários associados.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Plagioclásio: cristais euédricos, tabulares (1 a 2 mm), zonados, com presença de geminação polissintética. Apresenta evidências de sericitização. Presente também na matriz afanítica. • Quartzo: Presente na matriz afanítica. • Feldspato potássico: Cristais presentes na matriz afanítica. • Epidoto: cristais subédricos, ocorrendo como mineral secundário, associado à zona de deformação. • Clorita: ocorre como massa de alteração secundária associada à zona de deformação.
Composição Mineral	%												
Plagioclásio	65												
Quartzo	20												
Feldspato potássico	10												
Clorita	3												
Epidoto	2												
Textura e Estruturas	Textura porfirítica												



Fotomicrografias



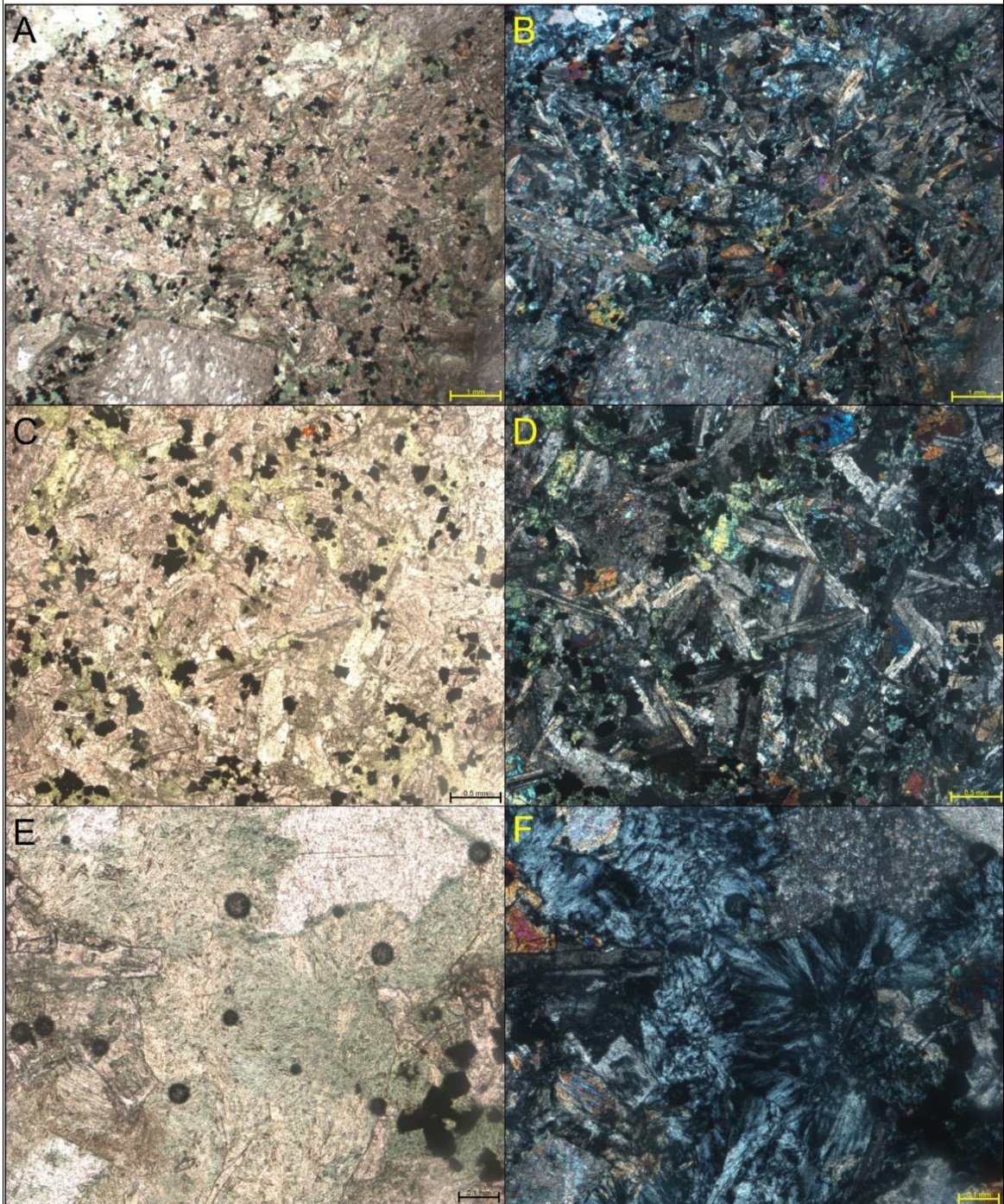
A e B) Visão geral da lâmina, exibindo fenocristais de plagioclásio imersos em matriz afanítica quartzo-feldspática. Marcante presença de fraturamentos na rocha sendo preenchidos por minerais secundários associados, como clorita e epidoto. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

C e D) Visão de outra porção menos deformada, expondo fenocristais de plagioclásio imersos em matriz afanítica quartzo-feldspática. Aumento de 1,25X. Em C, n//; em D, nx.

Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>As texturas da rocha permitem interpretar que a mesma trata-se de rocha vulcânica porfírica, com sua cristalização iniciando-se na câmara magmática como evidenciado pelos fenocristais de feldspato, e posteriormente havendo a extrusão desse magma, favorecendo a rápida cristalização dos minerais observados matriz afanítica.</p> <p>A rocha sofreu deformação rúptil como evidenciado pelas fraturas, e provavelmente houve a percolação de fluidos associados a essa estrutura, favorecendo o processo de alteração, principalmente do plagioclásio, gerando minerais secundários como o epidoto e clorita.</p>	 <p style="text-align: center;"> Q= 21 A= 11 P= 68 </p>
	<p style="text-align: center;">Classificação da Rocha</p> <p style="text-align: center;">Dacito</p>

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-71 Coordenadas: 816330 8809617														
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Unidade Litológica: Fm. Sardinha														
Rocha de coloração preta, textura porfírica, cristais de plagioclásio e quartzo centimétricos, epidoto como produto de alteração do feldspato, em meio a uma massa escura não identificável.	<p style="text-align: center;">Fotografia Macro</p> 														
Microscopia	Descrição Microscópica														
<table border="1"> <thead> <tr> <th>Composição Mineral</th> <th>%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>35</td> </tr> <tr> <td>Ortopiroxênio</td> <td>20</td> </tr> <tr> <td>Clinopiroxênio</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td>18</td> </tr> <tr> <td>Opacos</td> <td>12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td><0,5</td> </tr> </tbody> </table>	Composição Mineral	%	Plagioclásio	35	Ortopiroxênio	20	Clinopiroxênio	15	Clorita	18	Opacos	12	Carbonato	<0,5	<p>Rocha de granulação fina a média, holocristalina, hipidiomórfica, arranjo intergranular, apresentando texturas: mega porfírica, na qual cristais centimétricos de clinopiroxênio estão imersos em uma matriz de granulação fina a média; sub-ofítica e ofítica, na qual cristais de plagioclásio estão total ou parcialmente incluídos no clinopiroxênio.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Plagioclásio: Cristais eudrais e subédricos (ripiforme), ocorrendo por toda a matriz da rocha, no arranjo intergranular, ocorrendo também como inclusões em clinopiroxênios. • Ortopiroxênio: Cristais prismáticos, ocorrendo por toda a matriz da rocha (0,4 a 3,2 mm), extinção reta, relevo médio, cor de interferência de segunda ordem (amarelo), sem pleocroísmo, em nicóis paralelos possui aspecto “sujo”, extinção reta. • Clinopiroxênio: Cristais anédricos, ocorrendo por toda a matriz da rocha (0,2-0,8 mm) e como mega fenocristais bastante alterados (4,2 a 13 mm), possui cor de interferência de segunda ordem (comumente rosa), relevo alto, pleocroísmo incolor a rosa pálido e extinção oblíqua. • Clorita: Ocorre como uma massa esverdeada, com relevo muito baixo, sendo produto de alteração dos piroxênios.
Composição Mineral	%														
Plagioclásio	35														
Ortopiroxênio	20														
Clinopiroxênio	15														
Clorita	18														
Opacos	12														
Carbonato	<0,5														
Textura e Estruturas															
Texturas mega-porfírica, ofítica e sub-ofítica.															

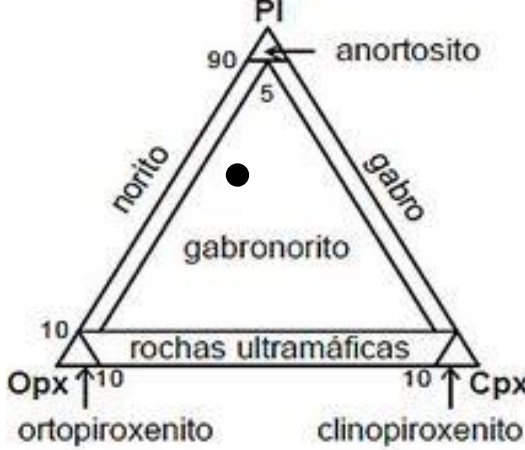
Fotomicrografias





A e B) Visão geral da lâmina, exibindo ripas de plagioclásio e massas de piroxênios, além de muitos opacos. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

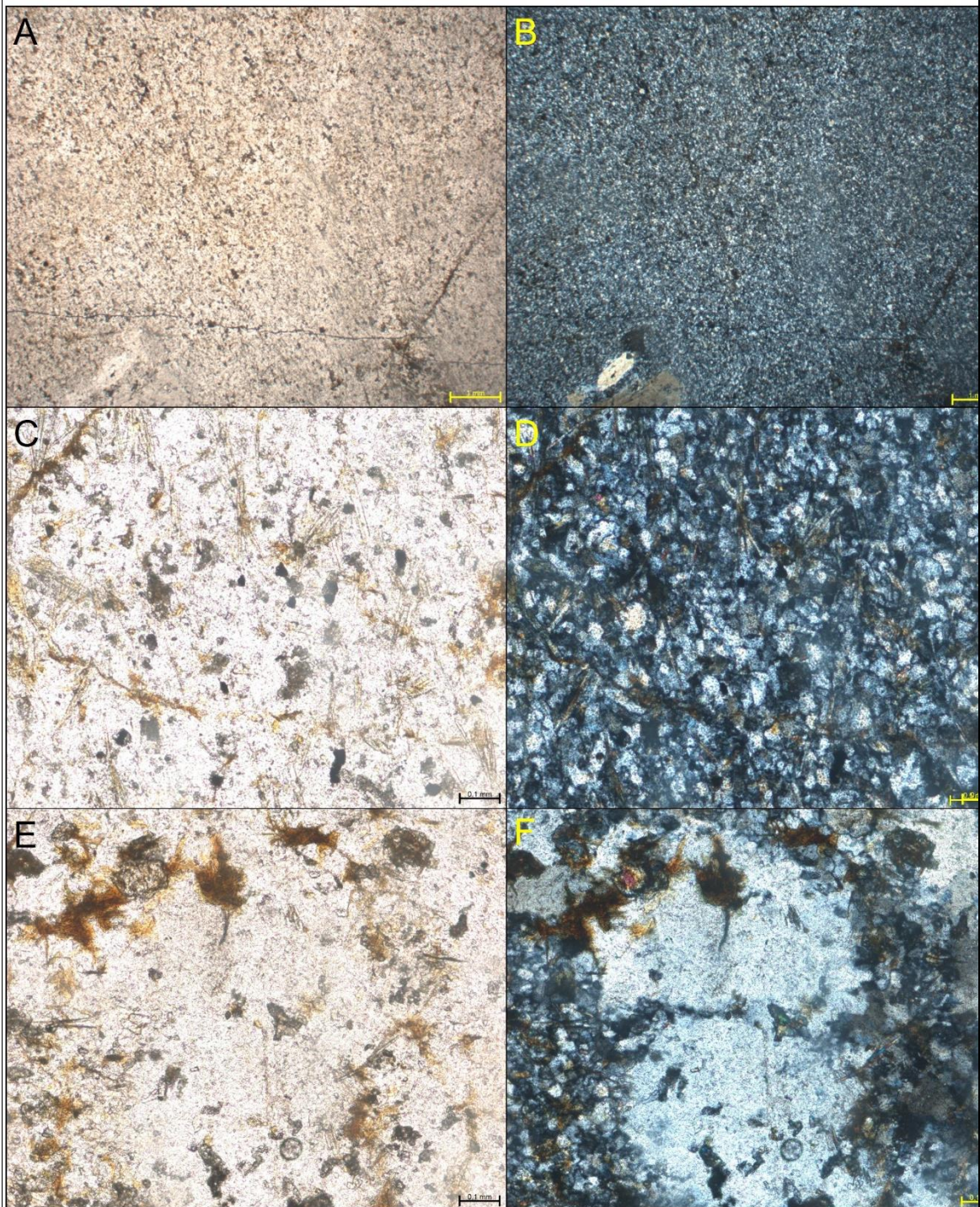
C e D) Detalhe da matriz com texturas ofítica e sub-ofítica. Presença também de opacos e de massa de alteração com cor verde anômala composta por clorita. Aumento de 2,5X. Em C, n//; em D, nx.

E e F) Detalhe expondo massa de alteração com clorita. Aumento de 10X. Em E, n//; em F, nx.

Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>Trata-se de uma rocha máfica hipoabissal. A textura indica cristalização em temperaturas intermediárias, possibilitando o desenvolvimento de cristais de granulação fina e mais raramente média.</p> <p>As relações dos minerais indicam um início de cristalização mais tardia do clinopiroxênio em relação ao plagioclásio.</p> <p>A clorita indica fase de hidratação da rocha em fase anquimetamórfica ou posterior.</p>	 <p>P= 50 O= 21 C= 29</p>
	<p style="text-align: center;">Classificação da Rocha</p> <p style="text-align: center;">Diabásio</p>

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-74 Coordenadas: 816570 8809834														
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Unidade Litológica: Suíte Vulcânica Santa Rosa														
Rocha de coloração escura, esverdeada, apresentando textura afanítica. Apresenta texturas de fluxo. Não foi possível a identificação de minerais através da análise macroscópica.	Fotografia Macro 														
Microscopia															
<table border="1"> <thead> <tr> <th>Composição Mineral</th> <th>%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td>25</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td>20</td> </tr> <tr> <td>Actinolita</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Epidoto</td> <td>7</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>3</td> </tr> </tbody> </table>		Composição Mineral	%	Plagioclásio	30	Quartzo	25	Feldspato potássico	20	Actinolita	15	Epidoto	7	Titanita	3
Composição Mineral		%													
Plagioclásio		30													
Quartzo	25														
Feldspato potássico	20														
Actinolita	15														
Epidoto	7														
Titanita	3														
<table border="1"> <tbody> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td>25</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td>20</td> </tr> <tr> <td>Actinolita</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Epidoto</td> <td>7</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>3</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	30	Quartzo	25	Feldspato potássico	20	Actinolita	15	Epidoto	7	Titanita	3			
Plagioclásio	30														
Quartzo	25														
Feldspato potássico	20														
Actinolita	15														
Epidoto	7														
Titanita	3														
<table border="1"> <tbody> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td>25</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td>20</td> </tr> <tr> <td>Actinolita</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Epidoto</td> <td>7</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>3</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	30	Quartzo	25	Feldspato potássico	20	Actinolita	15	Epidoto	7	Titanita	3			
Plagioclásio	30														
Quartzo	25														
Feldspato potássico	20														
Actinolita	15														
Epidoto	7														
Titanita	3														
<table border="1"> <tbody> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td>25</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td>20</td> </tr> <tr> <td>Actinolita</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Epidoto</td> <td>7</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>3</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	30	Quartzo	25	Feldspato potássico	20	Actinolita	15	Epidoto	7	Titanita	3			
Plagioclásio	30														
Quartzo	25														
Feldspato potássico	20														
Actinolita	15														
Epidoto	7														
Titanita	3														
<table border="1"> <tbody> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td>25</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td>20</td> </tr> <tr> <td>Actinolita</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Epidoto</td> <td>7</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>3</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	30	Quartzo	25	Feldspato potássico	20	Actinolita	15	Epidoto	7	Titanita	3			
Plagioclásio	30														
Quartzo	25														
Feldspato potássico	20														
Actinolita	15														
Epidoto	7														
Titanita	3														
<table border="1"> <tbody> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td>25</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td>20</td> </tr> <tr> <td>Actinolita</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Epidoto</td> <td>7</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>3</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	30	Quartzo	25	Feldspato potássico	20	Actinolita	15	Epidoto	7	Titanita	3			
Plagioclásio	30														
Quartzo	25														
Feldspato potássico	20														
Actinolita	15														
Epidoto	7														
Titanita	3														
<table border="1"> <tbody> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td>25</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td>20</td> </tr> <tr> <td>Actinolita</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Epidoto</td> <td>7</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>3</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	30	Quartzo	25	Feldspato potássico	20	Actinolita	15	Epidoto	7	Titanita	3			
Plagioclásio	30														
Quartzo	25														
Feldspato potássico	20														
Actinolita	15														
Epidoto	7														
Titanita	3														
<table border="1"> <tbody> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>30</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td>25</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td>20</td> </tr> <tr> <td>Actinolita</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Epidoto</td> <td>7</td> </tr> <tr> <td>Titanita</td> <td>3</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	30	Quartzo	25	Feldspato potássico	20	Actinolita	15	Epidoto	7	Titanita	3			
Plagioclásio	30														
Quartzo	25														
Feldspato potássico	20														
Actinolita	15														
Epidoto	7														
Titanita	3														
Textura e Estruturas															
Porfírica															
Descrição Microscópica															
<p>Rocha hipocrystalina, porfírica, possuindo matriz quartzo-feldspática afanítica e fenocristais de plagioclásio. Há algumas fraturas muito pouco espessas cortando a lâmina, que encontram-se preenchidas por óxidos.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Plagioclásio: ocorre como fenocristais de granulação média, com mais de 1 mm de tamanho, além de constituir parte da matriz afanítica, com granulação muito fina. • Quartzo: apresenta-se com granulação muito fina, compondo parte da matriz afanítica. • Feldspato potássico: apresenta-se com granulação muito fina, compondo parte da matriz afanítica. • Actinolita: ocorre disseminada na matriz, apresentando hábito euédrico acicular, com tamanhos variando entre 0,1 e 0,3 mm. Por vezes, encontra-se com aspecto radial (agregados de cristais). • Epidoto: ocorre como produto de alteração do plagioclásio, com granulação fina e hábito subédrico. • Titanita: granulação fina, hábito anédrico. 															

Fotomicrografias



A e B) Visão geral da lâmina, exibindo matriz afanítica quartzo-feldspática e alguns fenocristais na parte inferior da imagem. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

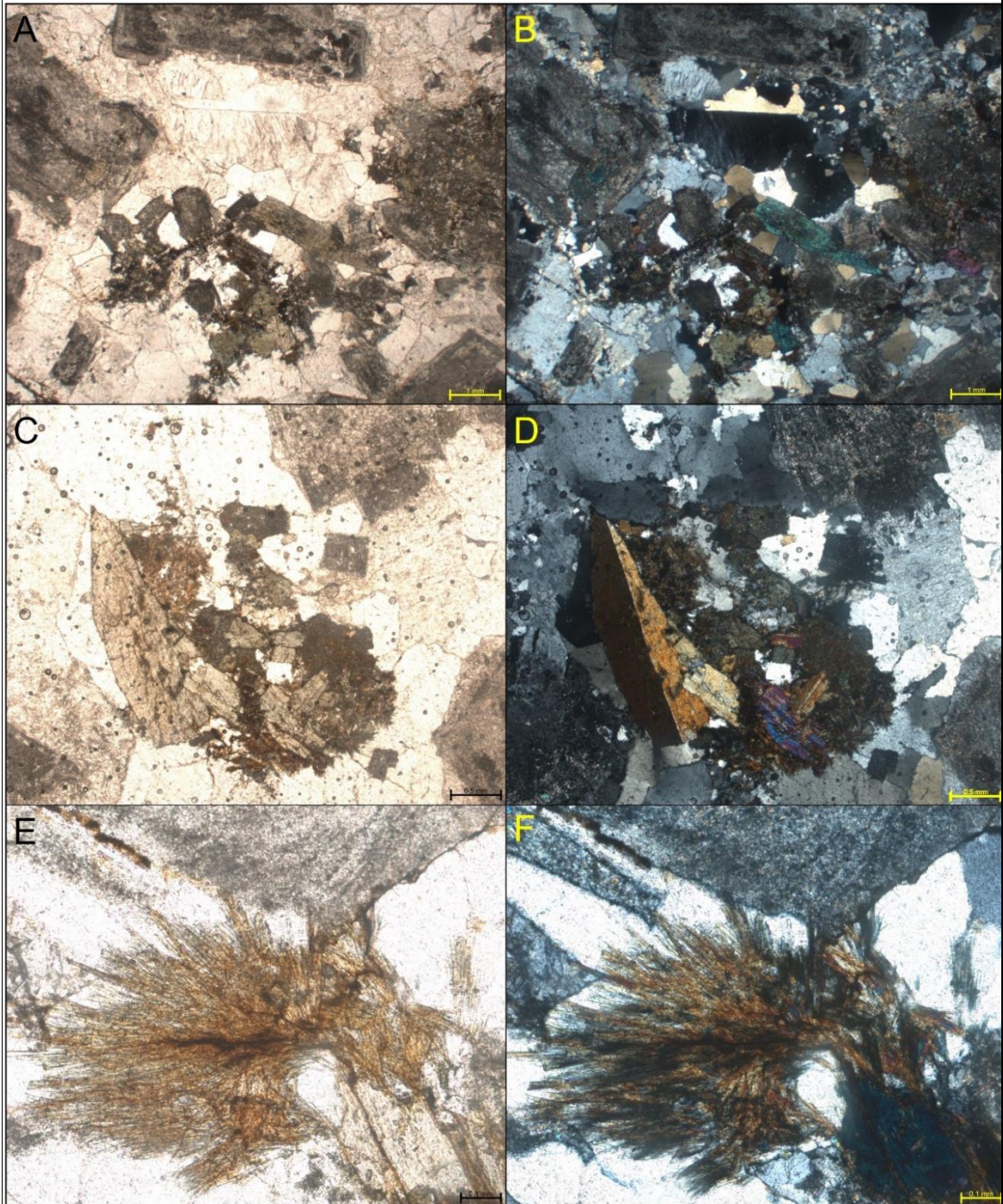
C e D) Detalhe na matriz afanítica, com presença de acículas de actinolita. Aumento de 10X. Em C, n//; em D, nx.

E e F) Detalhe de fenocristal sendo reabsorvido para a matriz, possível engolfamento. Aumento de 10X. Em E, n//; em F, nx.

Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>Com base nas texturas e na mineralogia observadas, pode-se inferir que trata-se de uma rocha vulcânica ácida. A textura porfirítica indica o início da cristalização de um magma de composição riolítica ainda na câmara magmática, que posteriormente extrudiu, impossibilitando o crescimento dos cristais constituintes da matriz afanítica. A presença de actinolita na matriz é possivelmente resultado de um evento de hidrotermalismo posterior à formação da rocha.</p>	<div data-bbox="837 369 1428 728" style="text-align: center;"> </div> <div data-bbox="829 840 981 1019" style="text-align: center;"> <p>Q= 33 A= 27 P= 40</p> </div> <div data-bbox="746 1093 1439 1137" style="text-align: center; background-color: #cccccc;"> <p>Classificação da Rocha</p> </div> <div data-bbox="746 1137 1439 1256" style="text-align: center;"> <p>Riolito hidrotermalizado</p> </div>

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-80 Coordenadas: 817041 8809712														
	Unidade Litológica: Granito do Carmo														
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Fotografia Macro 														
Rocha de coloração esverdeada, textura fanerítica, cristais centimétricos, composta por feldspato potássico (30%), quartzo (15%), plagioclásio (7%), anfibólio (5%), epidoto (40%) e outros minerais (3%).															
Microscopia															
<table border="1"> <thead> <tr> <th data-bbox="277 723 600 790">Composição Mineral</th> <th data-bbox="600 723 759 790">%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td data-bbox="277 790 600 831">Plagioclásio</td> <td data-bbox="600 790 759 831">35</td> </tr> <tr> <td data-bbox="277 831 600 871">Quartzo</td> <td data-bbox="600 831 759 871">30</td> </tr> <tr> <td data-bbox="277 871 600 911">Feldspato potássico</td> <td data-bbox="600 871 759 911">20</td> </tr> <tr> <td data-bbox="277 911 600 952">Hornblenda</td> <td data-bbox="600 911 759 952">8</td> </tr> <tr> <td data-bbox="277 952 600 992">Piroxênio</td> <td data-bbox="600 952 759 992">5</td> </tr> <tr> <td data-bbox="277 992 600 1003">Actinolita</td> <td data-bbox="600 992 759 1003">2</td> </tr> </tbody> </table>		Composição Mineral	%	Plagioclásio	35	Quartzo	30	Feldspato potássico	20	Hornblenda	8	Piroxênio	5	Actinolita	2
Composição Mineral		%													
Plagioclásio	35														
Quartzo	30														
Feldspato potássico	20														
Hornblenda	8														
Piroxênio	5														
Actinolita	2														
Textura e Estruturas															
Texturas mimerquítica, inequigranular															
Descrição Microscópica															
<p>Rocha de granulação média, holocristalina, inequigranular, hipidiomórfica, mimerquítica. Cristais de quartzo e feldspato ocorrem em contatos predominantemente planares. Anfibólio ocasionalmente ocorre incluso em quartzo. Actinolita ocorre como mineral secundário.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Plagioclásio: cristais euédricos (1,4 a 4 mm), apresentando forte alteração (sericitização), predominando seu pseudoformo. • Quartzo: cristais anédricos (0,5 a 2,4 mm), apresentando extinção ondulada. • Feldspato potássico: cristais anédricos (0,8 a 1,6 mm), pertítico, eventualmente com inclusões de quartzo e plagioclásio. • Hornblenda: cristais euédricos (0,4 a 2,4 mm), em hábito losangular, apresenta pleocroísmo de verde pálido a verde escuro, geminação simples, cores de interferência de segunda ordem, forte relevo, clivagem em duas direções em seção basal, apresentando ângulos entre clivagens de aproximadamente 60 e 120°. • Actinolita: Ocorre como mineral secundário, de forma radial, associada ao quartzo. 															

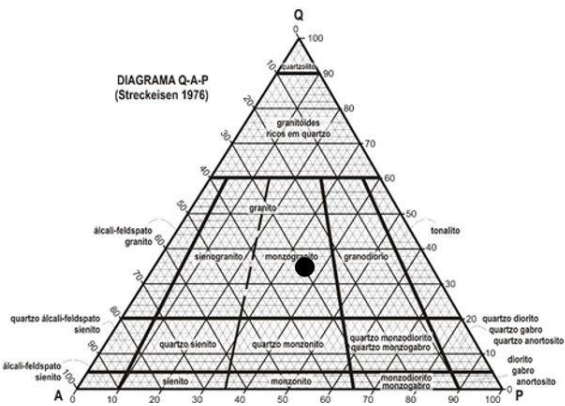
Fotomicrografias



A e B) Visão geral da lâmina, expondo textura inequigranular, presença de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e hornblenda. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

C e D) Detalhe em anfibólio geminado. Aumento de 2,5X. Em C, n//; em D, nx.

E e F) Detalhe em acículas radiais de actinolita. Aumento de 10X. Em E, n//; em F, nx.

Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>A assembleia mineralógica primária, em especial a presença de anfibólio, indica que a rocha se formou a partir da cristalização de um magma granítico mais hidratado e, possivelmente, com Mg no sistema.</p> <p>A rocha provavelmente passou por processo metamórfico de hidratação (em fácies xisto-verde), o que justificaria o conteúdo de actinolita e alteração no plagioclásio.</p>	 <p>DIAGRAMA Q-A-P (Streckeisen 1976)</p> <p>Q= 35 A= 24 P= 41</p>
	<p>Classificação da Rocha</p> <p>Hornblenda-Monzogranito</p>



Universidade de Brasília – UnB
Instituto de Geociências – IG

Amostra: 80A
Coordenadas: 817041
8809712

Unidade Litológica: Fm. Sardinha

Fotografia Macro

Descrição Mesoscópica e Macroscópica

Rocha de coloração clara apresentando dique. Dique: Rocha cinza claro, com textura subfanerítica, sendo observáveis alguns cristais (tamanho milimétrico) em meio a uma matriz afanítica de coloração cinza. Encaixante: Coloração cinza escuro, porfirítica, composta predominantemente por plagioclásio (80%), que se apresenta como ripas milimétricas de coloração branca, em meio a uma matriz fina de coloração verde (20%).

Microscopia

Composição Mineral Dique	%
Quartzo	80
Feldspato	16
Opacos	4
Composição Mineral Encaixante	%
Plagioclásio	50
Actinolita	30
Opacos	10
Sericita	10

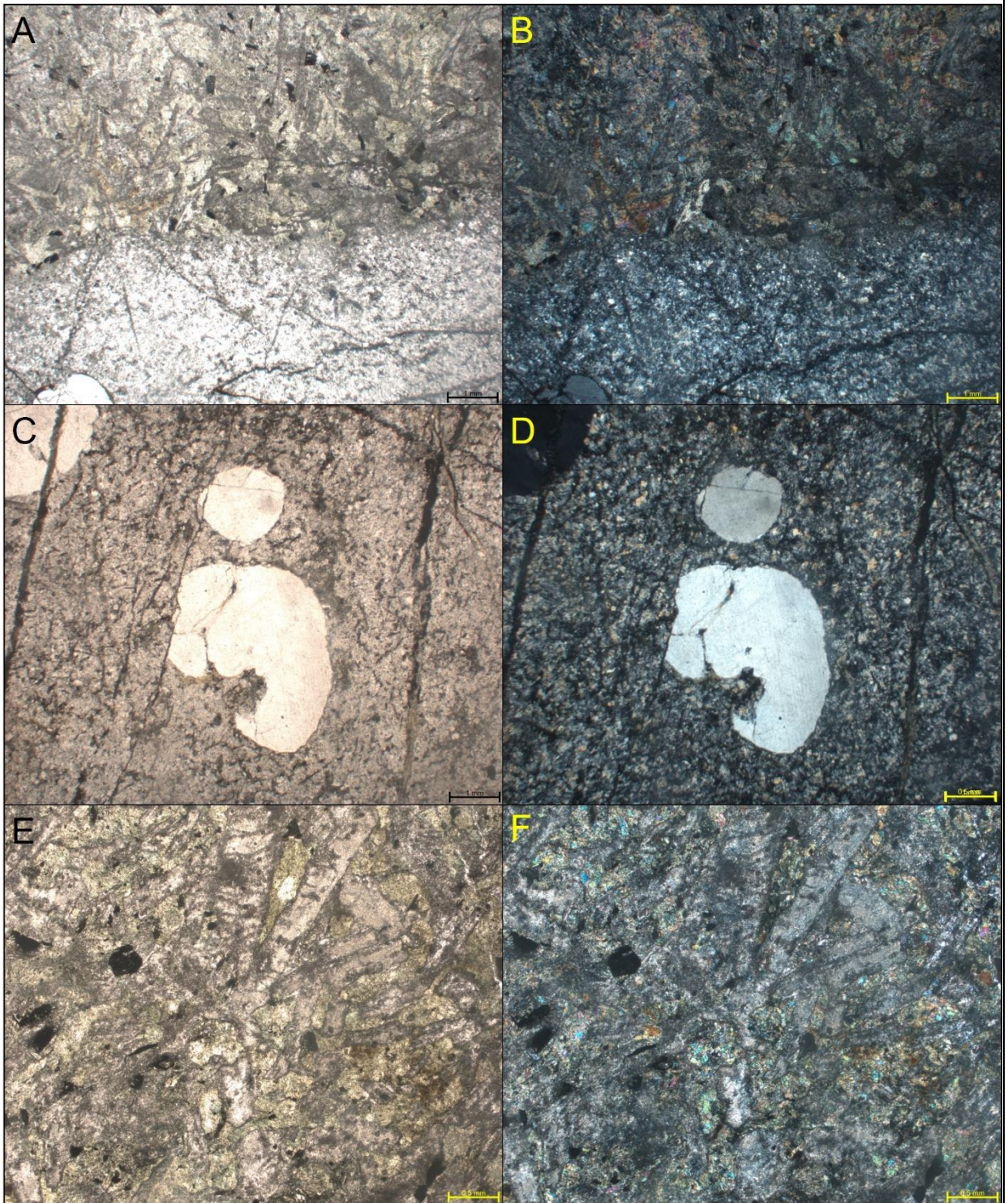
Textura e Estruturas

Dique: Porfirítica, ocorrem fraturas
Encaixante: Inequigranular



Descrição Microscópica	
<p>A seção apresenta o contato entre duas litologias. O domínio predominante é de rocha vulcânica porfirítica, onde fenocristais de quartzos estão imersos em matriz sub-afanítica de composição quartzo feldspática. Observa-se fraturamento proeminente e mineralização de mica branca associada a essas estruturas.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Quartzo: cristais euédricos (3,5 a 4,2 mm); ocorre como fenocristais. Possui hábito granular; alguns grãos apresentam extinção ondulada, engolfamento. • Feldspato: cristais milimétricos em hábito granular disperso na matriz. • Opacos: ocorrem associados à fraturas. <p>Já o segundo domínio é uma rocha subvulcânica básica, onde minerais de plagioclásio apresentam-se em textura intergranular e bastante alterados devido ao processo de epidotização.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Plagioclásio: cristais euedrais (0,2 a 0,6 mm), ripiformes, apresentando forte saussuritização, ocorrendo em grande parte do domínio como pseudomorfo. • Actinolita: Ocorre como alteração dos plagioclásios e dos minerais máficos. Possuem cor de interferência de segunda ordem e pleocroísmo de verde claro a verde escuro. • Opacos: anédricos, dispersos. 	
Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>A seção apresenta em um domínio rocha ígnea vulcânica porfirítica, que já teria iniciado sua cristalização quando foi extrudida como indicado pelos fenocristais de quartzo. Em contato abrupto com a vulcânica ácida, ocorre rocha básica hipoabissal que, levando em conta as texturas e mineralogia apresentada, teria se cristalizado em temperaturas médias para esse tipo de rocha. A amostra macroscópica mostra a relação de corte entre as rochas, onde a vulcânica ácida intrude a hipoabissal básica, sendo, portanto, a porção máfica mais antiga.</p>	<p style="text-align: center;"> $PI = 50$ $Máficos = 30$ Obs.: A rocha encontra-se no domínio em tracejado. </p>
Classificação da Rocha	
Dique: Aplito Encaixante: Diabásio	

Fotomicrografias





A e B) Contato abrupto entre dique aplítico e diabásio. Notar diferença de granulação e composição entre os domínios. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

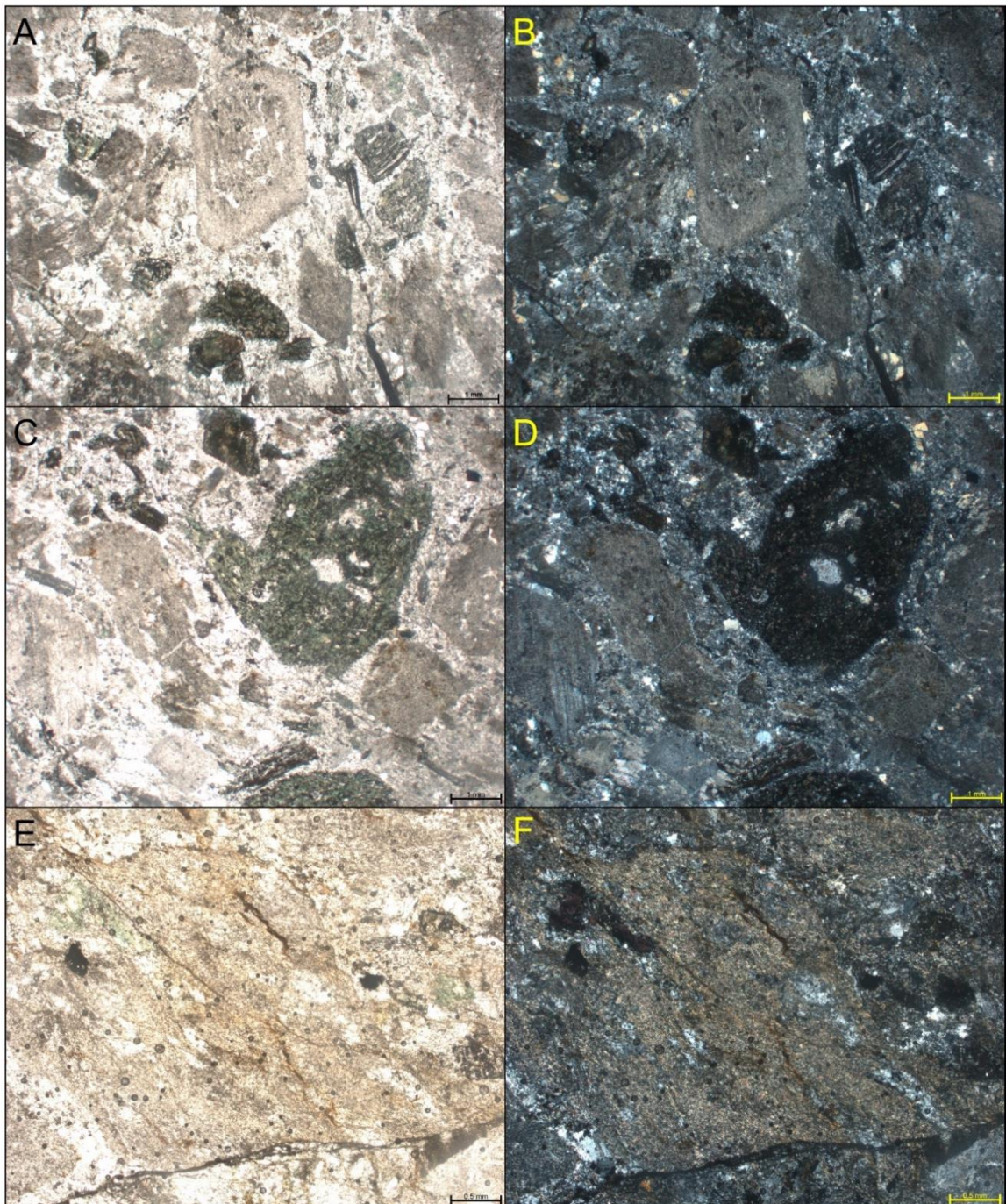
C e D) Detalhe de fenocristais de quartzo em dique aplítico. Feição de engolfamento. Aumento de 1,25X. Em C, n//; em D, nx.

E e F) Detalhe de textura sub-ofítica no diabásio, na qual ripas de plagioclásio encontram-se parcialmente inseridas em piroxênios. Aumento de 2,5X. Em E, n//; em F, nx.

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-102: Granito Coordenadas: 813728 8806975												
	Unidade Litológica: Granito do Carmo												
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Fotografia Macro 												
Rocha de coloração rosada, textura fanerítica, apresentando cristais milimétricos a centimétricos. Apresenta zona de cisalhamento de coloração esverdeada, com 3 a 5cm de espessura. A mineralogia do granito é composta por quartzo (40%), feldspato potássico (45%), plagioclásio (10%) e outros (clorita, epidoto – 5%).													
Microscopia													
<table border="1"> <thead> <tr> <th>Composição Mineral</th> <th>%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td>40</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td>15</td> </tr> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>35</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td>5</td> </tr> </tbody> </table>		Composição Mineral	%	Feldspato potássico	40	Quartzo	15	Plagioclásio	35	Clorita	5	Biotita	5
Composição Mineral		%											
Feldspato potássico	40												
Quartzo	15												
Plagioclásio	35												
Clorita	5												
Biotita	5												
Textura e Estruturas													
Textura mimerquítica													
Descrição Microscópica													
<p>Rocha de granulação média, holocristalina, hipidiomórfica, inequigranular, na qual cristais de feldspato potássico apresentam textura mimerquítica. Clorita ocorre como mineral secundário.</p> <ul style="list-style-type: none"> ● Feldspato potássico: cristais anédricos (1,4 a 4 mm), ocorre na forma de microclínio e ortoclásio perítico. ● Quartzo: cristais anédricos (1,2 a 2,4 mm), apresentando extinção ondulante. ● Plagioclásio: cristais anédricos (2,4 mm), apresentam-se com geminação albita-carlsbad, alterados. ● Clorita: ocorre em porção específica, onde se concentra um aglomerado do mineral com cristais de aproximadamente 2 mm. ● Biotita: ocorre pontualmente, com hábito subédrico e radial (4 mm). 													

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-139 Coordenadas: 818089 8810199																		
	Unidade Litológica: Suíte Vulcânica Santa Rosa																		
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Fotografia Macro																		
Rocha de coloração cinza esverdeado, apresentando minerais estirados e orientados. Tem textura afanítica, não sendo possível a identificação dos minerais constituintes.																			
Microscopia																			
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="width: 80%;">Composição Mineral</th> <th style="width: 20%;">%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td style="text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>		Composição Mineral	%	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1
Composição Mineral		%																	
Plagioclásio		50																	
Quartzo		23																	
Feldspato potássico		12																	
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tbody> <tr> <td style="width: 80%;">Plagioclásio</td> <td style="width: 20%; text-align: center;">50</td> </tr> <tr> <td>Quartzo</td> <td style="text-align: center;">23</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td style="text-align: center;">12</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Clorita</td> <td style="text-align: center;">5</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td style="text-align: center;">3</td> </tr> <tr> <td>Biotita</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> <tr> <td>Hidróxidos</td> <td style="text-align: center;">1</td> </tr> </tbody> </table>	Plagioclásio	50	Quartzo	23	Feldspato potássico	12	Carbonato	5	Clorita	5	Sericita	3	Biotita	1	Hidróxidos	1			
Plagioclásio	50																		
Quartzo	23																		
Feldspato potássico	12																		
Carbonato	5																		
Clorita	5																		
Sericita	3																		
Biotita	1																		
Hidróxidos	1																		
Textura e Estruturas																			
Porfírica																			
Descrição Microscópica																			
<p>Rocha porfírica, onde fenocristais de plagioclásio estão imersos em matriz fina de composição quartzo-feldspática. Epidoto ocorre como alteração do plagioclásio, especialmente os fenocristais.</p>																			
<ul style="list-style-type: none"> • Plagioclásio: fenocristais subédricos de granulação fina a média, bastante alterados para sericita, restando apenas os pseudomorfos. Também com granulação muito fina, constituindo parte da matriz. • Quartzo: fenocristais de granulação fina imersos na matriz, também constituindo porção da matriz muito fina. • Carbonato: grãos arredondados, ocasionalmente aparece como massa anédrica constituindo parte da matriz. • Clorita: ocorre como massa de alteração substituindo biotita. • Sericita: produto de alteração dos plagioclásios, estando presente inclusa nos fenocristais e também disseminada na matriz. Granulação muito fina. • Biotita: reliquiar, sendo substituída por clorita. Fenocristais de granulação média. • Hidróxidos: de coloração avermelhada, dispersos pela lâmina. 																			

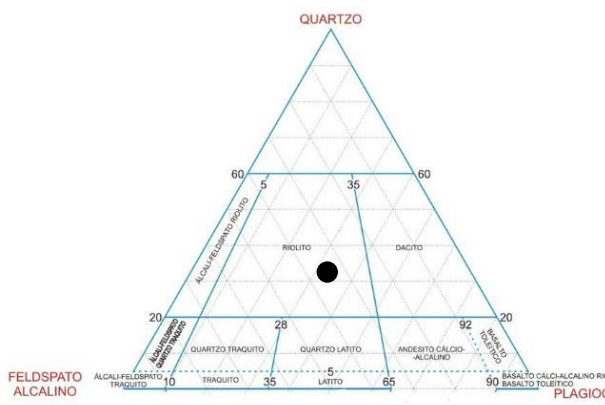
Fotomicrografias



A e B) Aspecto geral da lâmina. Presença de fenocristais de plagioclásio, biotita e quartzo imersos em matriz afanítica de composição quartzo-feldspática. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

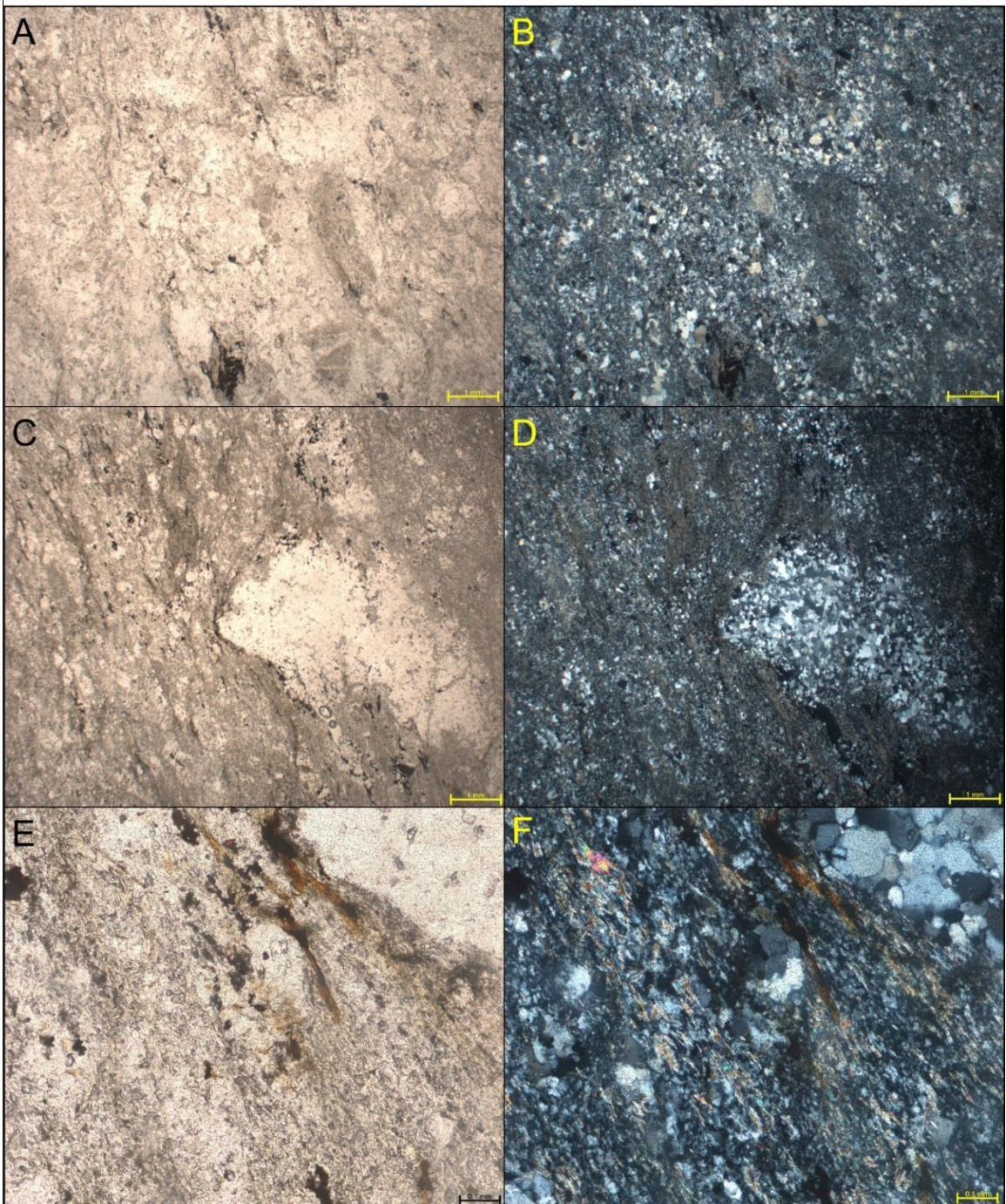
C e D) Detalhe em fenocristais de biotita (sendo transformada para clorita) e plagioclásio sericitizado. Aumento de 1,25X. Em C, n//; em D, nx.

E e F) Detalhe de cristal de plagioclásio bastante alterado. Aumento de 2,5X. Em C, n//; em D, nx.

Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>A mineralogia e textura apontam para rocha intermediária vulcânica com formação de cristais na câmara magmática, principalmente de plagioclásio, precedendo a extrusão até a superfície. Grãos de quartzo se destacam por possuírem granulação pouco maior que o restante da matriz, podendo ser indicativo de um processo de difusão um pouco mais eficiente.</p> <p>A interação da rocha com fluídos após a cristalização da rocha é evidenciada pelos minerais de alteração, sendo os processos de sericitização e cloritização bastante evidentes na amostra.</p>	<div style="text-align: center;">  </div> <p style="text-align: center;"> Q=26 A= 16 P= 58 </p> <div style="text-align: center; border: 1px solid black; padding: 5px;"> Classificação da Rocha Dacito </div>

 Universidade de Brasília – UnB Instituto de Geociências – IG	Amostra: TF18-IX-143 Coordenadas: 818025 8810548														
	Unidade Litológica: Suíte Vulcânica Santa Rosa														
Descrição Mesoscópica e Macroscópica	Fotografia Macro														
Rocha com matriz afanítica cinza escura, apresenta foliação incipiente, aparenta ser bastante silicificada, com manchas roxas indicando presença de óxidos.															
Microscopia															
<table border="1"> <thead> <tr> <th>Composição Mineral</th> <th>%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Quartzo</td> <td>60</td> </tr> <tr> <td>Feldspato potássico</td> <td>10</td> </tr> <tr> <td>Plagioclásio</td> <td>10</td> </tr> <tr> <td>Carbonato</td> <td>10</td> </tr> <tr> <td>Sericita</td> <td>5</td> </tr> <tr> <td>Muscovita</td> <td>5</td> </tr> </tbody> </table>		Composição Mineral	%	Quartzo	60	Feldspato potássico	10	Plagioclásio	10	Carbonato	10	Sericita	5	Muscovita	5
Composição Mineral		%													
Quartzo		60													
Feldspato potássico		10													
Plagioclásio	10														
Carbonato	10														
Sericita	5														
Muscovita	5														
Textura e Estruturas															
Granular															
Descrição Microscópica															
<p>Rocha de granulação fina a média, apresentando textura granular, inequigranular, onde cristais de quartzo apresentam-se recristalizados em domínios na seção. Observa-se estruturas de deposição vulcanossedimentar, incluindo clasto de queda composto por quartzo recristalizado. A muscovita ocorre de forma orientada entre os cristais da matriz. Carbonato ocorre como cristais maiores em equilíbrio com os minerais adjacentes.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Quartzo: cristais anédricos nas porções recristalizadas, subédricos nas porções onde aparentemente compõe uma matriz ígnea. Granulação fina. • Feldspato: subédrico, ocorre como cristal reliquiar e presente na matriz. • Carbonato: cristais subédricos, granulação fina a média. • Muscovita: cristais de granulação muito fina, alongados, na matriz aparentemente mais deformada. 															

Fotomicrografias



A e B) Aspecto geral da lâmina. Matriz cristalina muito fina, presença de alguns fenocristais. Aumento de 1,25X. Em A, n//; em B, nx.

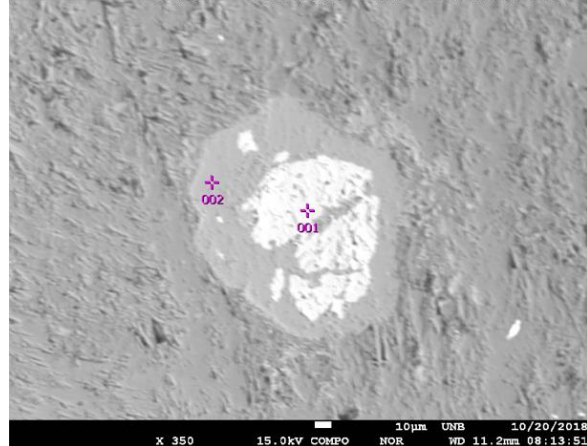
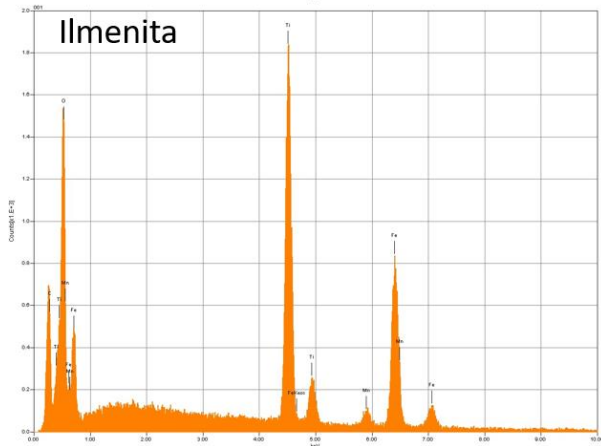
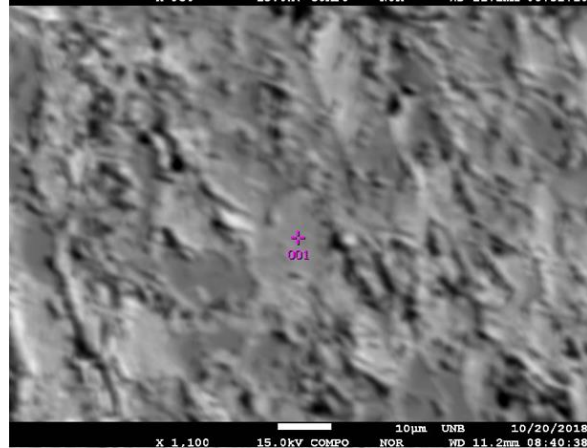
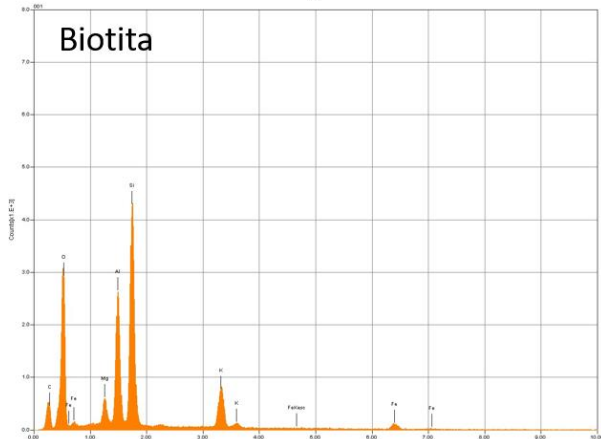
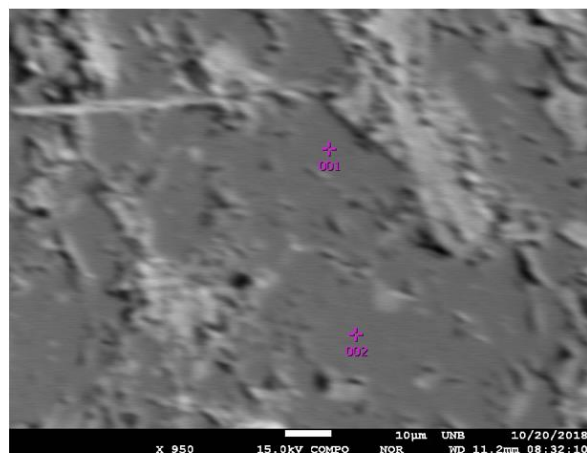
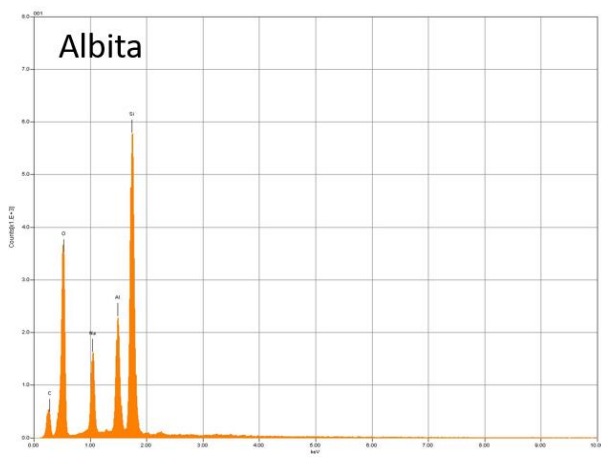
C e D) Detalhe em feição de queda de clasto recristalizado, que deforma a laminação gerada por deposição de cinzas. Aumento de 1,25X. Em C, n//; em D, nx.

E e F) Detalhe da matriz da lâmina com muscovita, quartzo e feldspato. Aumento de 10X. Em E, n//; em F, nx.

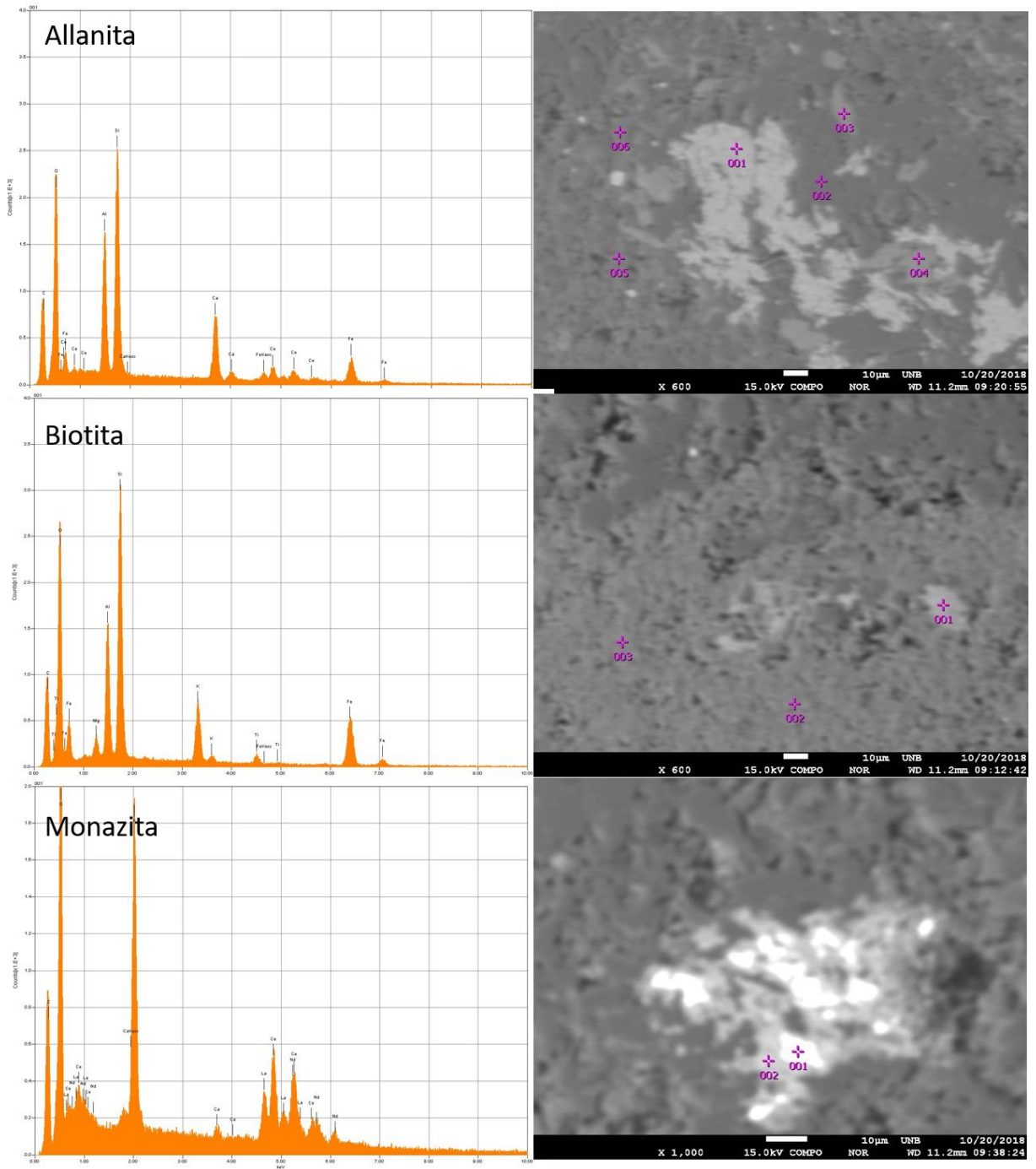
Interpretação e Discussão	Diagrama Composicional
<p>As feições da amostra apontam para rocha vulcanoclástica com estruturas de queda de clastos, metamorfizada em baixo grau, como evidenciado pela recristalização do quartzo em algumas porções e formação de muscovita.</p> <p>A foliação gerada pela orientação do filossilicato indica que a rocha também passou por processos deformacionais, que não possui expressão significativa ao longo de toda a seção observada.</p>	<div data-bbox="938 315 1422 792" style="text-align: center;"> </div> <div data-bbox="879 846 1075 1016" style="text-align: center;"> <p>V = 0 F = 0 C = 100</p> </div> <div data-bbox="799 1093 1458 1176" style="text-align: center;"> <p>Classificação da Rocha Tufo cristalino recristalizado</p> </div>

11.3. RESULTADOS DA ANÁLISE POR MICROSSONDA

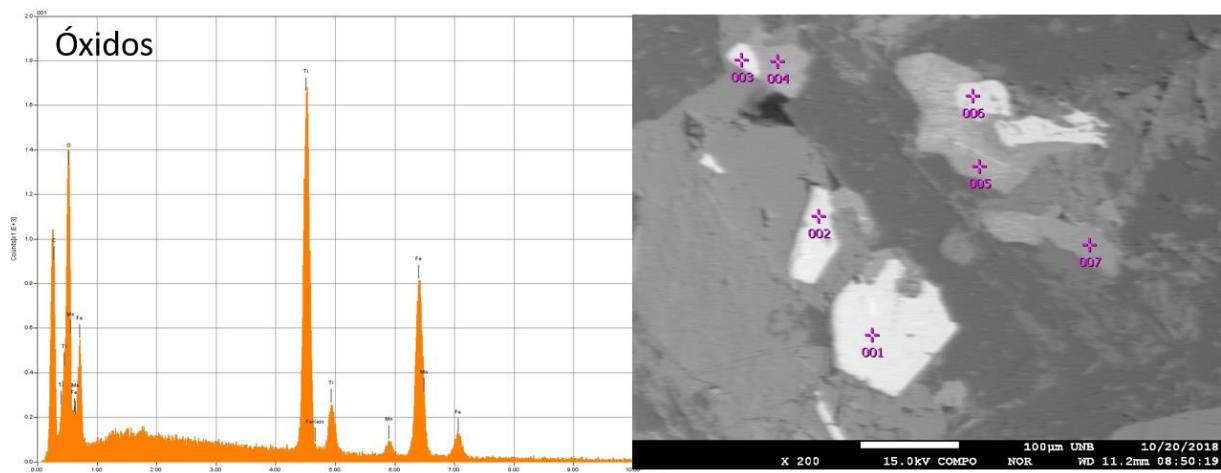
11.3.1. TF18-IX-54



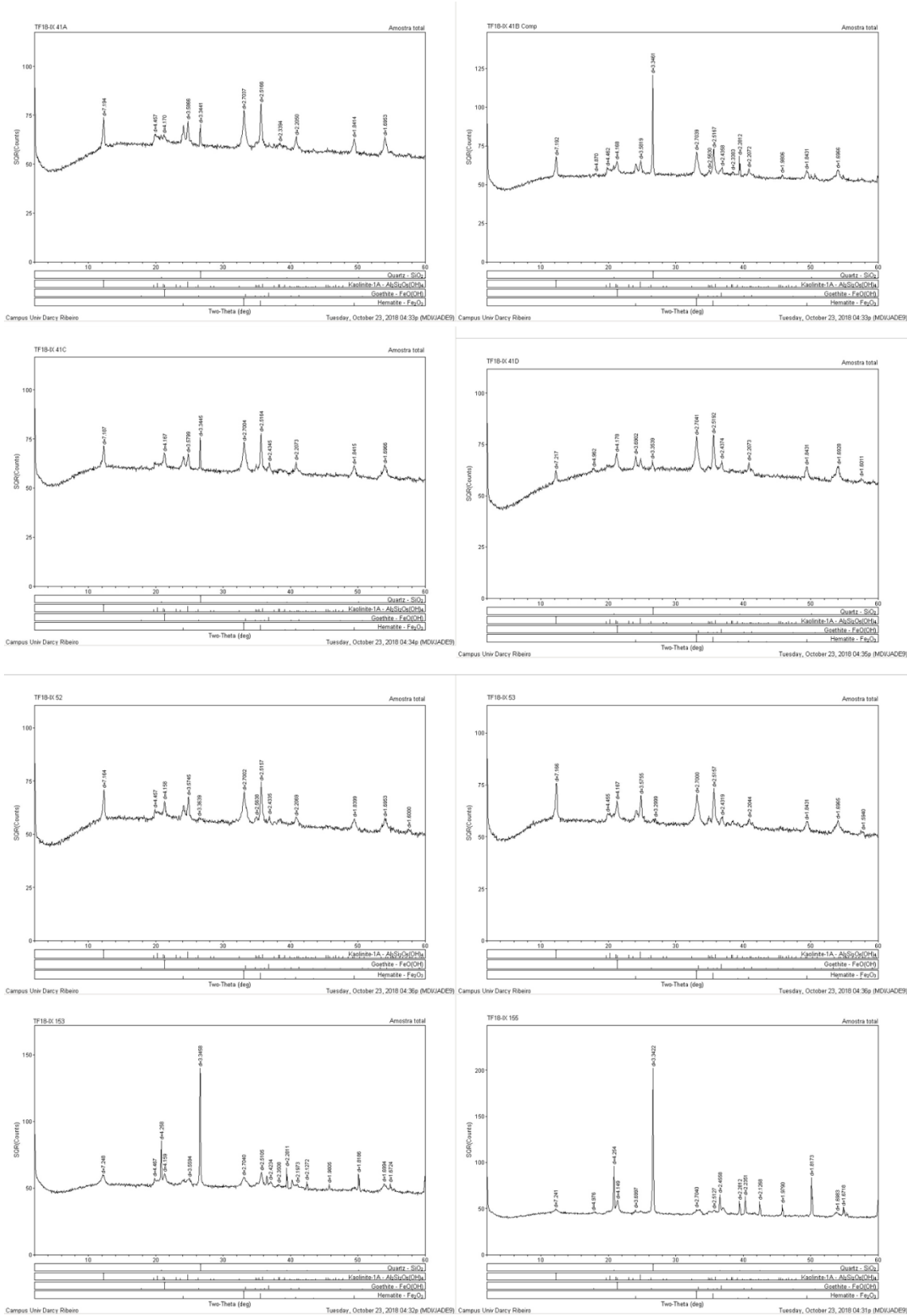
11.3.2. TF18-IX-59



11.3.3. TF18-IX-71



11.4. DIFRATOGRAMAS DAS CROSTAS LATERÍTICAS



11.5. TABELA DE GEOQUIMICA

Sample	Symbol	Colour	Size	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Li	V	Cr	Ni	Sr	Zr	Ba
TF18-III-88	3	24	1.3	69.85	0.59	15.20	4.39	0.07	1.78	4.36	3.29	0.7	0.11	9.87	67.97	35.87	25.9	311.63	19.07	361.74
TF18-III-131	3	24	1.3	73.48	0.34	12.95	4.46	0.07	2.38	1.42	1.97	3.06	0.06	9.4	65.38	192.7	61.04	184.45	47.09	847.58
TF18-III-145	3	24	1.3	69.99	0.19	16.94	1.35	0.02	0.67	2.93	5.94	1.74	0.03	10.09	20.19	14.25	3.53	727.46	16.65	794.95
TF18-III-117	3	24	1.3	51.15	1.50	15.06	12.18	0.2	7.29	7.62	2.53	0.33	0.14	13.58	263.29	139.21	139.48	658.17	48.31	205.29
TF18-IV-501	4	24	1.3	73.17	0.21	14.53	1.4	0.02	0.44	1.04	5.1	2.45	0.07	6.88	14.59	11.22	3.24	493.65	37.63	678.18
TF18-IV-502	4	24	1.3	54.94	0.78	16.26	6.67	0.15	6.04	6.52	3.41	2.98	0.39	29.85	109.32	61.19	59.9	1009.56	85.43	1166.99
TF18-IV-105	4	24	1.3	55.45	1.38	18.68	12.98	0.11	1.35	0.03	0.12	8.5	0.03	26.2	8.18	3.57	3.5	103.4	116.75	1452.71
TF18-VIII-20	8	24	1.3	51.94	0.86	14.29	11.74	0.21	8.26	11.81	1.97	0.51	0.07	6.29	229.85	188.74	149.1	91.33	10.22	178.02
TF18-VIII-59	8	24	1.3	53.34	1.29	13.19	12.45	0.23	6.09	9.17	3.41	0.39	0.12	12.81	325.97	80.27	76.7	179.77	20.63	160.36
TF18-VIII-75	8	24	1.3	60.73	1.69	14.06	9.24	0.19	4.78	7.08	2.22	0.39	0.62	7.69	158.54	146.47	24.3	814.99	18.12	270.67
TF18-IX-18	9	24	1.3	48.30	0.48	6.05	8.77	0.20	15.21	20.05	0.76	0.25	0.05	5.94	286.83	1628.43	207.5	132.23	10.03	30.47
TF18-IX-10	9	24	1.3	65.20	0.51	15.85	3.66	0.08	1.47	3.49	4.47	4.22	0.16	30.78	48.98	23.39	7.3	418.99	52.97	1238.83
TF18-IX-3	9	24	1.3	51.17	1.93	15.04	12.25	0.2	4.78	9.19	3.59	1.26	0.27	13.82	264.39	75.47	86.9	553.12	85.82	412.52
TF18-XIII-54	13	24	1.3	57.21	2.64	11.35	12.41	0.20	5.76	5.44	2.97	1.1	0.73	56.44	401.17	79.92	69.7	161.81	110.19	432.09
TF18-XIII-58	13	24	1.3	55.39	2.35	12.67	10.38	0.17	5.11	6.42	3.41	0.99	0.46	30.56	348.4	41.57	33.4	777.27	111.45	558.38
TF18-XIII-6	13	24	1.3	67.87	0.45	14.76	3.6	0.09	1.35	3.32	4.05	2.72	0.27	13.64	87.37	21.9	3.6	712.24	84.88	1290.36
TF18-XIII-109	13	24	1.3	56.91	1.04	12.42	10.49	0.17	6.13	8.9	2.14	0.52	0.1	21.74	341.58	127.63	91.6	194.59	35.36	121.52
TF18-XIII-145	13	24	1.3	47.29	1.58	17.51	12.59	0.2	6.61	12.35	2.5	0.36	0.13	5.33	381.48	102.81	68.7	202.36	33.09	63.72
TF18-XIV-118	14	24	1.3	75.33	0.05	13.25	1.25	0.01	0.04	0.13	3.05	6.02	0.01	13.24	2.33	0.41	0.0	13.68	86.07	168.36
TF18-XIV-88	14	24	1.3	53.44	0.99	18.92	6.69	0.18	3.63	8.9	3.63	2.22	0.14	0.81	0.32	9.85	0.0	42.77	188.42	1103.43
TF18-XIV-69	14	24	1.3	62.40	0.23	19.50	3.25	0.05	0.25	1.15	4.8	7.3	0.22	15.79	129.03	23.83	18.0	442.11	31.67	436.82
TF18-XIV-39	14	24	1.3	49.04	1.91	24.04	18.59	0.01	0.1	0.5	3.54	1.35	0.18	27.69	130.82	550.17	855.9	18.71	57.99	1746.69
TF18-XIV-22	14	24	1.3	57.07	2.32	19.37	8.45	0.22	1.85	0.02	0.06	7.95	0.05	262.76	221.81	188.27	123.7	13.72	11.64	636.12
TF18-XV-3	15	24	1.3	69.63	0.48	14.85	2.82	0.08	0.8	2.35	4.6	3.95	0.13	29.18	25.99	12.13	2.2	315.75	100.51	1537.63
TF18-XVI-56	16	24	1.3	75.80	0.09	12.67	0.95	0.03	0.05	0.51	4.0	4.95	0.02	8.24	1.76	4.41	0.0	31.49	58.63	132.05
TF18-XVI-122	16	24	1.3	75.98	0.17	12.34	1.7	0.04	0.07	0.82	4.5	4.2	0.01	3.09	2.57	4.37	0.0	75.59	71.22	1103.2
TF18-XVI-90	16	24	1.3	75.63	0.19	12.60	1.85	0.04	0.07	0.83	4.75	3.98	0.01	2.51	2.25	5.43	0.0	80.11	65.01	1237.32
TF18-XVI-126	16	24	1.3	76.93	0.16	12.09	1.6	0.04	0.02	0.42	4.72	4.12	0.01	0.78	0.28	9.26	0.0	39.69	175.03	1026.28
TF18-XVII-163	17	24	1.3	72.49	0.42	13.32	2.51	0.06	0.9	1.85	5.81	1.95	0.11	7.39	51.73	42.64	18.8	348.25	49.22	884.43
TF18-XVII-60	17	24	1.3	67.74	0.72	14.53	4.91	0.09	2.1	1.34	2.81	3.08	0.22	36.95	105.6	85.02	37.5	117.67	94.5	893.82
TF18-XVII-149	17	24	1.3	68.41	0.60	14.11	3.38	0.06	1.2	2.95	2.6	3.1	0.13	13.26	74.11	61.9	23.0	234.22	69.13	554.12
TF18-XVII-37	17	24	1.3	64.30	1.69	13.26	6.38	0.1	1.15	7.62	4.51	0.39	0.5	7.33	162.17	87.43	23.2	275.97	82.2	195.11
TF18-XVII-158	17	24	1.3	67.30	0.64	14.45	4.39	0.06	1.8	1.25	6.77	2.0	0.19	17.15	73.6	99.42	37.7	338.19	107.65	743.17
TF18-XVIII-118	18	24	1.3	65.54	0.57	15.3	2.75	0.06	1.19	3.9	5.01	2.38	0.15	19.58	36.92	22.25	7.6	658.78	26.7	825.72
TF18-XVIII-58	18	24	1.3	72.97	0.27	13.59	2.44	0.09	0.25	1.71	4.19	3.79	0.06	24.54	6.77	5.15	0.3	152.07	67.04	892.14
TF18-XIX-110	19	24	1.3	75.71	0.23	12.17	1.77	0.06	0.12	0.9	3.26	5.15	0.03	3.18	3.44	12.46	0.0	85.65	100.11	564.44
TF18-XIX-131	19	24	1.3	63.50	0.13	19.73	1.27	0.03	0.07	0.65	6.91	7.2	0.01	2.69	1.34	7.55	0.0	94.21	112.91	804.74
TF18-XIX-7	19	24	1.3	72.84	0.22	13.72	2.27	0.06	0.07	0.81	4.2	5.75	0.02	3.63	1.53	12.77	0.0	90.04	58.48	1377.73
TF18-XIX-71	19	24	1.3	72.92	0.18	12.99	2.08	0.05	0.06	0.94	4.2	6.42	0.02	1.28	1.74	3.99	0.0	78.55	51.32	1200.75
TF18-XIX-9	19	24	1.3	53.73	1.69	15.30	10.24	0.16	6.78	8.43	1.64	0.87	0.35	16.09	250.08	104.8	180.5	233.62	96.79	231.23

