



Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Geologia

Alissa Hubner Reis Alvim

Vitória Gomes Pereira Flores

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL – 2018

Projeto Monte do Carmo - Área XVIII

Brasília - DF

2018

Folha de aprovação

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL – 2018 Projeto Monte do Carmo - Área XVIII

Autoras: Alissa Hubner Reis Alvim e Vitória Gomes Pereira Flores

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

Banca Examinadora Aprovada por:

Prof. Dr. Luís Gustavo Ferreira Viegas – Orientador
Professor da Universidade de Brasília - (UnB)

Prof. Dr. Reinhardt Adolfo Fuck – Membro
Professor da Universidade de Brasília - (UnB)

Msc. André Menezes Sabóia – Membro
Pesquisador em Geociências do Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SGB)

Brasília - DF, 06 de dezembro de 2018.

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências
Geologia

Alissa Hubner Reis Alvim 12/0108887

Vitória Gomes Pereira Flores 12/0138204

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL – 2018: Projeto
Monte do Carmo - Área XVIII

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 Maria Coimbra Horbe

Elder Yokoyama

Eliza Nunes Peixoto

Federico Alberto Cuadros Jiménez

Jeremie Garnier

Luís Gustavo Ferreira Viegas

Natalia Hauser

Nilson Botelho

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues

Brasília - DF

2018

Agradecimentos

Agradecemos primeiramente ao privilégio de ter cursado Geologia em uma das melhores universidades do Brasil, a Universidade de Brasília, e a oportunidade de participar de um trabalho final de graduação tão completo e estruturado como é o TF. Aos nossos familiares e amigos próximos por todo o amor e apoio emocional e estrutural durante esses longos anos de faculdade e, mais ainda, no último ano, com os incríveis ombros amigos, companhias para atenuar as preocupações e palavras doces de incentivo. Sem vocês, nada disso seria possível.

A todos os mestres do Instituto de Geociências por cada conhecimento precioso adquirido ao longo de todos esses anos, lapidando cada aprendizado e nos dando a oportunidade de viver mais que a distante relação professor-aluno, mas sim, o privilégio de dividir uma cerveja gelada depois de um dia quente e árduo de campo e divagar (e aconselhar) sobre carreira e os caminhos a serem trilhados. Agradecemos também aos funcionários do Instituto, sempre prontos, em especial ao Serjão e Mendes, que estiveram ao nosso lado nos dias de campo, sempre com uma história, uma fruta e uma disposição sem igual para nos ajudar.

A todos pertencentes ao Projeto Monte do Carmo, com risadas garantidas, sofrimentos coletivos e amizade sem igual, reconhecendo as qualidades de cada um. Cada dia de TF, cada campo, fomentaram lembranças que ficarão guardadas conosco para a vida. Vocês são a essência desse TF.

E, é claro, o nosso agradecimento uma a outra, pela amizade desde o início da geologia e que já nos levou a lugares que nenhuma das duas acreditava chegar. Sempre juntas, superando obstáculos e o melhor de tudo, com sorriso no rosto e sabendo rir de nós mesmas. Essa sincronia é pra vida.

Obrigada Geologia, essa ciência incrível, que nos faz pensar fora “da caixa”.

Alissa e Vitória

“The mind seemed to grow giddy by looking so far back into the abyss of time.”

Palavras pronunciadas por John Playfair sobre a famosa discordância de Siccar Point, Escócia, apresentada a ele e Hutton, em 1788.

Resumo

O Projeto Monte do Carmo é produto do trabalho de conclusão do curso de Geologia da Universidade de Brasília. Consiste no mapeamento geológico na escala de 1:50.000 na região de Monte do Carmo e Porto Nacional, localizada no centro-sul do estado do Tocantins. O presente trabalho traz os resultados dos dados levantados por dezenove subáreas, com ênfase na cartografia da subárea XVIII, utilizando-se de dados de sensoriamento remoto, aerogeofísicos, petrográficos, estratigráficos e estruturais. A região de estudo do projeto está inserida no contexto geológico da Província Tocantins, com forte expressão do Lineamento Transbrasiliano, neoproterozóico, abrangendo as rochas do Complexo Granulítico Complexo Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Granitos Torre, Santana e Manduca, Suíte Vulcânica Santa Rosa, Suíte Intrusiva Ipueiras, Suíte Aliança, Sequência Metavulcanosedimentar Indiferenciada, Intrusões Máficas-Ultramáficas, Formação Monte do Carmo, Suíte Lajeado, Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida, Grupos Serra Grande e Canindé e diques e soleiras. Dentre as principais colaborações do projeto para o conhecimento geológico da área estão as inclusões dos granitos Manduca e Santana e das intrusões máfica-ultramáficas Marimbondo, caracterização das rochas orto- e paraderivadas do Complexo Porto Nacional e individualização dos riolitos e riodacitos da Suíte Vulcânica Santa Rosa e dos xistos da Formação Morro do Aquiles. A evolução tectono-estrutural caracteriza cinco estágios: formação de arcos de ilha, no Paleoproterozoico; Orogênese Riacciana, com pico em fácies anfíbolito alta a granulito; Ciclo Brasileiro no Neoproterozoico, registrando novo evento compressional, em fácies xisto verde; deposição da Bacia do Parnaíba, no Devoniano e; a intrusão de diques máficos. Fases fluidas hidrotermais são responsáveis por importantes ocorrências auríferas dentro da área do Projeto Monte do Carmo.

Palavra-Chave: Mapeamento geológico, Monte do Carmo, Suíte Ipueiras, Suíte Santa Rosa, Metasienogranito, Riolito, Lineamento Transbrasiliano.

Abstract

The Monte do Carmo Project is the product of the final graduation work of the Geology degree of the University of Brasília. It consists of a 1:50.000 geological mapping, encompassing the cities of Monte do Carmo and Porto Nacional, located in the south-centre of the state of Tocantins. The present work presents data from nineteen subáreas, with emphasis on the cartography of subarea XVIII, using methods such as remote sensing, aerogeophysics and petrographic, stratigraphic and structural data. The study area is located in the geological context of the Tocantins Province, with strong expression of the Transbrasiliano Lineament, Neoproterozoic, including rocks from the Granulitic Complex Porto Nacional, Morro do Aquiles Formation, Torre, Santana e Manduca Granites, Santa Rosa Volcanic Suite, Ipueiras Suite, Aliança Suite, Undifferentiated Metavolcanosedimentary Sequence, Mafic-Ultramafic Intrusions, Monte do Carmo Formation, Lajeado Suite, Carreira Comprida Gabbro-Anortositic Suite, Serra Grande and Canindé Group. Among main collaborations of the project for the geological knowledge of the area are the inclusion of the Manduca and Santana Granites and the Marimbondo Mafic-Ultramafic Intrusions, characterization of the ortho- and paraderivates of the Porto Nacional Complex and the individualization of the rhyolites and rhyodacite of the Santa Rosa Volcanic Suite and the Morro do Aquiles Formation's schist. The tectono-structural evolution characterizes five events: development of island's arc, in the Paleoproterozoic; Rhyacian Orogenesis, recording metamorphic peak in amphibolite to granulite facies; Brazilian Cycle, in the Neoproterozoic, registering a new compressional event, recording green schist facies; deposition of the Paranaíba Basin, Devonian. Hydrothermal fluid phases are responsible for important auriferous ore deposits and occurrences within the Monte do Carmo Project area.

Key-Words: Geological Mapping, Monte do Carmo, Ipueiras Suite, Santa Rosa Volcanic Suite, Metasienogranite, Rhyolite, Transbrasilian Lineament.

Índice de Abreviação

Ab - Albita
Aln - Alanita
An - Anortita
Ap – Apatita
Aspy - Arsenopirita
Bt – Biotita
BLG - *Bulging*
CMA - Campo Magnético Anômalo
CMT - Campo Magnético Total
CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais
Cpx – Clinopiroxênio
Cpy - Calcopirita
DNPM - Departamento Nacional de Produção Mineral
Dx/ Dy - Derivadas horizontais
Dz - Derivada Vertical
ENVI - *Environment for Visualizing Images*
Ep - Epidoto
eTh - Equivalente em Tório
eU - Equivalente em Urânio
GBM – *Grain boundaty migration*
GHT - Gradiente Horizontal Total
Hbl - Hornblenda
KF - Feldspato potássico
LANDSAT 8 OLI - The Operational Land Imagery
Ma - Milhões de anos
Mag - Magnetita
MDE - Modelo Digital de Elevação
Mc - Microclínio
MME - Ministério de Minas e Energia
Ms – Muscovita
Phl - Flogopita
Pla – Plagioclásio
PMC – Projeto Monte do Carmo
Py - Pirita
Qtz - Quartzo
RGB - *Red, Green, Blue*
SAR - *Synthetic Aperture Radar*
SA3D - Sinal Analítico em Três Dimensões
Ser – Sericita
Sph – Esfalerita
SPI – Suíte Plutônica Ipueiras
SRTM - *Shuttle Radar Topographic Mission*
SVSR – Suíte Vulcânica Santa Rosa
TILT-GHT - Gradiente Horizontal Total
Ttn – Titanita
UMI – Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada
Zo - Zoisita

Índice de Figuras

Figura 1. Mapa de localização e acesso da área do Projeto Monte do Carmo. _____	3
Figura 2. Mapa de solos da área do Projeto Monte do Carmo (Fonte: SEPLAN, 2012). _____	4
Figura 3. Compartimentação geomorfológica da área de estudo do Projeto Monte do Carmo (Fonte: Seplan, 2012). _____	5
Figura 4. Localização das Área do Projeto Aerogeofísico da Bacia do Parnaíba e do Projeto Monte do Carmo. _____	10
Figura 5. Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos onde: CMA = Campo magnético anômalo; Dx = Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo X; Dy = Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo Y; Dz = Primeira derivada vertical do CMA; ASA = amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo; AGHT = Gradiente Horizontal Total; ISA = Inclinação do Sinal Analítico referente ao Gradiente Horizontal Total. _____	11
Figura 6. Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aerogeofísicos gamaespectrométricos. _____	12
Figura 7. Fluxograma de processamento e interpretação de dados obtidos por sensores remotos, usados para a geração do mapa base e mapa geológico preliminar a partir da integração com os dados aerogeofísicos. _____	15
Figura 8. Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Pojeto Monte do Carmo. _____	21
Figura 9. Mapa de idades TDM do Projeto Monte do Carmo, obtido com base nos dados disponíveis _____	29
Figura 10. Mapa geológico integrado do Projeto Monte do Carmo. _____	33
Figura 11. 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. _____	40
Figura 12. Mapa dos 11 domínios aeromagnéticos divididos a partir da resposta magnética do produto SA3D. _____	41
Figura 13. Mapa de domínios magnéticos definidos a partir da amplitude de sinais analíticos (ASA). _____	42
Figura 14. Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo. _____	44
Figura 15. Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo. _____	47
Figura 16. Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo _____	51
Figura 17. Mapa Geológico da Área XVIII, com perfil geológico A-A' e B-B'. _____	54
Figura 18. A) Imagem retirada do Google Earth com visada para nordeste destacando a geomorfologia da parte leste da área. B) Interpretação das unidades geológicas da área XVIII. O traçado em vermelho representa o limite da área e as demais abreviações representam: UMI (Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada), TQdl (coberturas detríticas e lateríticas), SPI (Suíte Plutônica Ipueiras), IMU (Intrusão Máfica-Ultramáfica) e SVSR (Suíte Vulcânica Santa Rosa). _____	55

- Figura 19. A)** Imagem de aerogamaespectrometria do ternário (RGB). **B)** Canal do K, com destaque para as anomalias do canto leste da área (tons avermelhados) representando as rochas da Suíte Ipueiras, nas duas imagens. _____ 56
- Figura 20.** Afloramentos típicos dos metagranitos: **A)** em lajedo e **B)** em blocos. _____ 56
- Figura 21.** Aspectos macroscópicos dos metagranitos da Suíte Ipueiras. **A)** Hornblenda-biotita metagranito de granulação média, textura granoblástica, com cristais de quartzo e feldspato recristalizados, **B)** Hornblenda-biotita metagranito hidrotermalizado, apresentando tons róseo-esverdeado. **C)** Metagranito foliado. **D)** Enclave máfico evidenciando mistura de magma. _____ 57
- Figura 22.** Diagrama composicional QAP (Streckeisen, 1967) dos granitos da Suíte Ipueiras, indicando composição sieno- a monzogranítica. Os pontos vermelhos são referentes às amostras coletadas na área XVIII e os azuis representam as amostras das áreas XVI e XIX. _____ 59
- Figura 23.** Aspectos microscópicos do metagranito Ipueiras. **A e B)** Seção com NP e NX, respectivamente, de biotita meta-sienogranito mostrando textura granoblástica predominante, com domínios lepidoblásticos definidos pela biotita. **C e D)** Seção com NP e NX, respectivamente, mostrando cristais anedrais de hornblenda, com bordas alterando para clorita e cristais de plagioclásio com textura kink-band e alterando para sericita. **E e F)** Fácies protomiloníticas do metagranito mostrando ribbons de quartzo contornados pela biotita. **G)** Cristal de plagioclásio apresentando microfraturas preenchidas por quartzo microcristalino. **H)** Metagranito deformado, com cristais de quartzo em contato poligonal devido a recristalização. _____ 60
- Figura 24. A)** Afloramento em lajedo de rocha vulcânica da Suíte Santa Rosa. **B)** Aspectos macroscópicos de rocha vulcânica deformada de composição riolítica. Amostra retirada ao longo de drenagem do Córrego Camões. **C e D)** Aspectos microscópicos em seção com NP e NX, respectivamente. Notar textura milonítica porfiroclástica, imbricamento e rotação dos profiroclastos de quartzo e feldspato, imersos em uma matriz afanítica. **E)** Textura de reabsorção de cristal de quartzo. **F)** Textura granofírica de intercrescimento de quartzo e feldspato. _____ 62
- Figura 25. A)** Afloramento de quartzito da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada na Serra Manuel do Carmo, em meio a vegetação de campo sujo. **B)** Aspectos macroscópicos do quartzito da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. **C e D)** Aspectos microscópicos, com NP e NX, respectivamente, mostrando deformação e estiramento dos cristais de quartzo. **E e F)** Cristais de quartzo envoltos por agregados de subgrãos poligonais de quartzo, com NP e NX, respectivamente. _____ 64
- Figura 26.** Mapa magnetométrico do produto GHT (Gradiente Horizontal Total), mostrando alto magnético para os corpos máficos e ultramáficos mapeados na área. _____ 65
- Figura 27. A)** Afloramento em corte de estrada da BR TO-458 da rocha ultramáfica deformada. **B)** Aspectos macroscópicos de amostra da rocha ultramáfica, com destaque para cristais dourados de flogopita. **C) e D)** Aspectos microscópicos em seção com NP e NX, respectivamente. Cristais tabulares e aciculares de anfibólio imersos em uma matriz composta por talco e flogopita. _____ 66
- Figura 28.** Intrusão máfica de composição gabroica. **A) e B)** em afloramento e amostra de mão. **C) e D)** Lâmina delgada, com NP e NX, respectivamente, apresentando textura cumulática e recorrente textura subofítica. 67
- Figura 29.** Dique de diabásio. **A)** Amostra de mão, com destaque para as bordas da amostra, onde ocorre alteração típica de rochas básicas. **B) e C)** Lâmina delgada com NP e NX, respectivamente. Notar textura idiomórfica inequigranular. _____ 68

Figura 30. A) Poligonal da área XVIII. B) Imagem retirada do Google Earth com destaque para a planície de inundação do Rio Tocantins e os depósitos aluvionares.	69
Figura 31. Imagem aerogamaespectrométrica do ternário (RGB) com relevo associado, destacando em tons de vermelho/preto os depósitos aluvionares ao longo do Rio Tocantins, e em ciano as coberturas lateríticas.	70
Figura 32. A) Laterito de textura vermiforme apresentando cavidades preenchidas por goethita (amarela) em matriz hematítica (vermelho), com presença de quartzo sacaroidal. B) Laterito de textura psolítica, cinza ocre a vermelho, com psolitos arredondados a esféricos. C) Blocos de laterito em meio a vegetação do tipo cerradão. D) Extração de areia proveniente dos depósitos aluvionares do Rio Tocantins.	71
Figura 33. Diagrama de classificação de rochas plutônicas R1-R2 por meio de elementos maiores. (De La Roche et al, 1980).	73
Figura 34. Características geoquímicas das rochas plutônicas da Suíte Ipueiras. A) Diagrama AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$) de Irvine e Baragar (1971). B) Índice de saturação em alumina (ISA) de Shand (1943), onde $A/NK = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ e $A/CNK = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$. C) Índice MALI (modified alkali–lime index = $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$) x SiO_2 proposto por Frost et al. (2001).	74
Figura 35. A) Meta granito da Suíte Ipueiras (NP, 2.5x), com regime deformacional III, com mecanismo GBM. B) e C) Metagranito da Suíte Ipueiras, em regime deformacional II, com texturas de rotação de subgrão, com forte recristalização e cominuição dos porfiroclastos. D) Milonito da Suíte Ipueiras, localizado na ZC Mutum, com alta porcentagem de minerais micáceos, que acomodam mais facilmente a deformação, fazendo com que os grãos de quartzo sejam recristalizados por meio da atuação do regime II.	76
Figura 36. Seção geológica de detalhe evidenciando as zonas de cisalhamento mapeadas na subárea XVIII e os estereogramas de foliação (Sn) associados aos litotipos.	77
Figura 37. Mapa estrutural da área XVIII com perfis geológicos A-A' e B-B'.	78
Figura 38. Estereograma de medidas Sn, com 45 medidas, indicando direção preferencial NE. As medidas acompanham a foliação regional do Projeto Monte do Carmo.	79
Figura 39. A) Foliação Sn regional em metagranitos da Suíte Ipueiras, com forte segregação de bandas de trama anastomosada de minerais máficos (biotita e/ou hornblenda) e bandas quartzo-feldspáticas. B) Foliação Sn regional em quartzito da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. C) Metagranitos Ipueiras em seção delgada, mostrando orientação da biotita de acordo com a foliação. D) Quartzito da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, mostrando achatamento e orientação dos cristais de quartzo de acordo com a foliação.	80
Figura 40. A) e B) Detalhe da foliação milonítica em metagranitos da Suíte Ipueiras, localizados na ZC Mutum, a leste da TO-358. C) e D) Biotita fina definindo os planos de foliação com formação de trilhas de quartzo recristalizado, com contatos poligonais e estruturas do tipo migração de borda de grão, indicando temperatura de deformação alta, chegando a 400-500°C (Stipp et al, 2002).	81
Figura 41. Detalhe para foliação milonítica em metagranito da Suíte Ipueiras, localizada na cava do alvo Fofoca, na Zona de Cisalhamento Mutum, a leste da TO-458. Os ribbons de quartzo dominam os planos do tipo C enquanto a biotita define a foliação do tipo S.	82
Figura 42. Estereograma de lineação Lm com Sn associado.	83

- Figura 43.** Aspectos macro- e microscópicos da deformação progressiva em metagranitos das zonas de cisalhamento Mutum, Serra do Saco e Primavera a) metagranito levemente deformado, preservando textura granoblástica dos cristais de quartzo-feldspato; b) metagranito protomilonítico; c) metagranito milonítico, constituído por apenas quartzo e muscovita, com ribbon de quartzo indicando regime deformacional intermediário. _____ 84
- Figura 44.** Detalhe para bandas de cisalhamento paralelas em metagranito com dobras de arrasto associadas. _____ 85
- Figura 45.** Brecha Hidráulica encontrada nos quartzitos da Sequência Metavulcanosedimentar Indiferenciada, onde o óxido de Mn corta bruscamente os seixos de quartzito. Na camada exterior, a rocha possui aspecto botroidal. A foliação S_n é visível nessa rocha com direção NE e mergulho de 75° . _____ 86
- Figura 46. A)** Par conjugado de fraturas em veio de quartzo na Sequência Metavulcanosedimentar Indiferenciada, de atitude $215/80^\circ$ e $256/80^\circ$. **B)** Família de juntas de modo I, subverticais, com espaçamento centimétrico e sem preenchimento nas vulcânicas ácidas da Suíte Ipueiras. _____ 87
- Figura 47. A)** Diagrama de rosetas das fraturas encontradas nas rochas da Área XVIII com direção preferencial de fraturas para NE e mergulhos subverticais. **B)** Diagrama de lineamentos de drenagens, exibindo direção concordante com os dados obtidos em campo. _____ 87
- Figura 48.** Mapa Morfoestrutural da subárea XVIII com lineamentos de drenagens extraídos através de imagens de radar SRTM e lineamentos profundos extraídos através de aeromagnetometria. _____ 88
- Figura 49.** Veio de quartzo decamétrico com direção NE-SW, de composição exclusivamente quartzosa, salvo exceções locais onde se encontram boxworks de sulfetos e cor de alteração ocre. Os veios se encontram fraturados e com mergulho subvertical. _____ 89
- Figura 50.** Veio de quartzo na análise microscópica, com dominância de grãos de quartzo e eventual mineral opaco. Porfiroclastos de quartzo são visíveis, de granulação maior ($\sim 1\text{cm}$) e os grãos vindos da recristalização possuem variação de forma considerável, em domínio de rotação de subgrão e com contatos serrilhados. 90
- Figura 51.** Veios de quartzo em bloco do Granito Ipueiras, no acostamento da TO-458. Possuem arranjo complexo indicando percolação de fluidos pelas fraturas com grande pressão, gerando faturamento hidráulico. Esses veios estão preenchidos por quartzo. _____ 91
- Figura 52. A)** Grãos de quartzo rotacionados em rocha vulcânica ácida milonitizada da Suíte Santa Rosa, com sombra de pressão preenchida por clorita e com geometria de reentrância. Grãos finos (0.05mm a 0.1mm) de quartzo indicando recristalização. Nicóis paralelos e cruzados. **B)** Foliação S-C em granito milonítico na zona de cisalhamento Mutum, com lamelas de biotita nos planos C da foliação, associada com grãos recristalizados de quartzo e feldspato. Trilhas de quartzo na porção inferior da figura, com recristalização e formação de ribbons. Nicóis paralelos e cruzados. **C)** Fratura transgranular com rejeito associado, em rocha vulcânica milonitizada, com foliação milonítica com matriz microcristalina, apresenta porfiroclastos imbricados definindo uma orientação preferencial de forma. Contatos serrilhados no canto inferior esquerdo das figuras, com extinção ondulante do quartzo e evidências de migração de borda de grão incipiente em cristais de quartzo. _____ 92
- Figura 53.** Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm. _____ 95

Figura 54. Cava do alvo Fofoca em zona de cisalhamento de direção N30E, onde ocorrem milonitos carbonáticos e discretas bandas filoníticas, associados a veios de quartzo anastomosados auríferos. Em detalhe, amostra de milonito carbonático retirado de dentro da cava. _____	98
Figura 55. A) e B) Exploração de areia na área XVIII, com aproximadamente dez metros de espessura de areia média, lavada, com dragagem. _____	100
Figura 56. Rocha rica em Mn, preta azulada, maciça, com níveis de quartzo presente. _____	102
Figura 57. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I. _____	105
Figura 58. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II. _____	106
Figura 59. Desenho esquemático do quadro tectônico da região do Projeto Monte do Carmo. _____	107
Figura 60. Comparação entre o mapa geológico desenvolvido pelo Projeto Monte do Carmo, o mapa desenvolvido por Gorayeb (2013) e o mapa confeccionado pela CPRM (Ribeiro & Alves., 2017). _____	111

Índice de Tabelas

Tabela 1. Resumo das características das bandas do satélite LANDSAT-8. _____	13
Tabela 2. Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis _____	16
Tabela 3. Protocolo de abertura de amostras em Savillex®. _____	17
Tabela 4. Dados geocronológicos e isotópicos das unidades descritas, tomados da literatura existente. ____	30
Tabela 5. Características dos principais domínios magnéticos. _____	43
Tabela 6. Análise dos domínios gamaespectométricos. _____	44
Tabela 7. Resultados de análises geoquímicas das amostras pertencentes à Suíte Ipueiras. _____	72

Sumário

Capítulo 1. Introdução	1
1.1 Considerações Iniciais	2
1.2 Objetivos	2
1.3 Localização e Acessos	2
1.4 Aspectos Fisiográficos	3
1.4.1 Clima	3
1.4.2 Vegetação e solos	4
1.4.3 Geomorfologia	4
1.4.4 Hidrografia	5
Capítulo 2. Materiais e Métodos	7
2.1 Introdução	8
2.2 Geotecnologias	8
2.2.1 Aerogeofísica	8
2.2.1.1 Dados de levantamentos geofísicos prévios	9
2.2.1.2 Processamento dos dados aerogeofísicos	10
2.2.2 Sensoriamento Remoto	12
2.2.2.1 Processamento dos dados orbitais	14
2.3 Geoquímica de elementos maiores e traços	16
2.3.1 Perda ao Fogo (PF)	16
2.3.2 Digestão das Amostras	16
2.3.3 Determinação Química	17
Capítulo 3. Geologia Regional	18
3.1 Introdução	19
3.2 Contexto tectônico e estratigráfico	19
3.2.1 Litoestratigrafia e Geocronologia	21
Capítulo 4. Geologia do Projeto Monte do Carmo	31
3.1 Litoestratigrafia do Projeto Monte do Carmo	32
3.1.1 Introdução	32
3.1.2 Unidades Litoestratigráficas	32
3.1.2.1 Complexo Porto Nacional	32
3.1.2.2 Formação Morro do Aquiles	34
3.1.2.3 Plutônicas sin- a tardi tectônicas	34
3.1.2.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa	35
3.1.2.5 Suíte Plutônica Ipueiras	35

3.1.2.6 Suíte Aliança _____	35
3.1.2.7 Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada _____	36
3.1.2.8 Intrusões Máficas-Ultramáficas _____	36
3.1.2.9 Formação Monte do Carmo _____	36
3.1.2.10 Suíte Lajeado _____	36
3.1.2.11 Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida _____	37
3.1.2.12 Grupos Serra Grande e Canindé _____	37
3.1.2.13 Diques e Soleiras _____	37
3.1.2.14 Depósitos Lateríticos _____	38
3.1.2.15 Depósitos Aluvionares _____	38
3.2 Arcabouço Geofísico _____	38
3.2.1 Magnetometria _____	38
3.2.1.1 Domínios magnético-estruturais _____	38
3.2.1.2 Domínios magnéticos composicionais _____	41
3.2.2 Gamaespectrometria _____	43
3.3 Geologia Estrutural _____	46
3.3.1 Introdução _____	46
3.3.2 Quadro Estrutural Regional _____	46
Capítulo 5. Geologia Local _____	52
5.1 Introdução _____	53
5.1.1 Unidades Litoestratigráficas _____	53
5.1.1.1 Suíte Plutônica Ipueiras _____	53
5.1.1.2 Suíte Vulcânica Santa Rosa _____	61
5.1.1.3 Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada _____	63
5.1.1.4 Intrusão Máfica-Ultramáfica _____	65
5.1.1.5 Diques _____	67
5.1.1.6 Coberturas lateríticas e depósitos aluvionares _____	68
5.1.2 Litogeoquímica _____	71
Geoquímica da Suíte Ipueiras _____	71
5.2 Metamorfismo _____	75
5.3 Geologia Estrutural _____	77
5.3.1 Elementos de trama dúctil _____	79
5.3.2 Elementos de trama rúptil _____	85
5.3.3 Microtectônica _____	91
Capítulo 6. Geologia Econômica _____	93
6.1 Introdução _____	94
6.2 Ocorrências e Potenciais Minerais Regionais _____	94

6.3 Ocorrências e Potenciais Minerais subárea XVIII	97
Capítulo 7. Evolução Geológica e Discussões	103
7.1 Evolução geotectônica	104
7.2 Discussão	110
Capítulo 8. Referências Bibliográficas	115

Capítulo 1. Introdução

1.1 Considerações Iniciais

O Projeto Monte do Carmo refere-se ao trabalho final de graduação do curso de geologia da Universidade de Brasília, realizado através do mapeamento geológico de uma área de aproximadamente 2395 km², localizada na região central do estado do Tocantins, nas proximidades dos municípios de Monte do Carmo e Porto Nacional.

A área objeto do presente estudo abrange uma região da Província Tocantins de complexo contexto geológico, caracterizado por terrenos granito-gnáissicos e terrenos granulíticos arqueanos/paleoproterozoicos, sequências vulcanossedimentares neoproterozoicas, assim como as coberturas sedimentares de parte da borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. A área foi dividida em 19 subáreas e o presente relatório visa apresentar os resultados obtidos na subárea XVIII.

O trabalho ocorreu ao longo do ano de 2018, sendo dividido em três etapas: pré-campo, campo e pós-campo, e teve a orientação do Prof. Dr. Elton L. Dantas, coordenador do projeto, e demais professores: Adriana Horbe, Elder Yokoyama, Eliza Peixoto, Federico Cuadros, Gustavo Viegas, Henrique Roig, Jeremie Garnier, Natália Hauser, Nilson Botelho e Suzan Pequeno.

1.2 Objetivos

O trabalho teve como objetivo principal a produção de um mapa geológico na escala 1:50.000, resultante da coleta, interpretação e integração de dados adquiridos pelas 19 áreas do projeto.

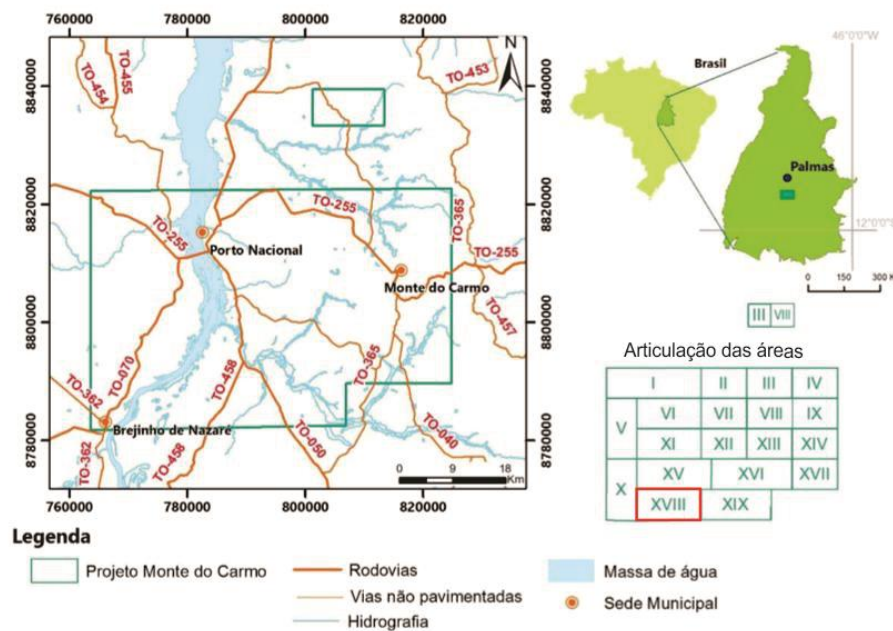
Além da importância do trabalho como meio de aplicar e integrar o conhecimento obtido durante a graduação, insere-se como objetivo complementar a produção de conhecimento científico em uma região carente de mapas geológicos de maior detalhe e cuja evolução geológica ainda é pouco compreendida e apresenta-se bastante complexa.

1.3 Localização e Acessos

A área de estudo do projeto Monte do Carmo situa-se na porção central do estado do Tocantins, a 64 km da capital Palmas, e a 786 km de Brasília, Distrito Federal. O projeto teve como base a cidade Porto Nacional, devido à proximidade e facilidade de acesso às subáreas. A subárea XVIII situa-se a sul da cidade, como pode ser observado na Figura 1.

A principal via de acesso à cidade é a rodovia TO-050, que corta o município no sentido norte-sul, e o liga à capital Palmas e à rodovia TO-255, que corta o município no sentido Leste-Oeste. Além de possuir um bom acesso por rodovias estaduais, possui aeroporto com infraestrutura capaz de atender voos regulares.

Figura 1. Mapa de localização e acesso da área do Projeto Monte do Carmo.



1.4 Aspectos Fisiográficos

1.4.1 Clima

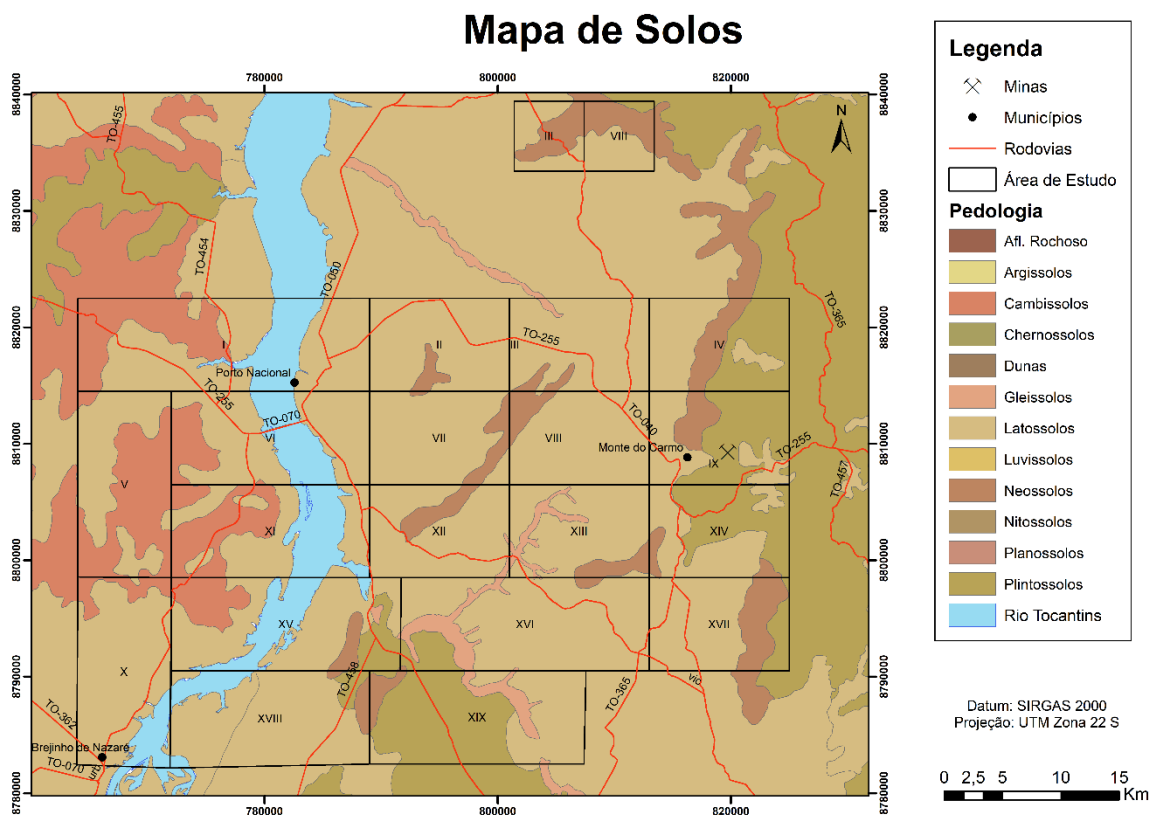
Em Porto Nacional predomina o clima do tipo C2wA'a", segundo o método de Thornthwaite, caracterizado por clima úmido sub-úmido com moderada deficiência hídrica no inverno, evapotranspiração potencial média anual de 1.500 mm, distribuindo-se no verão em torno de 420 mm ao longo dos três meses consecutivos com temperatura mais elevada (SEPLAN, 2012). A precipitação média é aproximadamente 1.600 mm para a região, mostrando pouca flutuação ao longo dos anos, onde observa-se temperaturas médias de 26°C (SEPLAN, 2012). Os meses mais quentes do ano são entre fim de agosto e setembro, época também mais seca. A umidade relativa média anual está em torno de 70%, sendo que no período chuvoso os índices de umidade são superiores a 80% e no período seco entorno de 50% (SEPLAN, 2012).

1.4.2 Vegetação e solos

A vegetação predominante na região é o cerrado, cujas principais características são os grandes arbustos e as árvores esparsas, de galhos retorcidos e raízes profundas (SEPALN, 2012).

Na região do Projeto Monte do Carmo, o principal tipo de solo é o Latossolo, recobrendo áreas de relevo plano e arrasado, seguido por Gleissolo, o qual se concentra nas áreas próximas ao Rio Tocantins e das principais drenagens, e Litossolo e Plintossolo, restringindo-se às áreas de relevo mais acidentado. A Figura 2 mostra a distribuição dos principais solos na área do projeto:

Figura 2. Mapa de solos da área do Projeto Monte do Carmo (Fonte: SEPLAN, 2012).



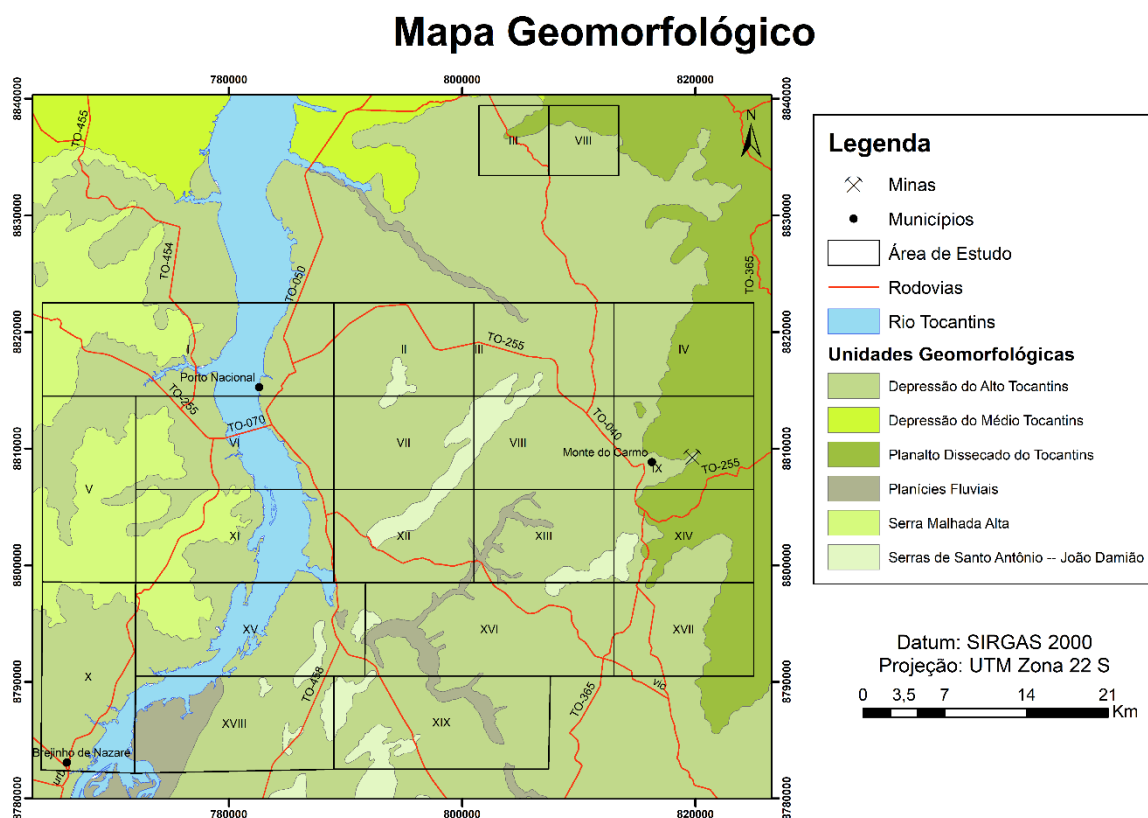
1.4.3 Geomorfologia

Segundo a classificação de Mamede et al. (1981), a região de Porto Nacional encontra-se na unidade geomorfológica denominada Depressão do Tocantins (Figura 3). Essa unidade é caracterizada por relevo de pouca variação, homogêneo, com altitudes que variam de 200 a 300 metros. Na sua porção central encontra-se uma faixa de dobramentos

e coberturas metassedimentares conhecidas como Serras de Santo Antônio-João Damião (SEPLAN, 2012), enquanto que na porção leste apresenta o domínio Malhada Alta (CPRM, 2017).

As Serras de Santo Antônio-João Damião são faixas de dobramentos e coberturas sedimentares, de elevações que variam de 350 a 650 metros, caracterizadas por apresentar feições de dissecação homogênea com feições de topo tabular, além de formas erosivas caracterizadas por aplanamento pediplano degradado (SEPLAN, 2012). O domínio Malhada Alta do Planalto Residual do Tocantins apresenta altitudes que variam de 500 a 600m, e relevo com formas convexas, pediplanos e encostas com forma de cuevas os quais desenvolvem-se sobre as rochas provenientes da sedimentação da Bacia do Parnaíba. (CPRM, 2017).

Figura 3. Compartimentação geomorfológica da área de estudo do Projeto Monte do Carmo (Fonte: Seplan, 2012).



1.4.4 Hidrografia

Porto Nacional está inserido na Bacia Hidrográfica do Rio Tocantins, e apresenta em seu território as seguintes sub bacias: Sub Bacia Córrego Santa Luzia, Bacia do Ribeirão

dos Mangues, Sub Bacia Ribeirão Conceição, Sub Bacia Rio água Suja, Sub Bacia Ribeirão do Carmo, Sub Bacia Rio Matança e Sub Bacia do Córrego São João. Os principais afluentes do rio Tocantins localizados na zona urbana da cidade são os córregos São João e Francisquinha (SEPLAN, 2012). Na área de estudo, ainda, está o lago da barragem do Rio Tocantins, formado após a instalação da usina hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães, concluída em 2002, na cidade de Lajeado, localizada a 50 km da cidade de Palmas. A usina possui capacidade de 950 MW, sendo está um empreendimento de suma importância para a produção energética nacional, instalada em um reservatório de 750 km² de área total, que se estende pelos municípios de Lajeado, Palmas, Porto Nacional, Brejinho de Nazaré e Ipueiras (Ferreira, 2003).

A principal rede de drenagem da área do projeto é o Rio Tocantins, que corta as subáreas de norte a sul. Sua margem nessa região pode apresentar até 3 km de largura nas áreas mais ao norte.

Capítulo 2. Materiais e Métodos

2.1 Introdução

A execução do Projeto Monte do Carmo teve duração entre março e dezembro de 2018 e foi subdividida em três etapas: pré-campo, campo e pós campo.

A etapa pré-campo ocorreu entre os meses de março e junho e teve como objetivo o reconhecimento prévio da área a ser mapeada. Para isso, foram realizadas pesquisas bibliográficas a respeito do estado de conhecimento geológico da região da Província Tocantins, mais especificadamente da região de Monte do Carmo e Porto Nacional, processamento e interpretação de dados aerogeofísicos (gamaespectrometria e magnetometria), análise de imagens de satélite e geração de mapa base.

Na etapa campo, que ocorreu entre os dias 1 e 22 de julho, foi realizado o mapeamento geológico da região. Essa etapa compreendeu a execução de perfis geológicos, coleta e descrição de amostras macroscópicas, elaboração de colunas estratigráficas, medidas estruturais e seções geológicas, dentre outros tipos de aquisição de dados.

No pós-campo, que ocorreu entre os meses de agosto e dezembro, houve a integração e interpretação de todos os dados anteriormente obtidos. O produto final dessa etapa foi a confecção de um mapa geológico de escala 1:50.000.

2.2 Geotecnologias

A integração do sensoriamento remoto e dados geofísicos permite a criação de produtos que extraem informações sobre a composição química, física e reológica dos materiais da superfície, indicando controles estruturais e variações litológicas de interesse (Arcanjo, 2001). A partir das características espectrais e aerogeofísicas, conseguiu-se distinguir padrões de relevo, drenagem, estruturação e caracterizar o padrão geofísico das rochas encontradas na área do projeto. Assim, foram gerados produtos que refletem as variações composicionais, estruturais e geomorfológicas da área de estudo do Projeto Monte do Carmo.

2.2.1 Aerogeofísica

A aeromagnetometria é um método geofísico que permite delimitar lateralmente a fonte de uma anomalia em relação à rocha encaixante, a partir dos contrastes de magnetização observados entre elas. Quando o contraste é significativo, a análise e

interpretação de dados aeromagnéticos permite identificar feições estruturais, já que a concentração de minerais magnéticos está comumente associada a superfícies de descontinuidade ou ruptura (Gunn et al. 1997).

A gamaespectrometria é um método capaz de detectar a radiação gama emitida pelos isótopos instáveis de urânio (^{238}U), tório (^{232}Th) e potássio (^{40}K). Entre os principais fatores que influenciam as medidas, estão a cobertura de solo (35 cm de solo são capazes de atenuar cerca de 95% da emissão gama) e vegetações densas (a vegetação é capaz de absorver esses elementos atenuando as medidas de urânio e tório e diminuindo em até 15% as de potássio) (Ferreira et al. 2016).

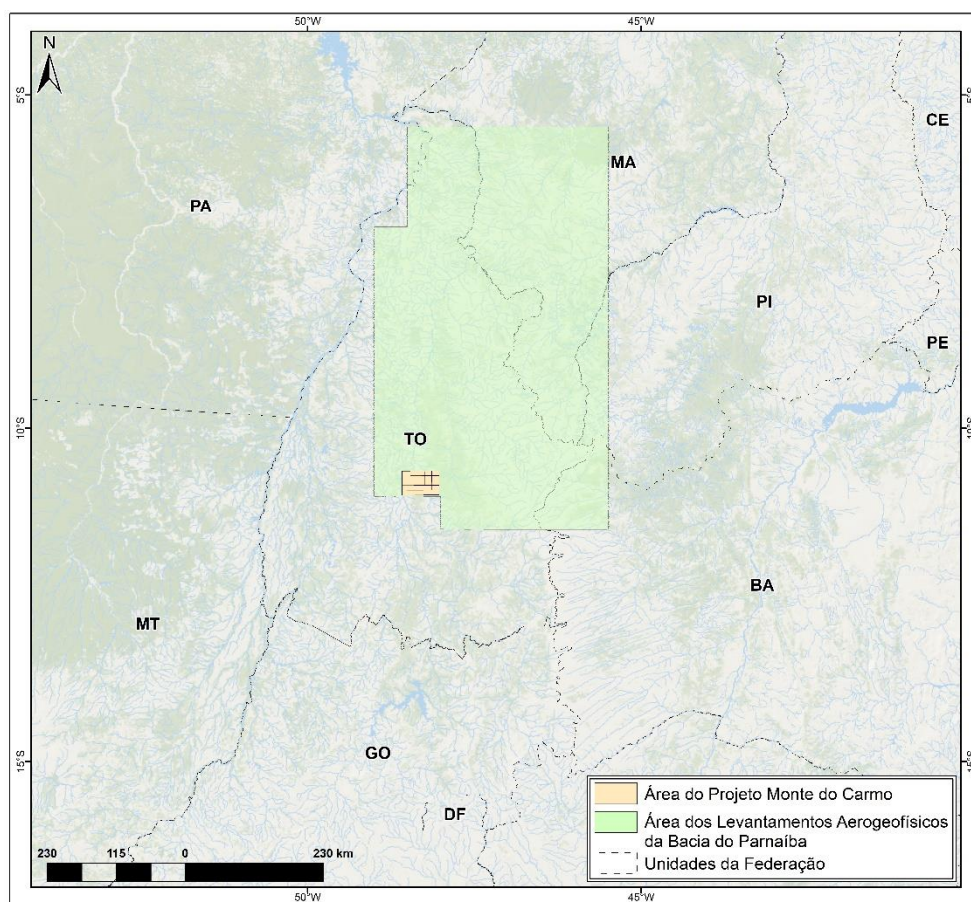
A interpretação dos dados permite caracterizar regiões com unidades litológicas indivisas, detectar a presença de intrusões ígneas aflorantes, elementos hidrográficos, alteração hidrotermal e/ou intensos processos erosivos, contribuindo significativamente para o entendimento de uma região (Ribeiro *et. al*, 2014).

2.2.1.1 Dados de levantamentos geofísicos prévios

O acordo de cooperação entre a Agência Nacional do Petróleo (ANP) e a Universidade de São Paulo (USP) permitiu a execução do aerolevante do Projeto Parnaíba, principal base de dados para a interpretação geofísica do Projeto Monte do Carmo. A etapa de aquisição de dados do Projeto Parnaíba foi executada no período de setembro de 2004 a novembro de 2006.

O levantamento aerogeofísico recobriu 544.558 km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução, em uma área de 242.087 km² (Figura 4). As linhas de voo foram espaçadas de 500m e orientadas nas direções N-S. As linhas de controle possuem espaçamento de 4000m e orientação E-W. A altura de voo foi fixada em 100 m. Após a aprovação da ANP, os dados passaram pelo processo de nivelamento e filtragens para a geração de planilhas e malhas interpoladas, que se destinaram à geração dos produtos, apresentados na forma de mapas nas escalas de 1:500.000, 1:250.000 e 1:100.000.

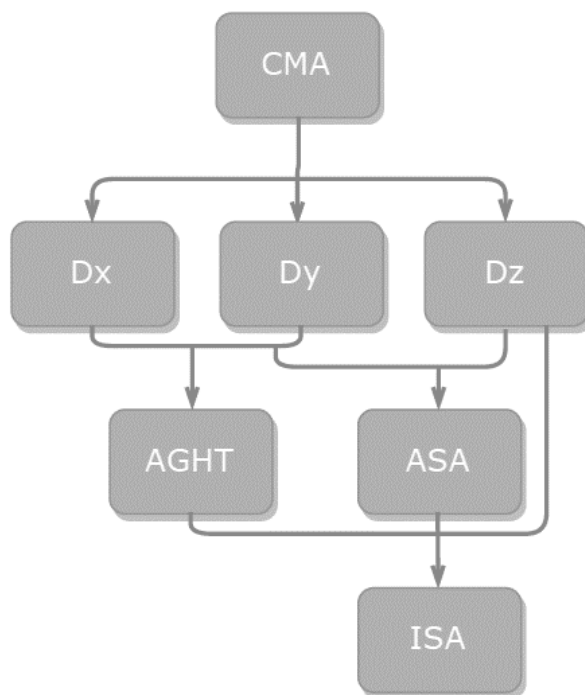
Figura 4. Localização das Área do Projeto Aerogeofísico da Bacia do Parnaíba e do Projeto Monte do Carmo.



2.2.1.2 Processamento dos dados aerogeofísicos

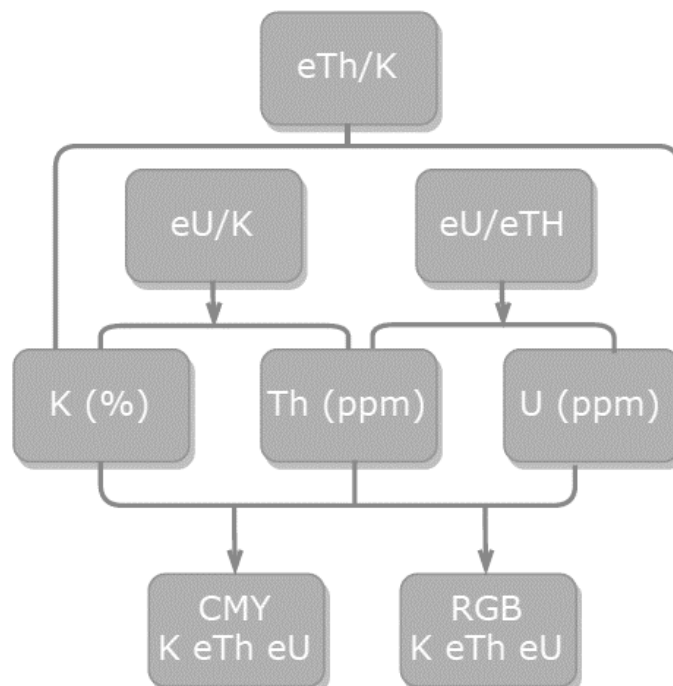
O processamento dos dados aerotransportados foi realizado pela Prof^a. Dra. Roberta Vidotti. O software utilizado foi o Geosoft Oasis Montaj 7.1.5, sendo utilizados dados do PRNW. Foi gerado um *grid* de 125 x 125 metros, a partir da utilização do método Bigriding para a magnetometria e o método da mínima curvatura para a gamaespectrometria. A partir desse *grid*, foram geradas imagens magnetométricas e gamaespectrométricas da área, com o processamento descrito pelos fluxogramas apresentados pela Figura 5 e Figura 6.

Figura 5. Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos onde: CMA = Campo magnético anômalo; Dx = Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo X; Dy = Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo Y; Dz = Primeira derivada vertical do CMA; ASA = amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo; AGHT = Gradiente Horizontal Total; ISA = Inclinação do Sinal Analítico referente ao Gradiente Horizontal Total.



As derivadas do CMA (DX, DY, DZ) são filtros que amplificam a informação de comprimentos de ondas curtas em detrimento dos comprimentos longos, acentuando os gradientes nas bordas de corpos magnéticos rasos. A AGHT é alcançada através da raiz quadrada da soma dos quadrados de dX e dY, e releva picos acima dos limites das fontes causadoras de anomalias, indicando mudanças laterais abruptas de propriedades físicas. O produto ASA se obtém pela raiz quadrada da soma dos quadrados de dX, dY e dZ, e define parâmetros geométricos, como limites geológicos e profundidade dos corpos. A Inclinação do Sinal Analítico (ISA) foi processada pela amplitude do gradiente horizontal total (AGHT) e da derivada vertical (dZ) e ajuda na estimativa do mergulho da fonte causadora.

Figura 6. Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aerogeofísicos gamaespectrométricos.



No padrão RGB (red, green, blue) as cores vermelho, verde e azul são associadas ao potássio em percentagem (%), ao tório equivalente (eTh) e urânio equivalente (eU) em partes por milhão (ppm), respectivamente. Por sua vez, no padrão CMY (cyan, magenta, yellow) as cores ciano, magenta, e amarelo estão relacionadas, respectivamente, ao potássio em percentagem (%), ao tório equivalente (eTh) e urânio equivalente (eU) em partes por milhão (ppm). No mapa de composição RGB, a cor branca está associada à altas contagens dos três elementos, já a cor preta, à baixa contagem dos três elementos (Ribeiro *et al* 2014). As razões (eU/eTh, eU/K, eTh/K) são calculados a partir do banco de dados e representados por mapas dos radioelementos.

2.2.2 Sensoriamento Remoto

Landsat 8 OLI

O programa LANDSAT (*Land Remote Sensing Satellite*), iniciado na década de 70, faz parte do Programa de Levantamento de Recursos Terrestres da NASA (*National Space and Space Administration*). O satélite LANDSAT-8 foi lançado no ano de 2013, possuindo a bordo possui os sensores OLI (*Operation Land Imager*) e TIRS (*Thermal Infrared Sensor*),

que captam imagens em 11 bandas espectrais: 9 através do sensor OLI e 2 pelos canais termiais TIRS (Tabela 1), que agregaram melhorias na resolução espectral.

As imagens adquiridas pelo sensor OLI referentes à área do Projeto Monte do Carmo foram obtidas no dia 17 de setembro de 2017, com cena utilizada correspondente à órbita 222 e pontos 067-068. A seleção das imagens privilegiou aquelas sem interferência atmosférica (nuvens e poeira), evitando também imagens obtidas em épocas de queimadas frequentes. As imagens que recobrem a área foram obtidas no site *Earth Explorer*, pertencente ao *United States Geological Survey* (USGS).

Tabela 1. Resumo das características das bandas do satélite LANDSAT-8.

Sensor	Bandas Espectrais	Comprimento de onda (μm)	Resolução Espacial (metros)
OLI	Banda 1 - Ultra azul (Aerosol/Costeiro)	0.43 - 0.45	30
	Banda 2 - Azul	0.45 - 0.51	30
	Banda 3 - Verde	0.53 - 0.59	30
	Banda 4 - Vermelho	0.64 - 0.67	30
	Banda 5 - Infravermelho próximo (NIR)	0.85 - 0.88	30
	Banda 6- Infravermelho de ondas curtas (SWIR) 1	1.57 - 1.65	30
	Banda 7- Infravermelho de ondas curtas (SWIR) 2	2.11 - 2.29	30
	Banda 8 - Pancromática	0.50 - 0.68	15
	Banda 9 - Cirros	1.36 - 1.38	30
TIRS	Banda 10 - Infravermelho termal 1	10.60 - 11.19	100
	Banda 11- Infravermelho termal 2	11.50 - 12.51	100

ALOS/PALSAR

O satélite ALOS (*Advanced Land Observing Satellite*) é pertencente à companhia *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA), do centro espacial de Tanegashima (Japão). Entrou operação em outubro de 2006 e tem como objetivo contribuir com os campos da cartografia, modelos digitais de elevação e monitoramento de recursos socioambientais. Este satélite posiciona-se a 700 quilômetros de altitude e possui um período de revisita de 46 dias.

O ALOS apresenta avançada tecnologia e alta resolução, com grande velocidade e capacidade de tratamento dos dados e alta precisão na determinação de seu posicionamento espacial. O satélite é composto por três sistemas de sensoriamento remoto independentes, adquirindo simultaneamente imagens ópticas e de radar: o PRISM (*Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping*), AVNIR-2 (*Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2*) e o PALSAR (*Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar*), sendo o último o sistema utilizado para o processamento das imagens do Projeto Monte do Carmo.

Mosaico de imagens SPOT 5 / HRG (fonte Google Earth)

Este software consiste em uma compilação de imagens de satélite, fotografias aéreas e *Geographic Information System* (GIS 3D), superpostas e posicionadas segundo suas coordenadas, de modo a projetar o globo terrestre (Site do *Google Earth*). Este programa é de responsabilidade da agência espacial francesa CNES (*Centre National d'Études Spatiales*) e está em atividade desde 2002.

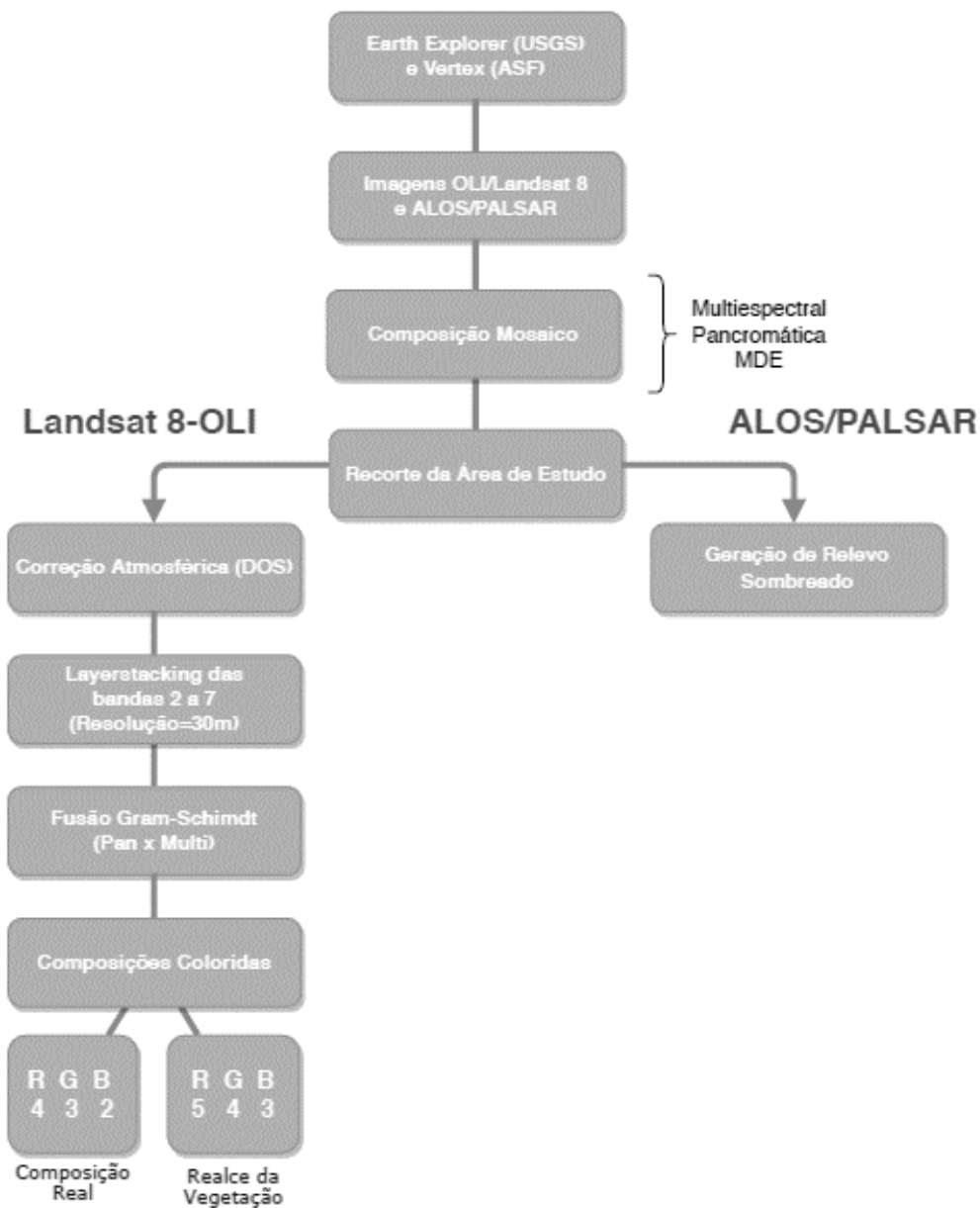
O SPOT-5 possui quatro sensores: dois HRG, o VEGETATION-2 e o sensor HRS. Os sensores HRG (*High Resolution Geometric*) oferecem dois tipos de imagens; imagens adquiridas no modo multiespectral com resolução espacial de 10 metros e imagens no canal pancromático com resolução espacial de 2,5 a 5,0 metros.

Um mosaico de imagens proveniente do *software Google Earth* originário de imagens dos sensores HRG foi georreferenciado com o auxílio do *software ArcGIS® 10.5* e utilizado para compor a base geológico-cartográfica da subárea XVIII.

2.2.2.1 Processamento dos dados orbitais

Após a obtenção dos dados orbitais (MDE e imagem Landsat), os mesmos foram processados fazendo uso dos softwares ENVI 5.0 e ArcMap 10.5. O fluxograma das etapas do processamento está ilustrado abaixo (Figura 7).

Figura 7. Fluxograma de processamento e interpretação de dados obtidos por sensores remotos, usados para a geração do mapa base e mapa geológico preliminar a partir da integração com os dados aerogeofísicos.



No processamento dos dados orbitais ALOS/PALSAE, foi gerado um mosaico com as cenas que recobriam a região e o mesmo foi recortado com base no polígono de recobrimento dos dados geofísicos utilizados na área do Projeto Monte Do Carmo, aplicando o sombreado do MDE fazendo uso da ferramenta *Topographic Modeling* (ENVI), onde são definidos dois parâmetros para a simulação da posição do sol: o ângulo de elevação e o azimute. O ângulo a uma posição intermediária de 60° e azimute de 30°.

O processamento da imagem Landsat 8 foi feito por meio do *software* ENVI 5.3, sendo que foram apenas utilizadas as bandas 2 a 8 do sensor OLI que correspondem a faixa do

visível até o infravermelho de ondas curtas. Dada a natureza de melhor resolução espacial da banda pancromática (banda 8), foi-se utilizado o algoritmo de *Gram-Schmidt* para fundir as imagens por este preservar melhor o contraste original (Pinho et al. 2005).

Em seguida, foram geradas composições RGB com as bandas processadas, de modo que a imagem evidencie uma determinada característica a ser analisada, sendo elas a R4G3B2, da composição real da imagem e a R5G4B3, realçando a vegetação.

2.3 Geoquímica de elementos maiores e traços

79 amostras do Projeto Monte do Carmo foram enviadas ao Laboratório de Estudos Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília, para análise de elementos maiores e traços. A metodologia aplicada é revista nos tópicos abaixo.

2.3.1 Perda ao Fogo (PF)

A Perda ao Fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (*Tabela 2*).

Tabela 2. Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis

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

2.3.2 Digestão das Amostras

Em laboratório limpo, as amostras de rochas, assim como as crostas laterítica foram digeridas seguindo o protocolo abaixo, Tabela 3, com mistura ácida (HF, HCl, HNO₃) e H₂O₂ em Savillex® e utilização de chapa quente e capela de exaustão.

2.3.3 Determinação Química

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

Tabela 3. Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.

Etapa	Procedimento
1	Pesa-se a amostra de forma a obter 0,1 g
2	Adição de 4 ml de HF + 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 36 horas
3	Após a evaporação à 90 °C, adição de 3 ml de HCl 6 M+ 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 48 horas. Após esta etapa, se ainda houver matéria orgânica não dissolvida, adiciona-se 2 ml de H ₂ O ₂ + 2 ml de HNO ₃ à frio por 24 horas e mais 12 horas a 120 °C. Se a dissolução total ocorrer passa-se para a etapa 4. Caso contrário, adiciona-se pequenas alíquotas de 0,5 ml de H ₂ O ₂ em chapa quente à 60 °C com cuidado e atenção para evitar o desprendimento de gases de forma vigorosa. Prossegue-se esta etapa até a completa eliminação da matéria orgânica.
4	Após evaporação à 90 °C, adição de 2 ml de HCl 6M à 120 °C por 24 horas.
5	Após evaporação à 90 °C, adição de 1 ml de HCl 6M à 120 °C por 8 horas
6	Após evaporação à 90 °C, o resíduo foi solubilizado em solução de HCl 2M e diluído até obter volume final de 25ml.

Capítulo 3. Geología Regional

3.1 Introdução

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 al. (1966) e dados geofísicos. O até então chamado de Complexo Goiano (Cunha et al. 1981) foi desmembrado em diversas outras unidades granulíticas, gnáissicas, graníticas e vulcano-sedimentares. Apoiado por algumas poucas datações radiométricas, Costa et al. (1984) 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, Pinheiro et al. (2011), Arcanjo et al. (2013) e Gorayeb et al. (2013) continuaram a contribuir com dados radiométricos, ampliando o conhecimento geológico da região.

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

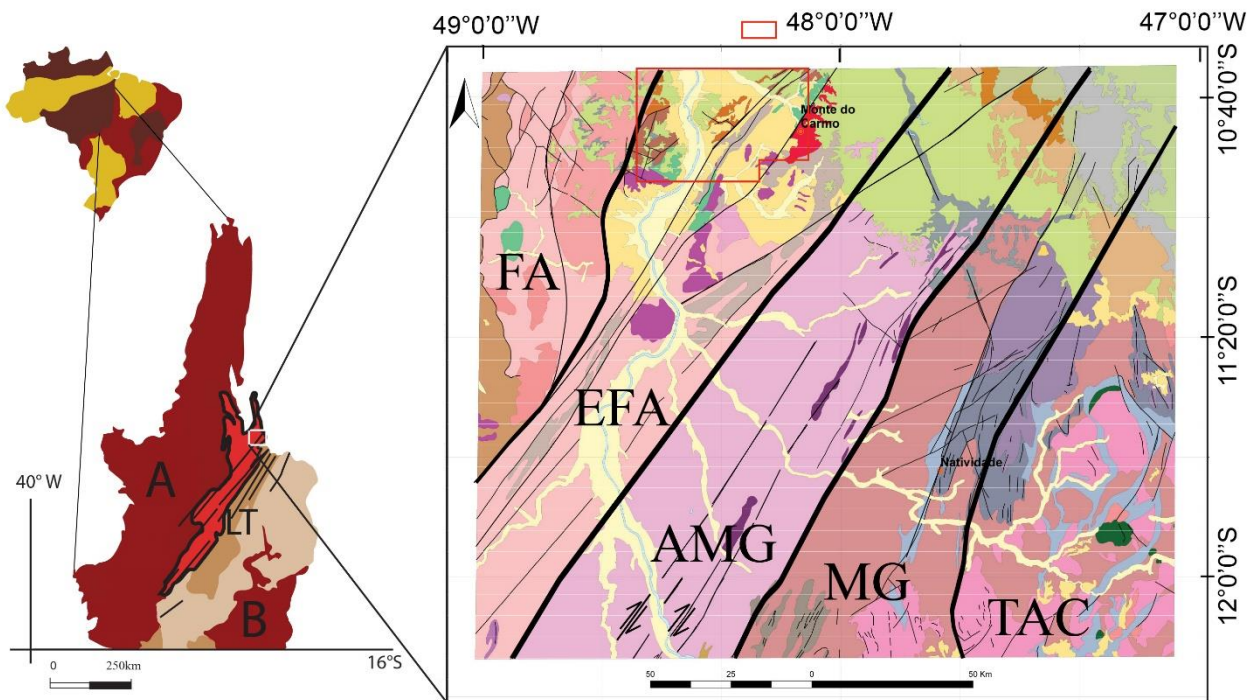
A **Província Estrutural Tocantins** está inserida na porção central do Brasil. Foi definida por Almeida et al. (1977) e Hasui et al. (1984) como uma compartimentação geotectônica decorrente da amalgamação dos crátons Amazônicos, São Francisco e do Bloco Paranapanema, na porção oeste do supercontinente Gondwana, durante a Orogênese

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

Figura 8. Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.



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

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

Legenda Províncias Brasil

- Bacias Paleozoicas Intracratônicas
- Faixas Móveis Neoproterozoicas
- Províncias Cratônicas

Legenda Província Tocantins

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

Legenda

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

Principais Unidades Litoestratigráficas

- | Fanerotozoico | Paleoproterozoico | |
|--|---|---|
| ■ Formação Pimenteiras, Grupo Canindé | ■ Suíte Intrusiva Ipuciras | ■ Granito do Carmo |
| Neoproterozoico | ■ Almas Cavalcante - unidade gnássica-migmatítica | |
| ■ Suíte Gabro-Anortositica Carreira Comprida | ■ Almas Cavalcante - unidade ortognássica-granítica | |
| ■ Granito Matança | ■ Complexo Rio dos Mangues | |
| ■ Formação Monte do Carmo | ■ Complexo Porto Nacional-Unidade Ortoderivada | |
| ■ Ortognaisses do Oeste do Goiás | | |
| Paleo-Mesoproterozoico | | |
| ■ Grupo Natividade | | |
| | Área do Projeto Monte do Carmo | |

3.2.1 Litoestratigrafia e Geocronologia

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), disposto em faixa de 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. As principais rochas são granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e raros charnockitos e granitos peraluminosos (Gorayeb, 1996; Chaves et al. 2008).

Gorayeb (1996) descreve a **Formação Morro do Aquiles**, definida primeiramente por Costa et al. (1982) como uma unidade do Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies 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). As rochas desta formação encontram-se localmente truncadas pelos plútons da Suíte Lajeado ou limitadas por falhas, gerando contatos tectônicos com as formações mais novas do Fanerozóico.

Na região de estudo, encontram-se algumas suítes graníticas, com idades variando entre o paleoproterozóico e neoproterozóico. Os eventos magmáticos granitogênicos ocorridos no paleoproterozóico são interpretados como uma resposta ao fechamento de bacias de arcos vulcânicos no final do ciclo transamazônico. Dentre elas, pode-se citar a **Suíte Plutônica Ipueiras**, caracterizada inicialmente 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 caráter subalcalino e peraluminoso, com assinatura geoquímica de granitos anorogênicos e dispostos ao longo de uma faixa orientada NNE-SSW. A partir de datações em zircões pelo método Pb-Pb, Chaves e Gorayeb (2007) definiram a idade de cristalização desses corpos graníticos em terrenos gnáissicos e granulíticos de idade em torno de 2,08 Ga. Valores de ϵ_{Nd} (2,08 Ga) entre +2,5 e +2,9 e idades modelo Sm-Nd com valores de TDM entre 2,19 a 2,15, indicam curto tempo de residência crustal para a rocha fonte da qual derivou-se esse magmatismo granítico. Os valores de ϵ_{Nd} indicam contribuição mantélica na formação desses granitos, conferindo a eles um caráter juvenil.

As primeiras referências às rochas vulcânicas da Suíte Ipueiras foram feitas por Bezerra et al. (1981) que agruparam as rochas plutônicas e vulcânicas na associação Plutonovulcânica Ipueiras. Palermo (1988) descreve riolitos, tufos, tufos de lapilli e aglomerados na porção norte da Serra do Carmo, porém não associa o vulcanismo à granitogênese Ipueiras, optando por associá-lo ao Grupo Natividade. Barradas et al. (1992) obtiveram idades Pb-Pb semelhantes para as rochas plutônicas (1986 ± 49 Ma) e vulcânicas (2024 ± 103 Ma), sugerindo que os granitos e as vulcânicas (riolitos, riolitos, dacitos e tufos riolíticos) formariam conjunto ígneo geneticamente relacionado. Sachett et al. (1996), também com base em geocronologia Pb-Pb, agrupam o granito Ipueiras (2045 ± 34 Ma) e as rochas vulcânicas (2137 ± 12 Ma) em um mesmo evento ígneo. Os estudos mais detalhados a respeito da cogeneticidade entre as rochas vulcânicas e plutônicas desta unidade foram realizados por Saboia (2009) que assume a **Suíte Vulcânica Santa Rosa** como unidade formal representativa das rochas vulcânicas, com área de ocorrência ao norte da cidade de Monte do Carmo, associada ao Granito do Carmo. Este autor datou amostra de tufo da Suíte vulcânica Santa Rosa e de hornblenda biotita granito do Granito do Carmo e conclui que estas rochas foram geradas de fonte Paleoproterozóica com valores positivos de $\epsilon Nd(t)$ de +2,3 a +2,9, a partir da fusão de fonte mantélica depletada. A hipótese de uma associação Plutonovulcânica cogenética também é proposta por este autor quando compara os gráficos de ETR e elementos menores das rochas vulcânicas e graníticas.

A **compartimentação tectônica** da região de Porto Nacional-Monte do Carmo relacionada 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 Transbrasiliano (LTB) é uma estrutura de primeira ordem que atuou em todas as unidades pretéritas, gerando estruturas de segunda e terceira ordem, 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 com um evento magmático posterior entre 630-600 Ma durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusian (Cordani et al. 2013a). 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 anfibolito inferior (Jost et al. 2013) e (II) complexos máficos ultramáficos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava) associados a sequências vulcanossedimentares (Correia et al. 1997). Diversos autores propõem que o MG teria sido amalgamado na margem oeste da Faixa Brasília durante a orogenia neoproterozóica (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 e Oliveira, 2017).

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 & 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) atribuíram idade de 1771 ± 2 Ma (U-Pb) para a cristalização de riolitos que ocorrem na base da Formação Arraias, interpretando tal dado como a idade deposicional do Grupo Araí. Essas considerações colocam o Grupo Natividade como integrante dos processos de rifteamento que afetaram o Brasil Central durante o Estateriano (1,8 a 1,6 Ga).

Em relação ao magmatismo neoproterozóico na região de Porto Nacional, Gorayeb (1996) descreveu a existência de outras suítes no final do neoproterozóico (em torno de 540 Ma) com associação de granitos alcalinos, charnockitos, anortositos e rochas máficas. Dentre elas, destaca-se 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 encontra-se inserida na Zona de Cisalhamento dúctil de Porto Nacional, encaixada em xistos da Formação Morro de Aquiles. Os dados geocronológicos indicam idades de 2.07 Ga em cristais de zircão pelo método de evaporação de Pb (Gorayeb e Moura, 2001). Porém, Lima et al. (2008) consideram que essa idade corresponde a idades de zircões herdados de um material crustal mais antigo. Esses autores dataram as rochas máficas pelo método U-Pb em zircão e encontraram idades de 526 Ma e 533 Ma, além de obter uma idade modelo de 2160 Ma e

valores de ϵNd 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.

Lima et al. (2008) individualizaram dois grupos de **intrusões máfico-ultramáfica acamadadas** na região de Porto nacional. Um grupo composto pelas intrusões Carreira Comprida, Morro da Mata e Rio Crixas, localizado a oeste dos lineamentos transbrasilianos, de idade ao redor de 530 Ma e outro grupo, localizado a leste, próximo à sede do município de Monte do Carmo, composto pelas intrusões VE3, Monte do Carmo e São Domingos. Segundo estes autores, estes dois grupos seriam petrologicamente distintos.

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

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

Por fim, a última suíte neoproterozóica da região é denominada **Suíte Lajeado**. Esta foi definida inicialmente por Barbosa et al. (1966) para agrupar corpos graníticos próximos à cidade de Lajeado. Tal denominação foi utilizada posteriormente por Gorayeb et al. (2001, 2013) para agrupar três corpos graníticos paleoproterozóicos: Palmas, Matança e Lajeado. Ribeiro & Alves (2017) mantiveram a designação de Gorayeb et al. (2013) e adicionam o Granito Aroeiras, de dimensões reduzidas comparados aos outros corpos. Os granitos dessa unidade possuem assinatura geoquímica subalcalina e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso (Gorayeb et al. 2013). Os dados geocronológicos, pelo método de evaporação de Pb em zircão, revelam idades de cristalização entre 552 e 545 Ma. As análises isotópicas

de Sm-Nd forneceram valores de ϵNd (0,55 Ga) variando entre -10 e -13 e idades modelo TDM variando entre 2,1 e 1,7 Ga, sugerindo envolvimento da crosta paleoproterozóica na formação desses granitos (Gorayeb et al., 2013). A Suíte representa assim, uma granitogênese do tipo A tardi-colisional, desenvolvida em regime extensional, marcando o final da evolução da Faixa Araguaia.

De idade paleozóica, as rochas da borda sul da **Bacia do Parnaíba** se encontram na região de estudo. Na literatura mais antiga, essa bacia intracratônica é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. A bacia, de 665.888 km², localiza-se entre os crátons Amazônico e São Francisco, distribuindo-se pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (Vaz et al. 2007). Com comprimento de aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura, a bacia apresenta forma elíptica, contendo uma pequena espessura em comparação à sua grande extensão, o que está relacionado à subsidência termal flexural, que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (Figueiredo & Raja-Gabaglia, 1986). A espessura da coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição (Vaz et al. 2007), com 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclásticas (Góes et al. 1994; Vaz et al, 2007). As rochas são principalmente 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-orogênese. As rochas da Bacia do Parnaíba se destacam na morfologia apresentando escarpas, planaltos e planícies formando o Gráben de Porto Nacional (Gorayeb, 1996). Essas rochas foram divididas estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (Mesodevônico-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 Canidé** é representado pela Formação Pimenteiras, de idade Devoniana (Góes & Feijó, 1994), e ocorre recobrando 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).

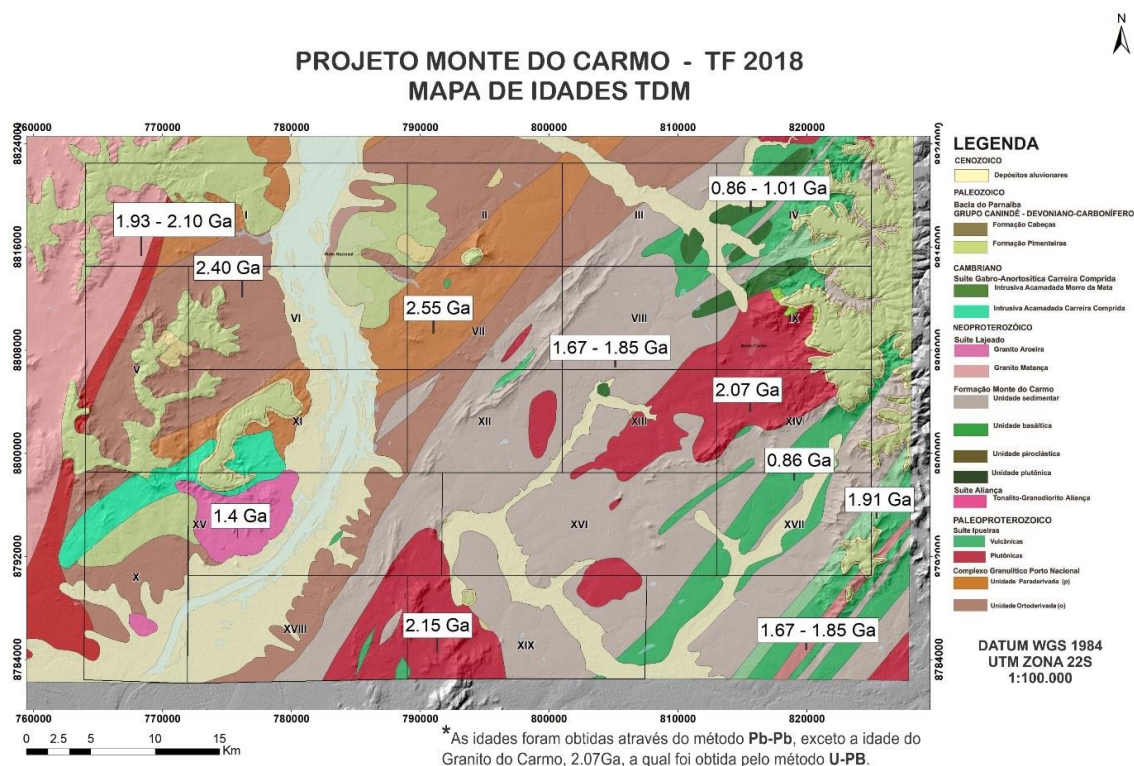
O **Grupo Serra Grande** é representado pela Formação Jaicós, de idade Siluriana (Costa 1984), a qual ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutido no interior de *grábens* na borda da Bacia do Parnaíba. O contato com a Formação Pimenteiras, a sudeste do município de Palmas, 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. Há presença constante de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalhos subordinados (Góes & Feijó, 1994).

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

Por fim, na área de estudo, destaca-se a ocorrência de **coberturas detrítico-lateríticas ferruginosas**, compostas por quartzo e argilominerais, e horizontes concrecionários de óxidos e hidróxidos de ferro. 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.

Com o intuito de sintetizar e ilustrar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas no mapa de idade TDM Figura 9 e na Tabela 4.

Figura 9. Mapa de idades TDM do Projeto Monte do Carmo, obtido com base nos dados disponíveis na bibliografia.



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

Tabela 4. Dados geocronológicos e isotópicos das unidades descritas, tomados da literatura existente.

	Unidade	Idade (Ma)	T _{DM} (Ga)	εND ₀	Autores
Suíte Lajeado	Granito Arueira	571±2 Ma (Pb-Pb)	-	-	Quaresma e Kotschoubey (2001)
		-	1,4 Ga	(0,55) -4,73	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Lajeado	547±4 Ma (Pb-Pb)	1,71 e 1,86 Ga	(0,55 Ga) -10,5 e -9,8	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		554±5 Ma (U-Pb)	1,82 Ga	(0,55 Ga) -9,16	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Matança	552±4 Ma (Pb-Pb)	1,93 e 2,10 Ga	(0,55 Ga) -13,3 e -13,1	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		551±4 Ma (U-Pb)	1,58 Ga	(0,55 Ga) -10,31	Ribeiro e Alves (2017)
Granito Palmas	548±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)	
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±8 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
	Brecha vulcânica	643±10 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Aliança: Granodiorito-Tonalito Aliança		593±59 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Grupo Natividade		Idade máxima de deposição de 1779±6 Ma	-	-	Silva <i>et al.</i> , (2005)
Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida	Intrusão Carreira Comprida	2071±4 Ma (Pb-Pb) ¹	-	-	Gorayeb e Moura (2001)
	Intrusão Rio Crixás	526 ± 5 (U - Pb)	2,16 Ga	(1,68 -2,16 Ga) entre -7 e -12,24	Lima <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Ipueiras	Granito 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±2 Ma (Pb-Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
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) entre +2,2 e +2,9	Saboia (2009)
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 Granulítico Porto Nacional	Ortoderivadas	-	2,40 Ga	-	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000);
		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)

Capítulo 4. Geologia do Projeto Monte do Carmo

3.1 Litoestratigrafia do Projeto Monte do Carmo

3.1.1 Introdução

As unidades litoestratigráficas que compõem o Projeto Monte do Carmo foram mapeadas em escala 1:50.000 e definidas com base em critérios petrográficos, estruturais, deformacionais e metamórficos. A partir da identificação e descrição dessas unidades, e com o auxílio do sensoriamento remoto e da aerogeofísica, foi possível a elaboração do mapa geológico integrado do Projeto Monte do Carmo (Figura 10).

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 leitões de drenagens, morrotes e ao longo de cortes de estrada.

3.1.2 Unidades Litoestratigráficas

3.1.2.1 Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional (PP2 γ pn) 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.

Figura 10. Mapa geológico integrado do Projeto Monte do Carmo.

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 paragnaisses.

Os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes, intercalados dentro da unidade ortoderivada, em geral alongados e paralelos à estruturação regional. As rochas do complexo Porto Nacional estão metamorfizadas em fácies xisto granulito.

3.1.2.2 Formação Morro do Aquiles

A Formação Morro do Aquiles (PP2ma) 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 gondito ocorrem sem um padrão, de forma isolada em meio a paragnaisses e outros xistos.

3.1.2.3 Plutônicas sin- a tardi tectônicas

As rochas plutônicas (PP2 γ (pst)) 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.

3.1.2.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa

A Suíte Vulcânica Santa Rosa (PP3γ_{sr}) 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 Areias e é composta por riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos.

3.1.2.5 Suíte Plutônica Ipueiras

A Suíte Ipueiras (PP3γ_{i(p)}) 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.

3.1.2.6 Suíte Aliança

A Suíte Aliança (NP3γ_a) 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 ganisse tonalítico e metatexitos.

3.1.2.7 Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada

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.

3.1.2.8 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, VE3 e Marimbondo, 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.

3.1.2.9 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.

3.1.2.10 Suíte Lajeado

A Suíte Lajeado (NP3y2mt) 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.

3.1.2.11 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.

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

3.1.2.13 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.

3.1.2.14 Depósitos Lateríticos

As crostas lateríticas (NQdl) 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 recobrimo unidades mais antigas. Foram encontradas, na área do projeto, crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

3.1.2.15 Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares (Q2a) 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.

3.2 Arcabouço Geofísico

3.2.1 Magnetometria

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

1. 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.

2. 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.

3.2.1.1 Domínios magnético-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 (Figura 11) distintos com base no padrão e orientação dos lineamentos.

O **domínio I** encontra-se no setor oeste do PMC, alcançando apenas uma parte das áreas 1 e 5. 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 II** 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.

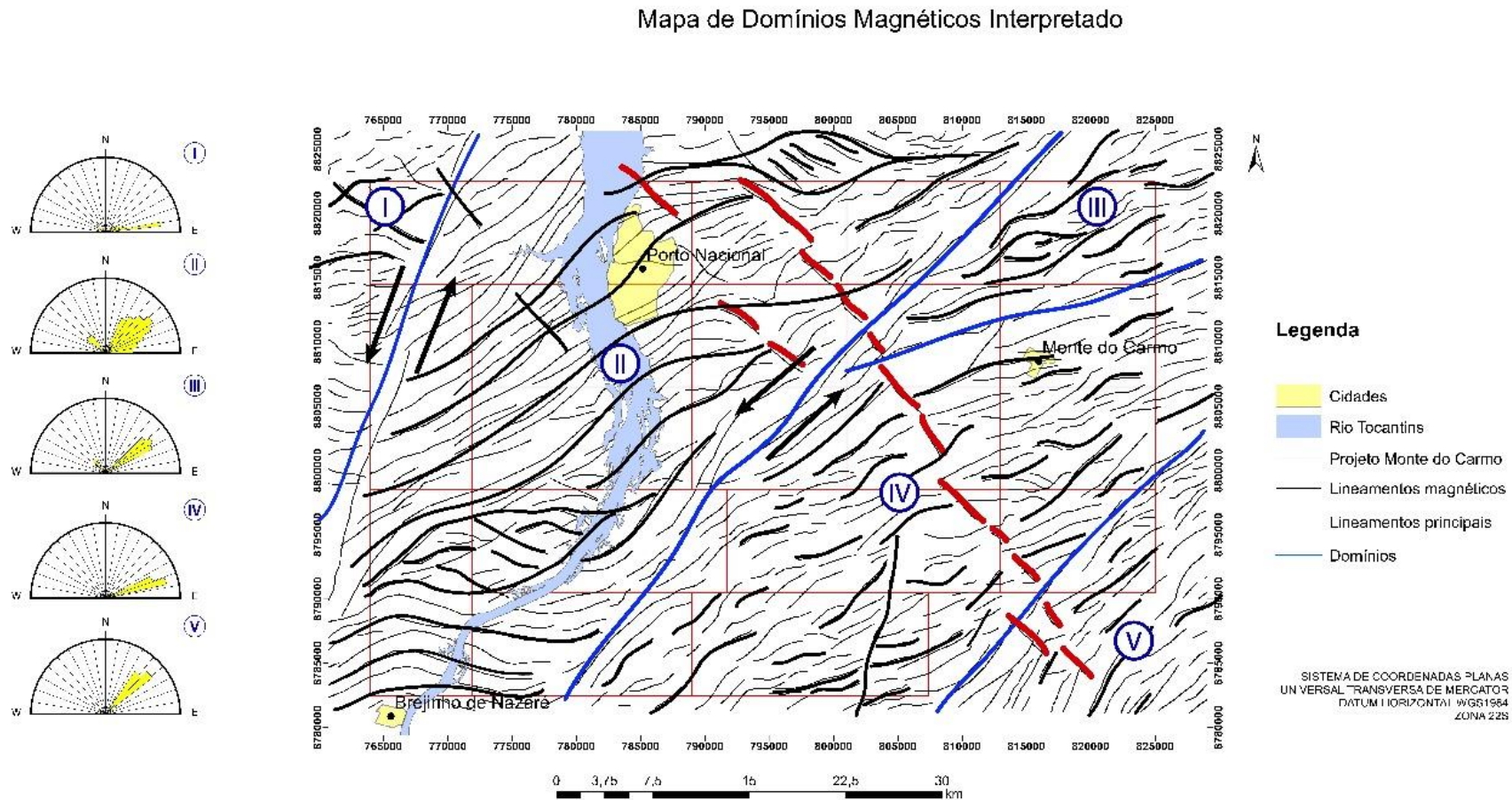
O **domínio III** abrange as áreas do extremo nordeste do PMC. Nesse domínio os lineamentos possuem uma direção predominantemente NE, como sigmoides discretos de cinemática sinistral, chegando até 10 km de comprimento.

O **domínio IV** 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 V** 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.

Figura 11. 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.



3.2.1.2 Domínios magnéticos composicionais

Foram gerados também mapas com domínios magnetométricos baseados na assinatura magnética (Figura 12/Figura 13), a partir da interpretação dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D, dividido em 11 domínios. A Tabela 5 reúne as principais características desses domínios.

Figura 12. Mapa dos 11 domínios aeromagnéticos divididos a partir da resposta magnética do produto SA3D.

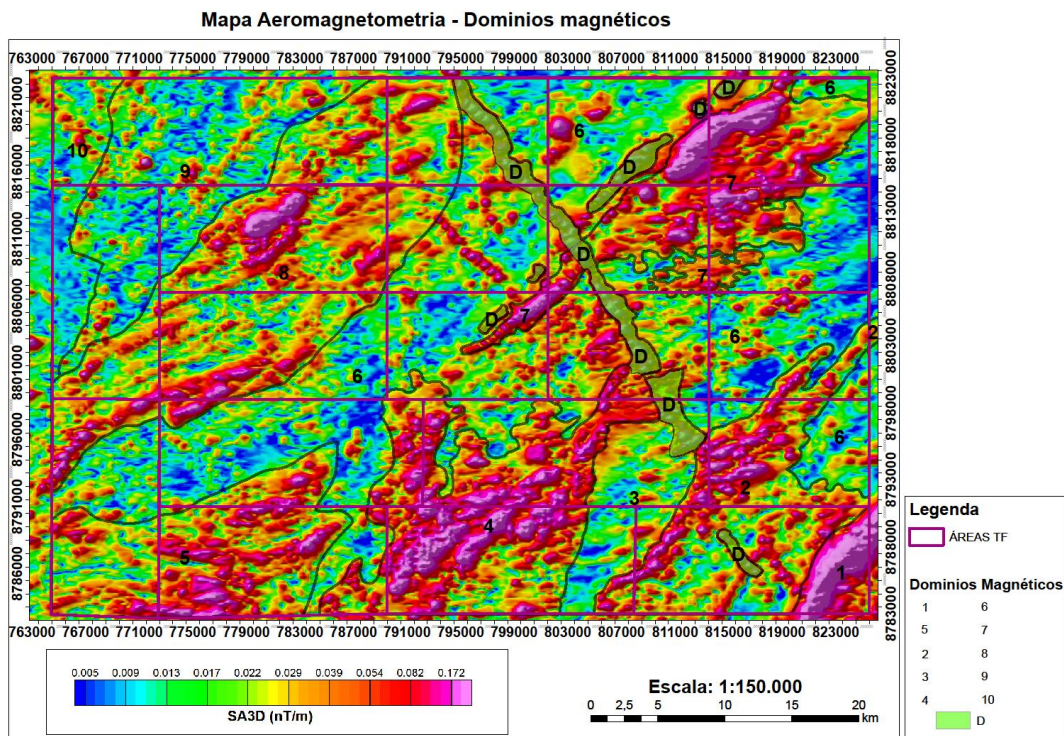


Figura 13. Mapa de domínios magnéticos definidos a partir da amplitude de sinais analíticos (ASA).

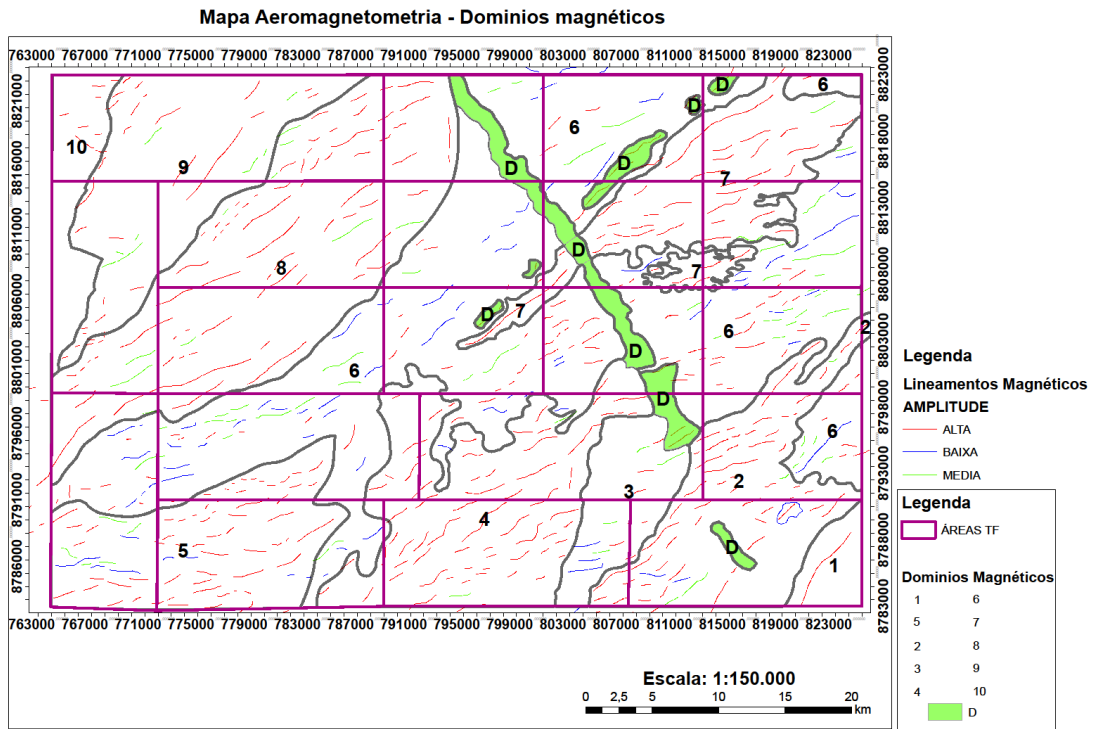


Tabela 5. Características dos principais domínios magnéticos.

DOMÍNIO	DESCRIÇÃO
1	Domínio marcado por uma amplitude muito alta, homogêneo, com valores de 0,172 nT/m. O alinhamento preferencial é N45E.
2	Domínio marcado por uma amplitude alta a muito alta, com valores que variam de 0,082 a 0,172 nT/m, não homogêneos, com sinal enfraquecendo na porção sudeste do domínio. O domínio também é definido por um <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, marcada 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, marcados 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.

3.2.2 Gamaespectrometria

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.

Abaixo encontram-se o mapa de domínios gamaespectrométricos (Figura 14) e uma tabela com suas principais características (Tabela 6).

Figura 14. Domínios gamaespectrométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.

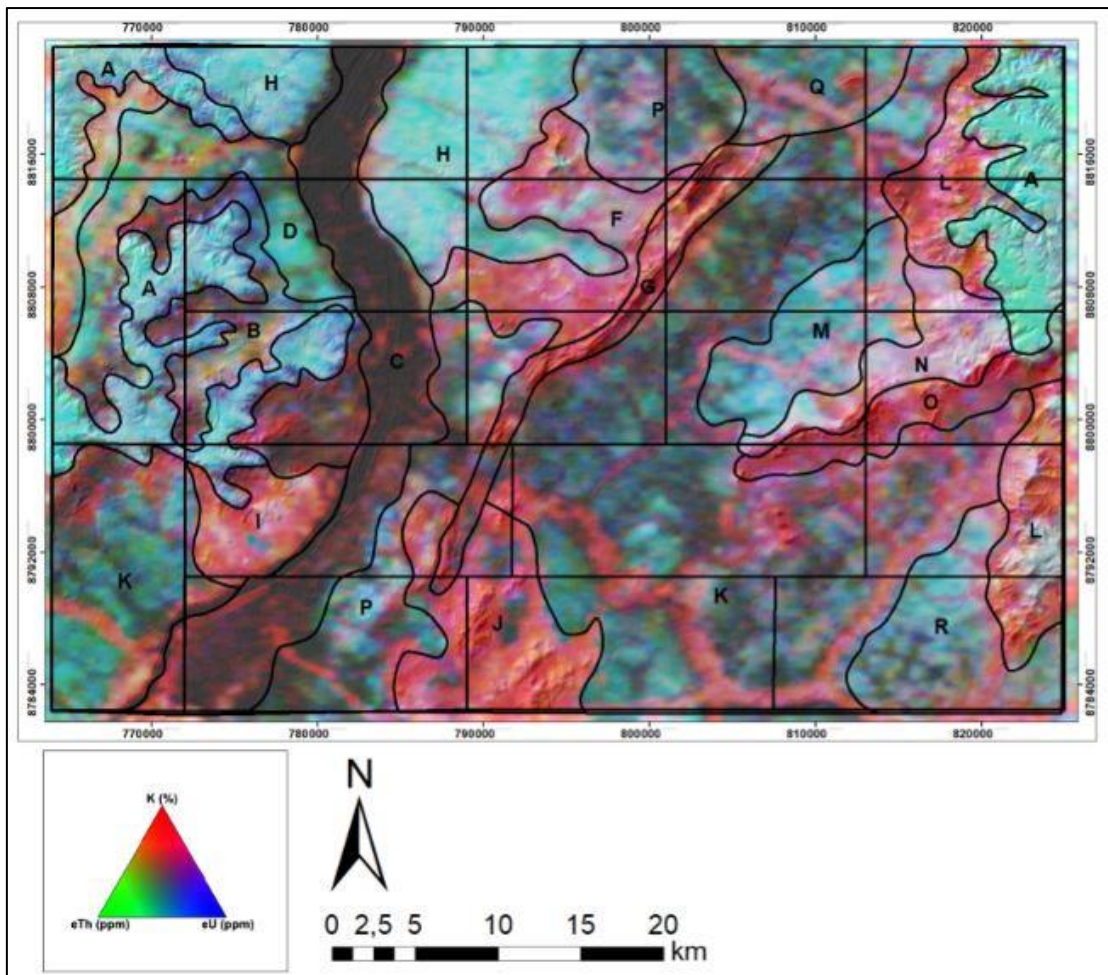


Tabela 6. Análise dos domínios gamaespectrométricos.

DOMÍNIO	RGB	eU	K	eTh	INTERPRETAÇÃO
A	Branco e ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio de relevo plano, apresentando contato anastomosado com outros domínios. A alta concentração de eTh e eU está relacionada à presença de crosta laterítica e as rochas da Bacia do Parnaíba. Grande parte da ocupação do solo é destinada à atividade agrícola.
B	Preto, Azul e Vermelho	Baixo	Baixo-Moderado	Baixo	Ocorre na porção oeste da área, encaixado com as rochas da Bacia do Parnaíba. O relevo é plano a suavemente ondulado e a resposta gamaespectrométrica é relativamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K.
C	Preto	Baixo	Baixo	Baixo	Esse domínio representa o Rio Tocantins. Possui como principal característica baixa concentração nos três canais e coloração preta no produto RGB.

D	Verde Azulado	Baixo	Baixo	Moderado	Apresenta relevo plano e resposta verde azulada no produto RGB. O canal de eTh se destaca em relação aos eU e K.
E	Vermelho Amarelado	Baixo-Moderado	Muito alto	Alto	Bordeado pelas rochas 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 resposta no RGB apresenta tons de vermelho amarelado.
F	Vermelho Rosado	Moderado	Alto	Baixo	Relevo suave a ondulado, formando corpos levemente circulares e alongados. Esse domínio apresenta alta concentração em K.
G	Vermelho	Baixo	Moderado-Alto	Muito Baixo	Esse domínio é caracterizado por uma serra de relevo acentuado e direção NE. Representa a sequência vulcanossedimentar Monte do Carmo.
H	Ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio próximo ao Rio Tocantins, de relevo plano e caracterizado por forte cor de ciano na composição RGB. Os valores de eU e eTh são expressivamente mais altos que o de K. Corresponde a localização da cidade de Porto Nacional.
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, 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 Pimenteiras da Bacia do Parnaíba.
M	Ciano	Alta	Baixo	Alto	Domínio de relevo plano e contato anastomosado com os outros domínios. A cor ciano (valores altos de eU e eTh e baixo K) reflete ausência de afloramentos.
N	Branco e Vermelho	Moderado-Alto	Moderado-Alto	Alto	Apresenta contato anastomosado com os outros domínios e orientação NE. Relevo ondulado. Se destaca pela cor branco-avermelhada e valores altos de eU, K e eTh. Pode estar relacionado aos granitos da Suíte Ipueiras.
O	Vermelho	Baixo	Alto	Moderado-Baixo	Faz contato com o domínio N e segue a mesma orientação NE. O relevo é ondulado. Os valores de K ressaltam em relação aos outros elementos. Pode estar relacionado aos quartzitos da Formação Monte do Carmo.
P	Ciano - Preto	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio de relevo plano, apresentando tons de ciano e contato com a planície de inundação do Rio Tocantins e domínio delimitado pelo granito da Suíte Ipueiras. Esse domínio está provavelmente associado à ausência de afloramentos e/ou presença de laterito.
Q	Verde	Moderado	Baixo	Moderado	Relevo plano e baixo valor de K e moderado de eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.
R	Ciano	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio apresenta relevo plano e baixo K em relação ao eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.

3.3 Geologia Estrutural

3.3.1 Introdução

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

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 as estruturas de segunda e terceira. Em imagens de satélite, apresentam forte controle sobre feições superficiais como serras, rios e drenagens, e em campo apresentam tramas miloníticas e outras estruturas indicativas de regime dúctil.

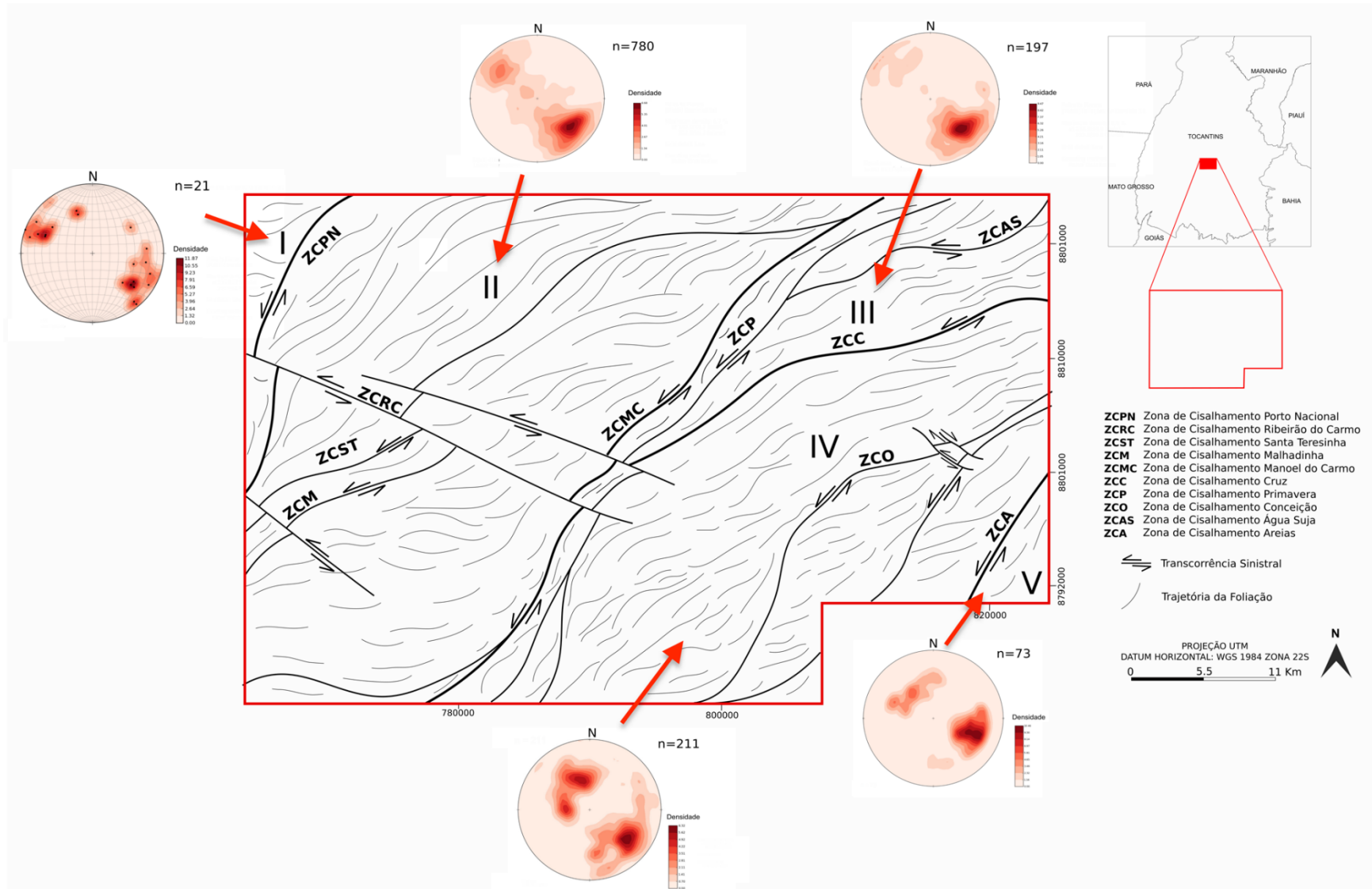
3.3.2 Quadro Estrutural Regional

Ao todo, foram individualizadas 4 zonas de cisalhamento principais, denominadas de: Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN), Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC), Zona de Cisalhamento Cruz (ZCC) e Zona de Cisalhamento Areias (ZCA). Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (Figura 15).

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.

Figura 15. Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.



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.

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 as bordas do corpo, apresenta alto ângulo (70° a 90°) e com direção predominante NNE-SSW.

Domínio II

Este domínio estrutural compreende uma extensa faixa de aproximadamente 30 km de largura e orientação NNE-SSW, sendo delimitado a oeste pela **ZCPN** e a leste pela **ZCMC**. Este setor tem como principal característica a foliação regional (Sn) de 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 (Sm) 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.

Domínio III

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

Domínio IV

O domínio IV localiza-se no centro-leste da área e compreende uma faixa de 30 km de largura por 50 km de comprimento que engloba a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada e a Suíte Plutônica 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.

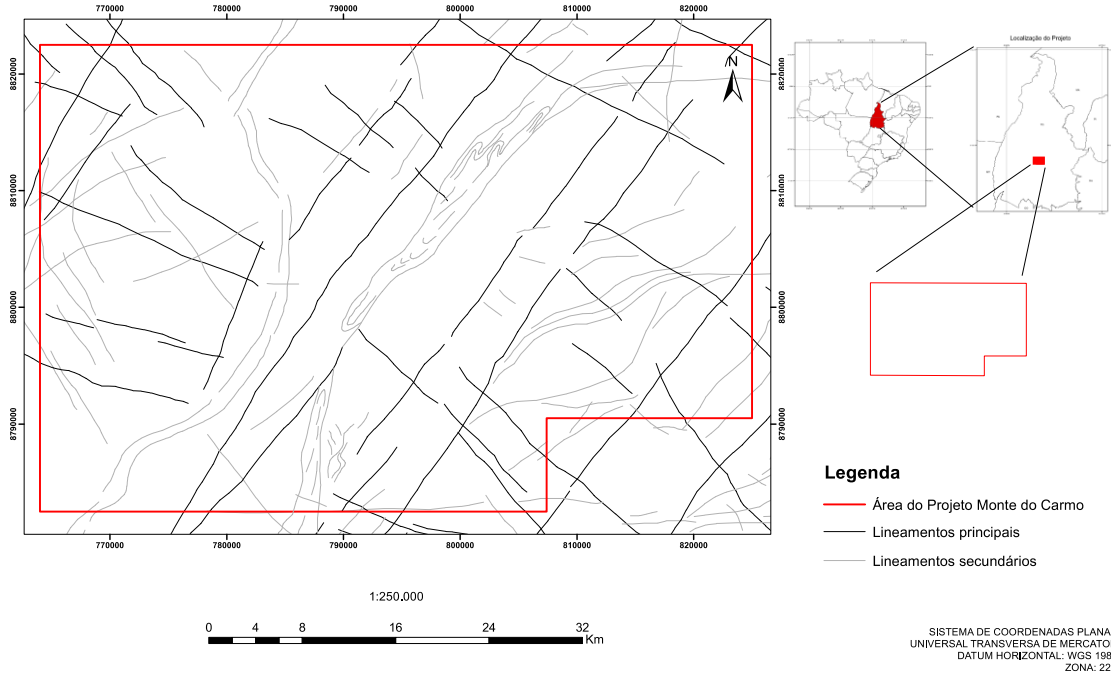
Domínio V

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 16). 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 16. Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo

Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo



Capítulo 5. Geología Local

5.1 Introdução

A Área XVIII caracteriza-se por apresentar predominantemente relevo plano, onde destacam-se duas serras principais: Serra Manuel do Carmo e Serra do Saco, na parte nordeste e leste da poligonal mapeada, respectivamente. Pela proximidade com o Rio Tocantins, grande parte da área é representada por sua planície de inundação e respectiva cobertura aluvionar, onde junto às coberturas lateríticas, somam 73% da área mapeada.

As unidades geológicas cartografadas na Área XVIII representam a Suíte Plutônica Ipueiras, a Suíte Vulcânica Santa Rosa, a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada e Intrusão Máfica-Ultramáfica (Figura 17 e Figura 18).

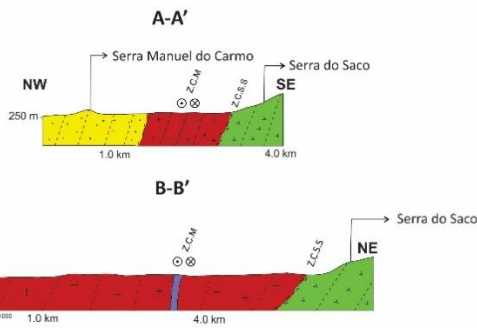
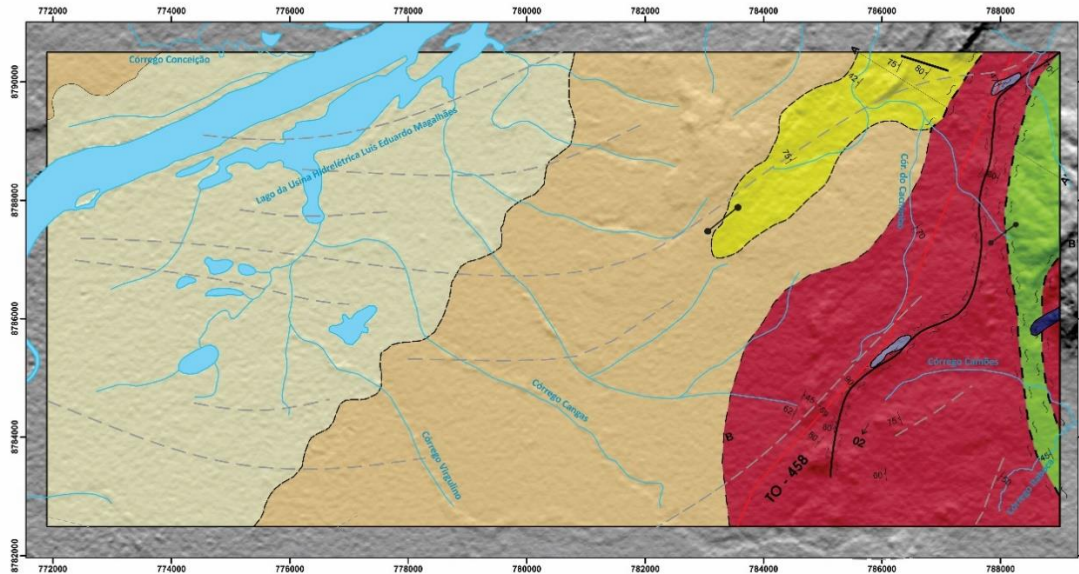
5.1.1 Unidades Litoestratigráficas

5.1.1.1 Suíte Plutônica Ipueiras

A Suíte Vulcânica Ipueiras é, das unidades que apresentam áreas contínuas de afloramentos, a mais representativa e ocorre ao longo da porção leste da área, ocupando cerca de 20% do total da poligonal mapeada. A oeste faz contato tectônico com a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. As rochas dessa suíte são biotita e biotita-hornblenda metagranitos, que se encontram correlacionadas às vulcânicas/hipoabissais ácidas da Suíte Vulcânica Santa Rosa. A assinatura geofísica desta unidade em mapa aerogamagnetométrico ternário (RGB) e do canal de K é marcante (Figura 19), apresentando tons rosa-avermelhado, diferenciando-as das unidades ao redor. Não é possível, entretanto, diferencia-las das vulcânicas/hipoabissais da Suíte Santa Rosa nesses produtos geofísicos. O alto valor no canal do K reflete a composição das rochas dessa suíte, ricas em feldspato potássico.

Figura 17. Mapa Geológico da Área XVIII, com perfil geológico A-A' e B-B'.

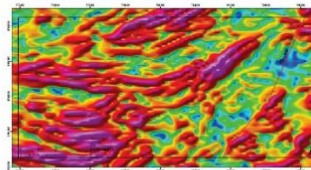
MAPA GEOLÓGICO - ÁREA XVIII



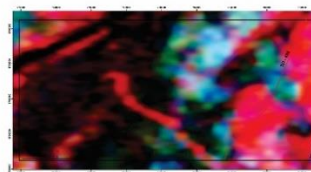
Z.C.P, Z.C.M, Z.C.S.S: Zona de Cisalhamento Primavera, Zona de Cisalhamento Mutum, Zona de Cisalhamento Serra do Saco



MAGNETOMETRIA - GRADIENTE HORIZONTAL TOTAL



GAMASPECTOMETRIA - RGB



UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

CENOZOICO

- Q2a Depósitos aluvionares
- TQdl Coberturas Detríticas e Lateríticas

NEOPROTEROZOICO

Intrusão Máfica-Ultramáfica

- NP5 Corpos máficos: gabros
- NP6 Corpos ultramáficos: talco tremolita xisto

Unidade Metavulcano-Sedimentar Indiferenciada

- Pi(ps) Litofácies metapsamítica: quartzitos

PALEOPROTEROZOICO

Suíte Plutônica Ipueiras

- IP501 Unidade plutônica: hornblenda - biotita metagranitos, biotita metagranitos

Suíte Vulcânica Santa Rosa

- PP3y(v) Unidade vulcânica/hipoabissal: rochas de composição riolítica a riodacítica

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Falha indiscriminada
- Foliação
- Lineação
- Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
- Zona de cisalhamento inferida
- Zona de cisalhamento encoberta
- Diques de diabásio
- Lineamento magnético

Convenções cartográficas

- Drenagem
- Rodovia
- Rio Tocantins
- Lago

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR - ZONA 22 S
SISTEMA GEODÉSICO DE REFERÊNCIA: SIRGAS 2000
ESCALA 1:50.000

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
PROJETO MONTE DO CARMO 2018
ÁREA XVIII
AUTORES: ALISSA HUBNER E VITÓRIA FLORES

Figura 18. A) Imagem retirada do Google Earth com visada para nordeste destacando a geomorfologia da parte leste da área. **B)** Interpretação das unidades geológicas da área XVIII. O traçado em vermelho representa o limite da área e as demais abreviações representam: UMI (Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada), TQdl (coberturas detriticas e lateríticas), SPI (Suíte Plutônica Ipueiras), IMU (Intrusão Máfica-Ultramáfica) e SVSR (Suíte Vulcânica Santa Rosa).

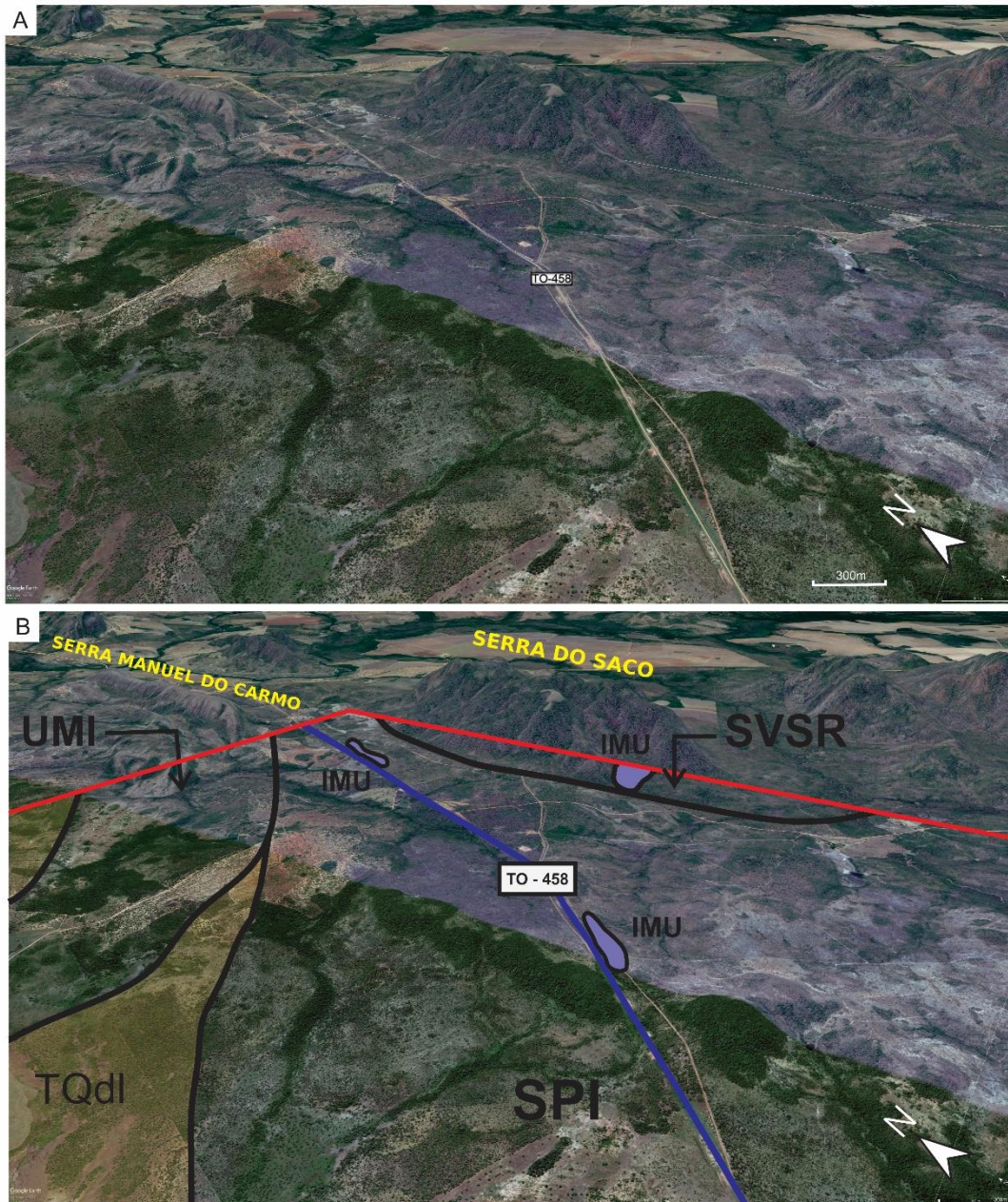
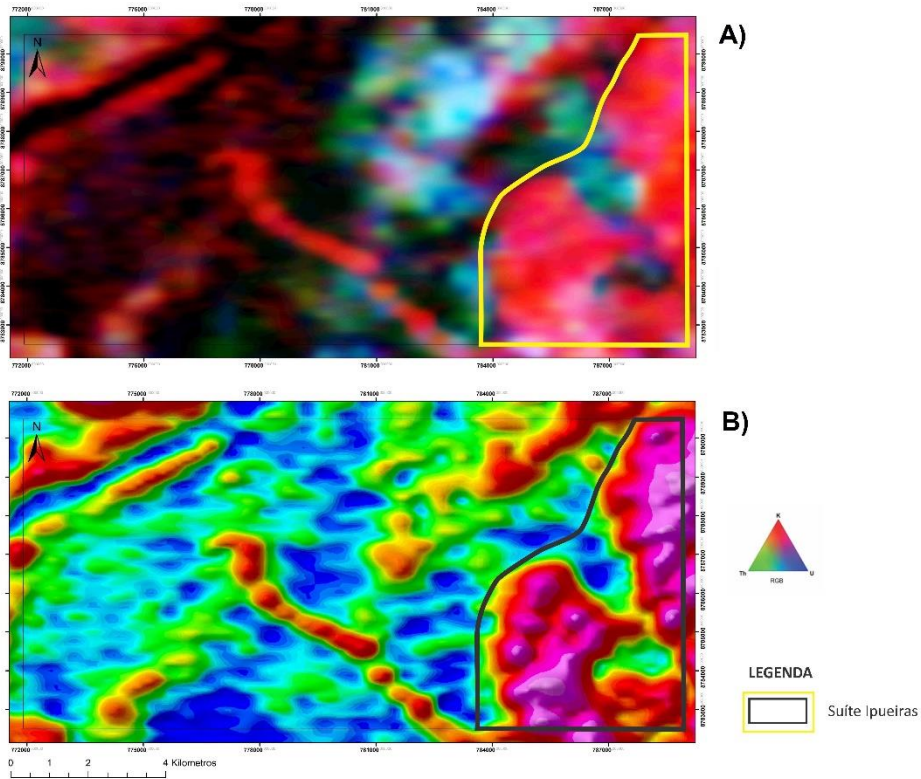


Figura 19. A) Imagem de aerogamaespectrometria do ternário (RGB). **B)** Canal do K, com destaque para as anomalias do canto leste da área (tons avermelhados) representando as rochas da Suíte Ipueiras, nas duas imagens.



Unidade plutônica - PP3γi(p)

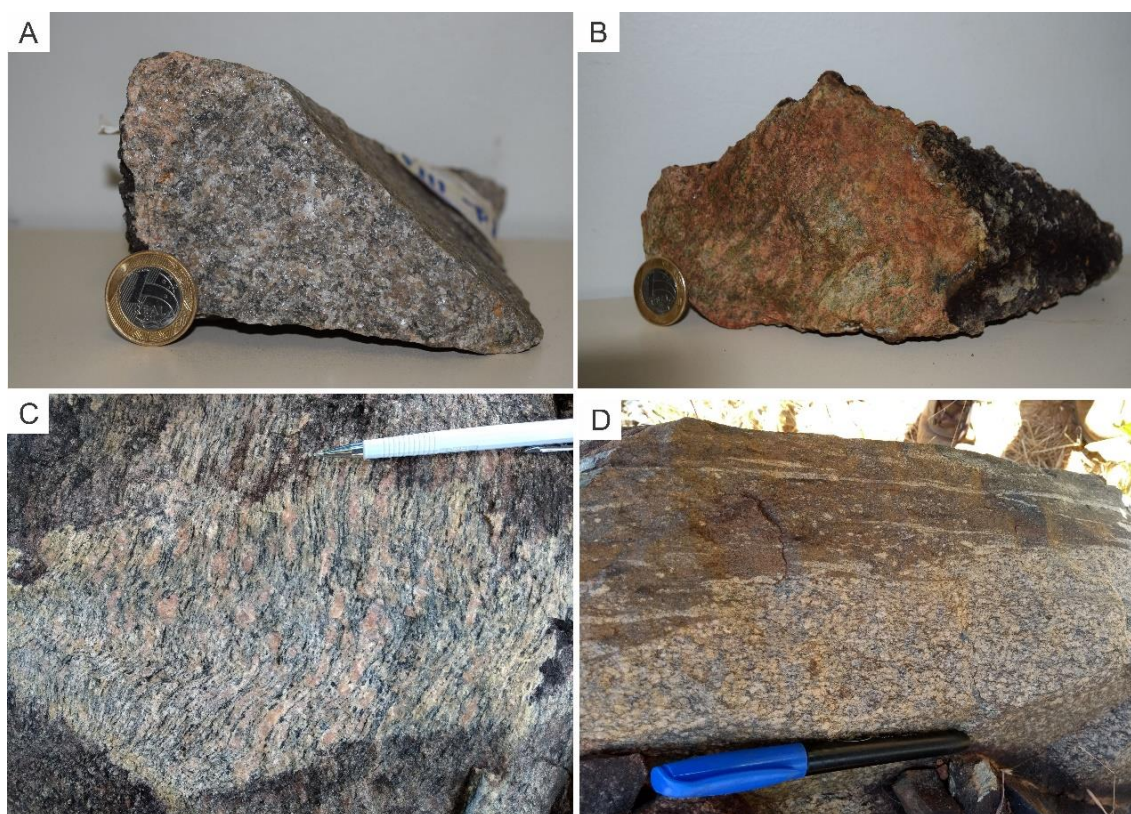
Os metagranitos afloram em lajedos decamétricos e em blocos métricos (Figura 20). Estão associados a regiões de relevo plano a ondulado, onde desenvolvem-se predominantemente pastagem e cerrado sensu strictu, com presença de matas de galeria em drenagens.

Figura 20. Afloramentos típicos dos metagranitos: **A)** em lajedo e **B)** em blocos.



Apresentam coloração cinza rosada quando frescos e róseo-esbranquiçado a róseo-esverdeado quando hidrotermalizados (Figura 21 A e B), são leucocráticos (M= 10 a 15), de granulação fina a média, foliados (Figura 21 C) a maciços. Em análise petrográfica são rochas de granulação fina a média, inequigranulares, levemente a fortemente foliadas, classificadas como biotita e biotita-hornblenda meta-sienogranitos a meta-monzogranitos (Figura 22 e Figura 23). Em afloramento, essa unidade mostra evidência de mistura com magma de composição máfica, manifestado por enclaves que apresentam contatos bruscos e/ou gradacionais (Figura 21 D).

Figura 21. Aspectos macroscópicos dos metagranitos da Suíte Ipueiras. **A)** Hornblenda-biotita metagranito de granulação média, textura granoblástica, com cristais de quartzo e feldspato recristalizados, **B)** Hornblenda-biotita metagranito hidrotermalizado, apresentando tons róseo-esverdeado. **C)** Metagranito foliado. **D)** Enclave máfico evidenciando mistura de magma.



A textura granoblástica é predominante, apresentando também domínios lepidoblásticos/nematoblásticos definidos pela orientação das lamelas de biotita e/ou cristais de hornblenda (Figura 23 A e B). Os minerais essenciais são representados por feldspato potássico (microclínio) (30-40%), quartzo (20-40%),

plagioclásio (10-25%), biotita (5-15%), hornblenda (0-5%) e minerais acessórios como titanita, zircão, apatita, alanita e opacos.

O k-feldspato é anedral a subedral, com tamanho variando entre 0,1 a 1,5mm e apresenta geminação do tipo albita-periclina. O quartzo, de tamanho variando entre 0.2 a 1.2 mm e hábito anedral a subedral, apresenta intensa extinção ondulante decorrente do processo de recristalização. O plagioclásio apresenta composição de andesina (An 38-41), cristais anedrais a subedrais, com tamanho variando entre 0,1 a 1,2 mm, exibindo geminação do tipo lei da albita, e em geral está substituído parcialmente por sericita e epidoto no interior dos cristais (Figura 23 C e D). O contato entre os grãos de quartzo e feldspato é predominantemente irregular do tipo serrilhado a difuso.

A biotita, de tamanho de 0,05 a 1mm, apresenta hábito lamelar e pleocroísmo forte, de verde claro a marrom escuro. A hornblenda, quando ocorre, apresenta pleocroísmo forte, de amarelo claro a verde escuro e aparece na forma de lamelas e/ou cristais anedrais (Figura 23 C e D). Tanto a biotita quanto a hornblenda estão, na maioria das vezes, associadas aos planos da foliação.

Áreas afetadas por cisalhamento são comuns, transformando os metagranitos em protomilonitos (Figura 23 E e F) e milonitos, onde a textura milonítica torna-se predominante. A deformação, na maioria das vezes relacionada com hidrotermalismo, alterara a composição original da rocha, estabilizando a associação clorita, sericita, epidoto e carbonato, acompanhadas de cominuição, rotação, redução de tamanho e recristalização dos grãos de quartzo e feldspato. O plagioclásio passa a apresentar textura do tipo kink band, intenso processo de saussuritização (Figura 23 C e D) e microfraturas preenchidas por quartzo microcristalino (Figura 23 G). Contato poligonal entre os cristais de quartzo torna-se comum nessas zonas deformadas (Figura 23 H).

Figura 22. Diagrama composicional QAP (Streckeisen, 1967) dos granitos da Suíte Ipueiras, indicando composição sieno- a monzogranítica. Os pontos vermelhos são referentes às amostras coletadas na área XVIII e os azuis representam as amostras das áreas XVI e XIX.

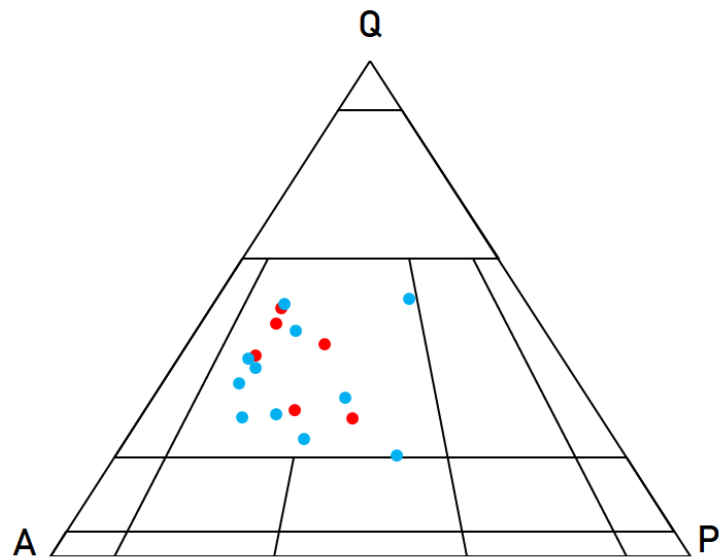
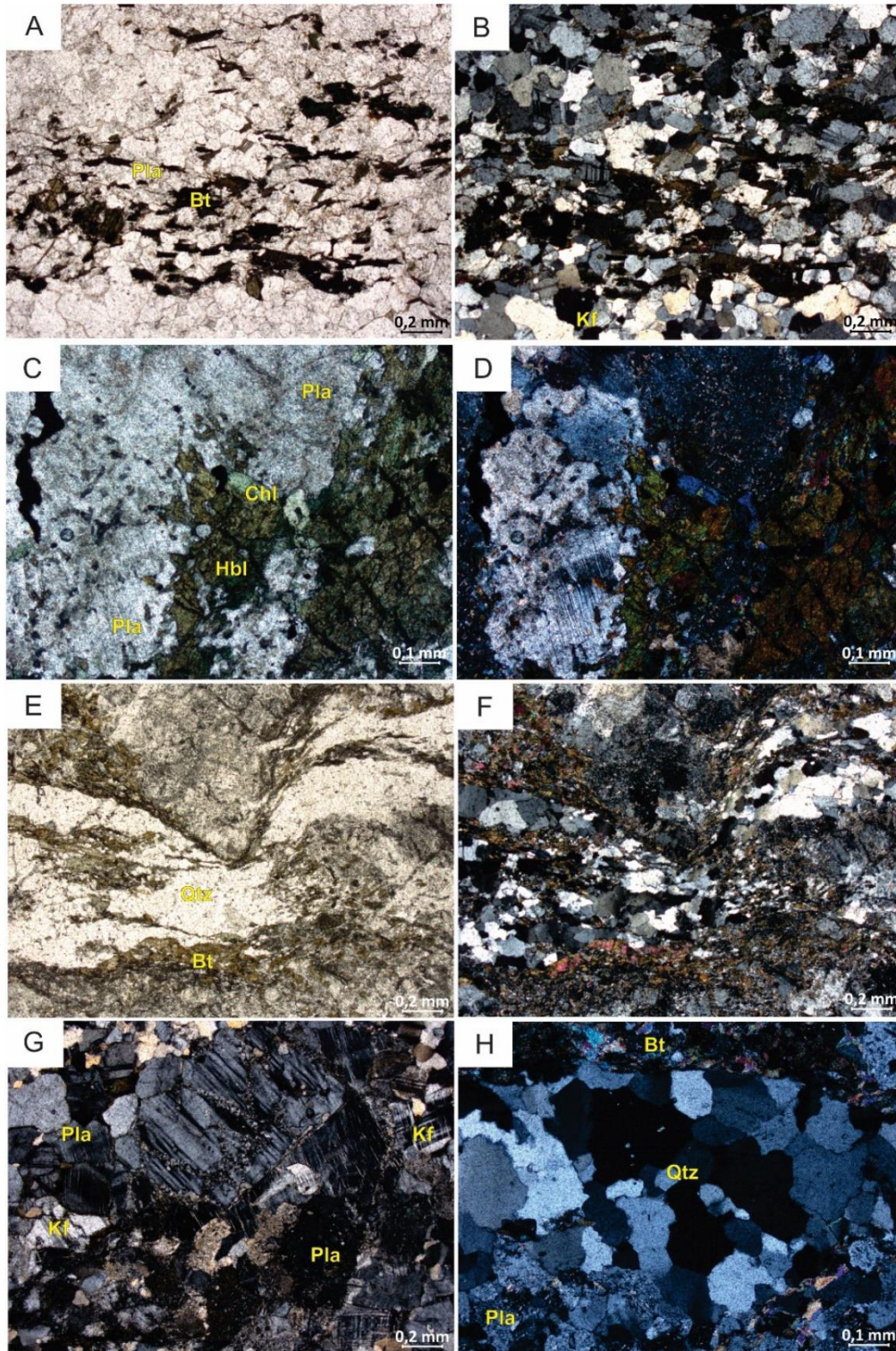


Figura 23. Aspectos microscópicos do metagranito Ipueiras. **A e B)** Seção com NP e NX, respectivamente, de biotita meta-sienogranito mostrando textura granoblástica predominante, com domínios lepidoblásticos definidos pela biotita. **C e D)** Seção com NP e NX, respectivamente, mostrando cristais anedrais de hornblenda, com bordas alterando para clorita e cristais de plagioclásio com textura kink-band e alterando para sericita. **E e F)** Fácies protomiloníticas do metagranito mostrando ribbons de quartzo contornados pela biotita. **G)** Cristal de plagioclásio apresentando microfraturas preenchidas por quartzo microcristalino. **H)** Metagranito deformado, com cristais de quartzo em contato poligonal devido a recrystalização.



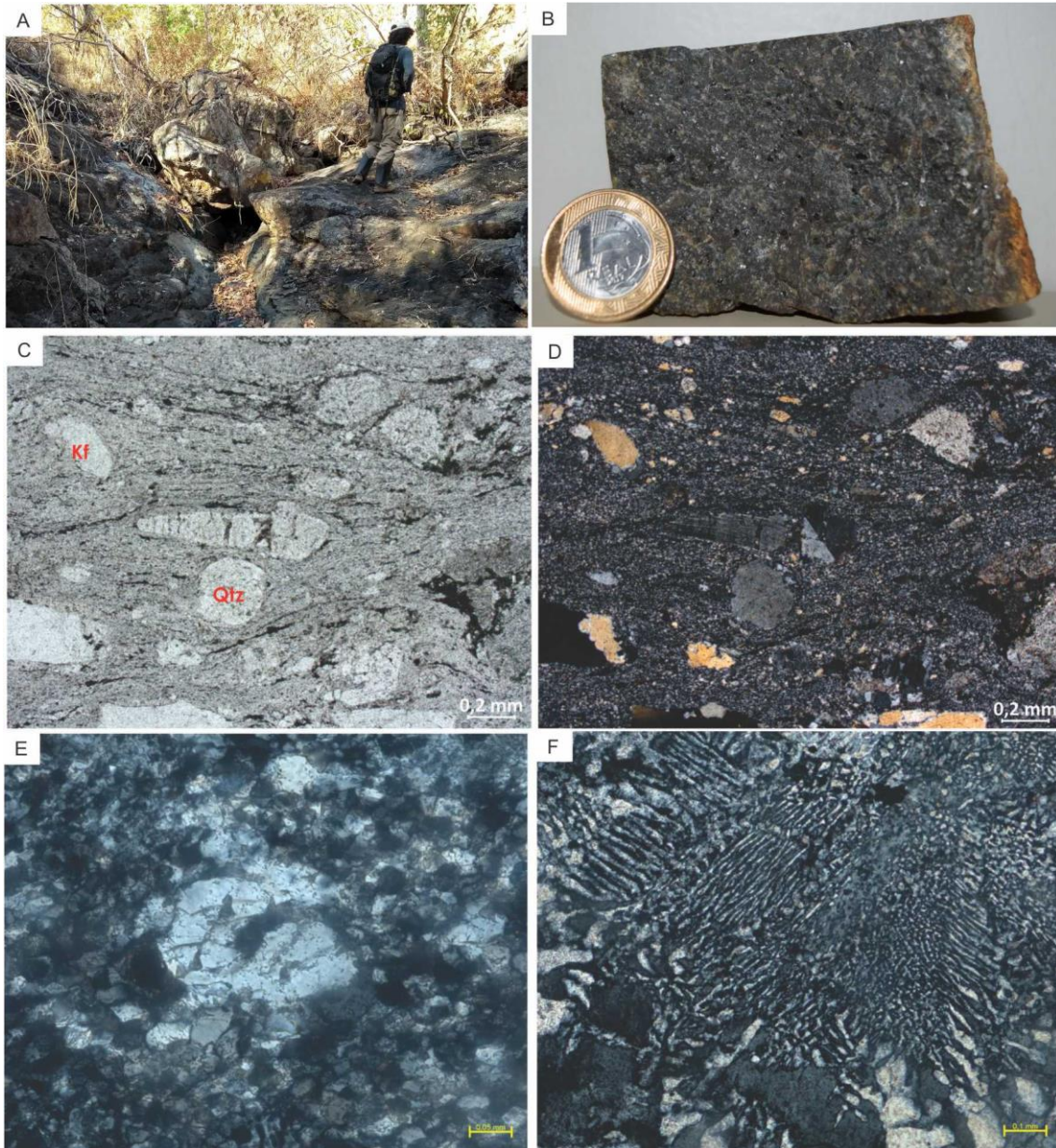
5.1.1.2 Suíte Vulcânica Santa Rosa

Unidade Vulcânica/ Hipoabissal

As rochas vulcânicas / hipoabissais ácidas associadas, são representadas por termos de composição riolítica e riodacítica e ocorrem no extremo leste da área, ao longo de praticamente toda a Serra do Saco. Em campo, não foram observadas relações de contato com os granitos da Suíte Ipueiras. Essas rochas representam menos de 3% da área mapeada e são associadas a áreas de relevo ondulado, com predomínio de vegetação do tipo cerradão e afloram na forma de blocos métricos a decamétricos e na forma de lajedos, sendo os afloramentos mais representativos encontrados ao longo de drenagens (Figura 24 A). Apresentam coloração cinza quando alterada a cinza-rosada quando fresca (Figura 24 B).

Em análise petrográfica, essas rochas apresentam fenocristais de plagioclásio (10-20%), feldspato (10-20%) e quartzo (10-30%) imersos em uma matriz afanítica composta por sílica microcristalina (40-50%). Textura de reabsorção de cristais de quartzo e textura granofírica fazem parte dessas rochas (Figura 24 E e F). Apresentam-se comumente relacionadas a zonas de cisalhamento, onde a textura principal é milonítica porfiroclástica, com porfiroclastos de quartzo e feldspatos imbricados em uma direção principal, e, em alguns domínios, rotacionados, mostrando sombra de pressão (Figura 24 C e D).

Figura 24. **A)** Afloramento em lajedo de rocha vulcânica da Suíte Santa Rosa. **B)** Aspectos macroscópicos de rocha vulcânica deformada de composição riolítica. Amostra retirada ao longo de drenagem do Córrego Camões. **C e D)** Aspectos microscópicos em seção com NP e NX, respectivamente. Notar textura milonítica porfiroclástica, imbricamento e rotação dos porfiroclastos de quartzo e feldspato, imersos em uma matriz afanítica. **E)** Textura de reabsorção de cristal de quartzo. **F)** Textura granofírica de intercrescimento de quartzo e feldspato.



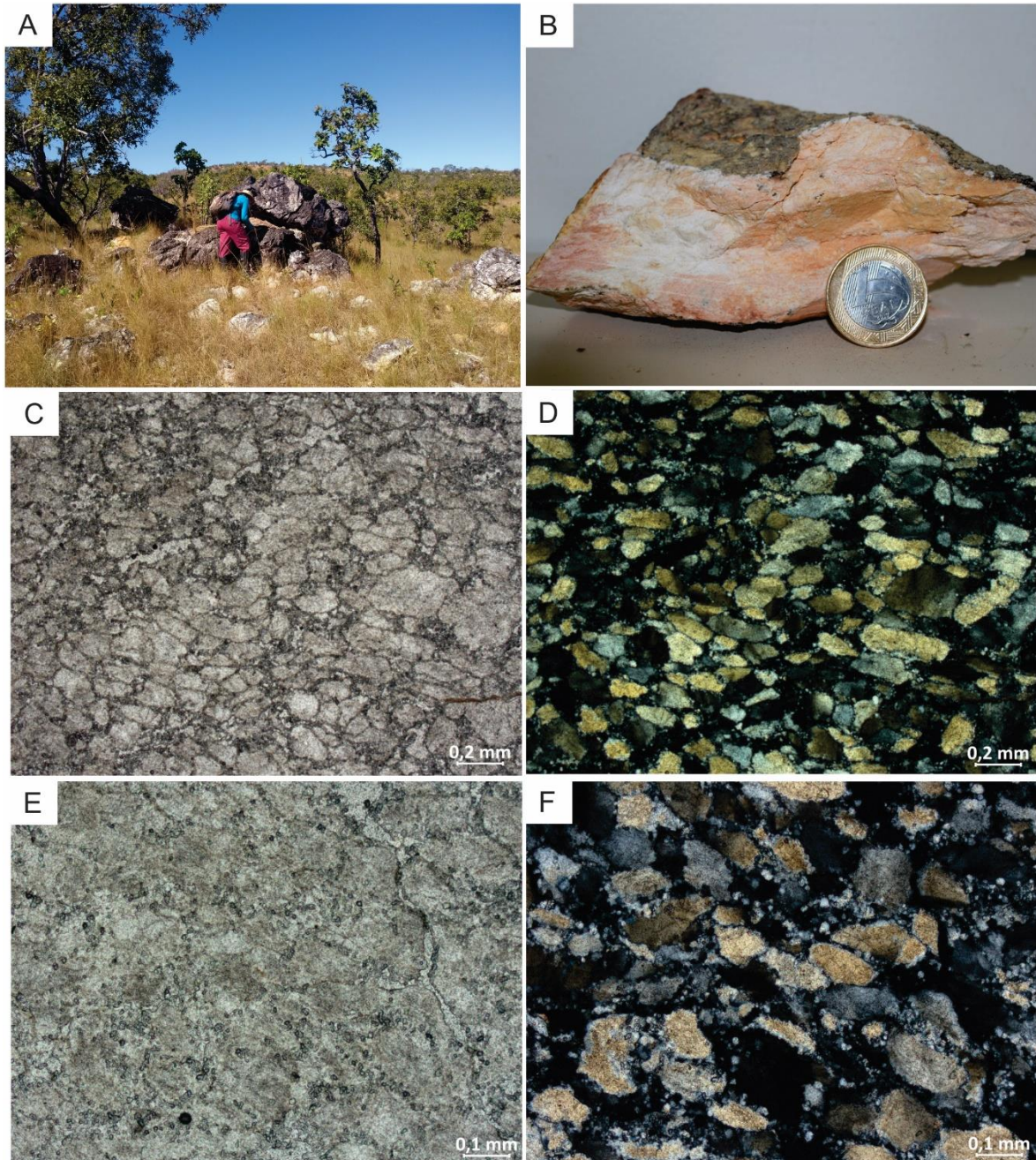
5.1.1.3 Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada

Litofácies metapsamíticas

A rocha cartografada dessa unidade é representada por quartzitos que ocorrem na região nordeste da área, representando 4% do total da poligonal mapeada. Eles compõem a Serra Manoel do Carmo, bastante expressiva em grande parte da área do projeto, com mais de 20 km de extensão. Essas rochas estão associadas a áreas de relevo ondulado, cuja vegetação é do tipo campo sujo, com presença de matas de galeria em regiões de drenagem. Os quartzitos afloram principalmente na forma de blocos decimétricos a métricos, ao longo de toda a serra (Figura 25 A).

Os quartzitos são branco-avermelhados quando alterados, a branco quando frescos (Figura 25 B), possuem granulação fina a média, são compostos por quartzo (90-100%) e muscovita (0-10%), e apresentam-se tanto foliados como maciços. Em análise microscópica, as amostras analisadas são compostas por quase 100% de quartzo, com cristais inequigranulares, variando entre 0,4 a 3,5mm, apresentando hábito anedral e alongado, orientados no sentido da foliação (Figura 25 C e D). São monocristalinos e exibem intensa extinção ondulante. O contato entre os cristais, quando existe, é suturado. Entretanto, na maioria das vezes, eles estão envolvidos por agregados de subgrãos poligonais de quartzo (Figura 25 E e F).

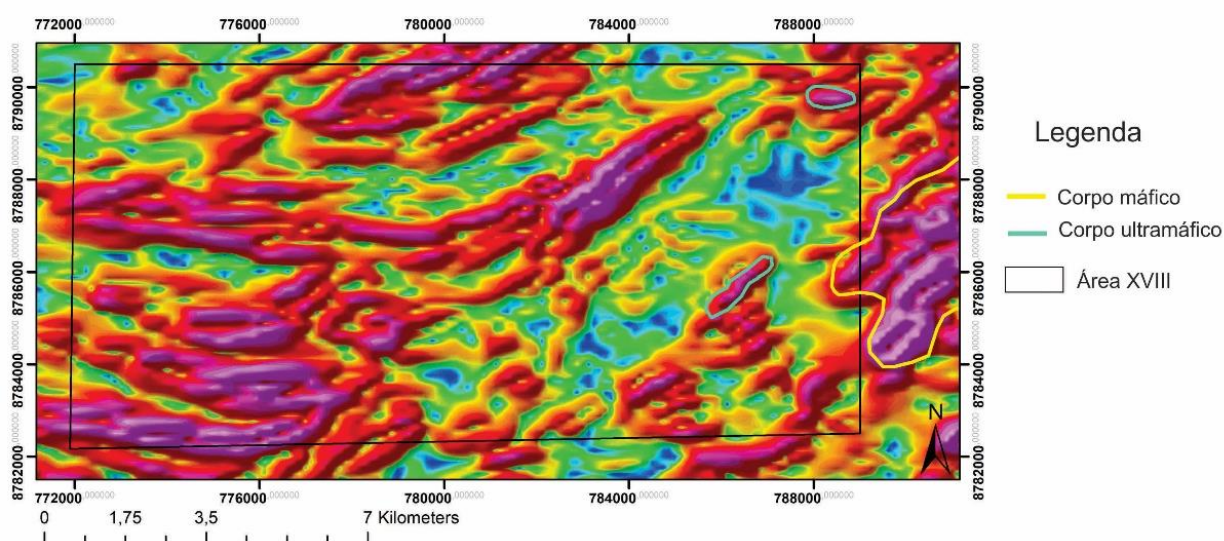
Figura 25. **A)** Afloramento de quartzito da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada na Serra Manuel do Carmo, em meio a vegetação de campo sujo. **B)** Aspectos macroscópicos do quartzito da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. **C e D)** Aspectos microscópicos, com NP e NX, respectivamente, mostrando deformação e estiramento dos cristais de quartzo. **E e F)** Cristais de quartzo envolvidos por agregados de subgrãos poligonais de quartzo, com NP e NX, respectivamente.



5.1.1.4 Intrusão Máfica-Ultramáfica

A unidade denominada de Intrusão Máfica-Ultramáfica representa corpos intrusivos básico-ultrabásicos isolados, que ocorrem de forma restrita, representando menos de 1% da área total mapeada. Esses corpos são correlacionados à unidade descrita por Lima (2008) como pertencentes a Intrusão São Domingos. Na magnetometria, apresentam alto magnético (Figura 26).

Figura 26. Mapa magnetométrico do produto GHT (Gradiente Horizontal Total), mostrando alto magnético para os corpos máficos e ultramáficos mapeados na área.

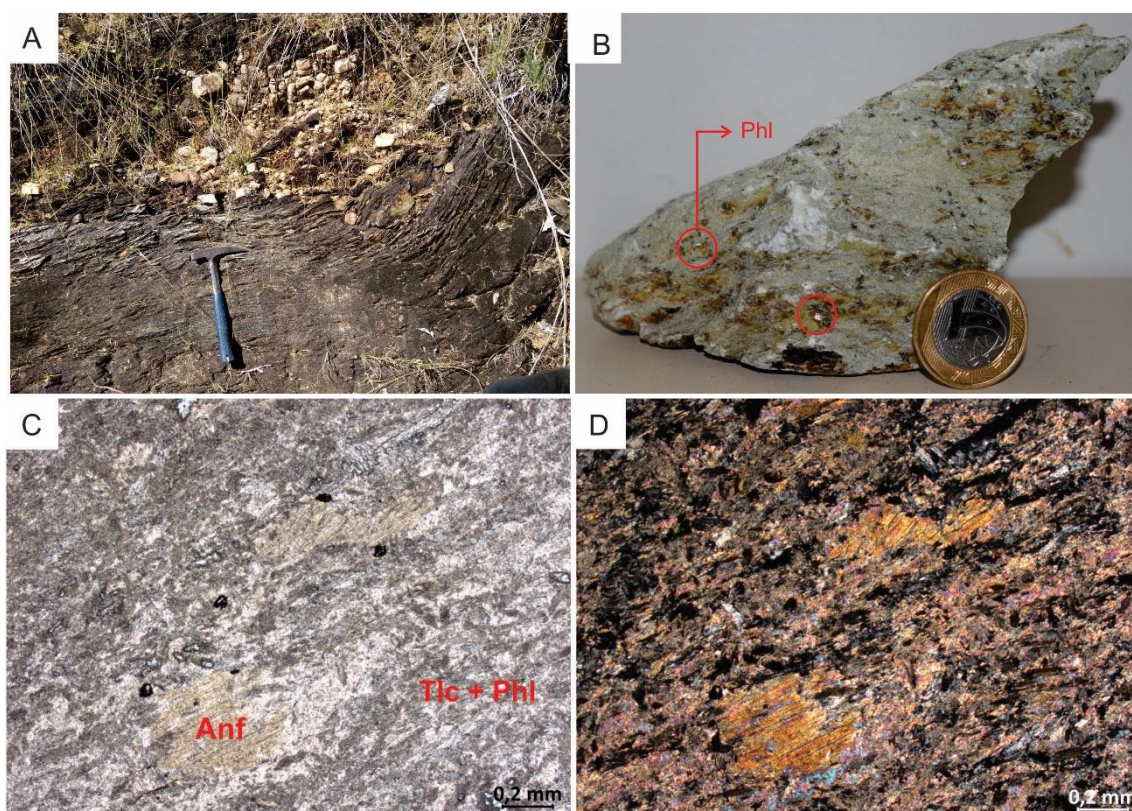


O corpo ultramáfico é representado por talco tremolita xisto, que ocorre em apenas dois locais na área, ao longo de cortes de estrada da BR TO-458. Está associado a relevo plano e vegetação de cerrado senso restrito. Em afloramento, ocorre sempre relacionado a zonas de cisalhamento, milonitizado (Figura 27), ao lado de filonitos e intrudindo os metagranitos da Suíte Ipueiras. Trata-se de uma rocha metamórfica e muito alterada, de granulação fina e coloração verde esbranquiçada, apresentando xistosidade e composta por minerais não identificáveis muito finos (<0,1mm) e mica dourada (flogopita) de granulação fina (<1mm) (Figura 27 B).

Em análise petrográfica, apresenta-se foliada, holocristalina, de granulação fina (<1mm) e equigranular, composta essencialmente por anfibólio, provavelmente tremolita (60%), flogopita (25%) e talco (15%). O anfibólio possui tamanho entre 0,4 a 0,9 mm, hábito acicular a tabular, alterando para clorita em

algumas porções. Os cristais são interpretados como possíveis pseudomorfos de cristais originais de olivina. A flogopita tem granulação entre 0,3 a 0,6mm e hábito anedral. Entre esses dois minerais há uma matriz muito fina (<0,1mm), composta por talco (Figura 27 B e C).

Figura 27. A) Afloramento em corte de estrada da BR TO-458 da rocha ultramáfica deformada. **B)** Aspectos macroscópicos de amostra da rocha ultramáfica, com destaque para cristais dourados de flogopita. **C)** e **D)** Aspectos microscópicos em seção com NP e NX, respectivamente. Cristais tabulares e aciculares de anfibólio imersos em uma matriz composta por talco e flogopita.

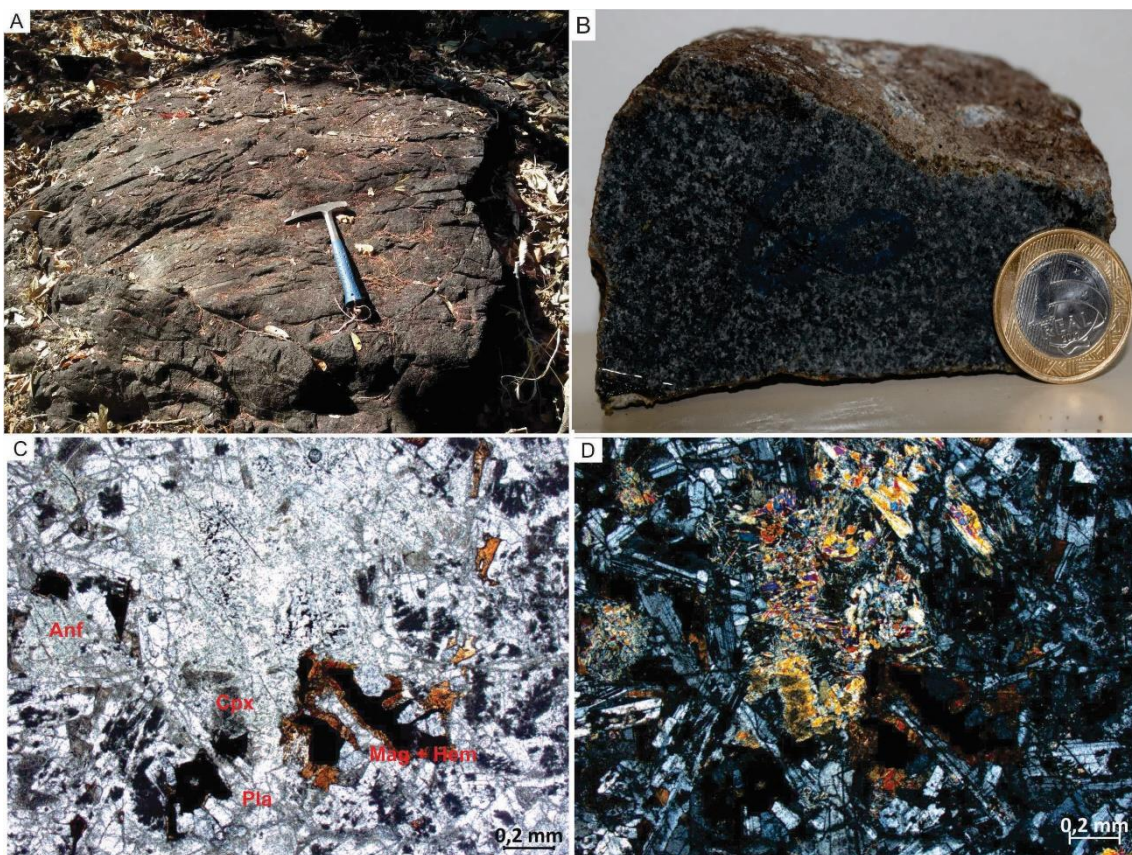


Foi mapeado apenas um corpo máfico de composição gabroica, intrudindo as rochas da Suíte Ipueiras, a leste da área. Em afloramento, trata-se de uma rocha maciça, sub-fanerítica, de granulação fina, melanocrática (M = 70 - 80), magnética, composta macroscopicamente por plagioclásio em textura diablástica, piroxênio e anfibólio (Figura 28 A e B).

Em lâmina delgada, a rocha apresenta predominantemente textura cumulática e recorrente textura subofítica, granulação fina a média, e é composta essencialmente por plagioclásio (65%), clinopiroxênio (22%), actinolita (6%),

opacos (5%) e apatita como acessório (<1%) (Figura 28 C e D). O plagioclásio (labradorita) é tabular, euhedral, com tamanho variando entre 0,2 a 0,8 mm, apresentando geminação do tipo lei da albita. O clinopiroxênio (titano-augita) ocorre como cristal intercúmulos do plagioclásio, apresenta tons de rosa claro, hábito subeuhedral, com tamanho variando entre 0,1 a 0,4 mm, e encontra-se alterado para anfibólio.

Figura 28. Intrusão máfica de composição gabroica. **A) e B)** em afloramento e amostra de mão. **C) e D)** Lâmina delgada, com NP e NX, respectivamente, apresentando textura cumulática e recorrente textura subofítica.

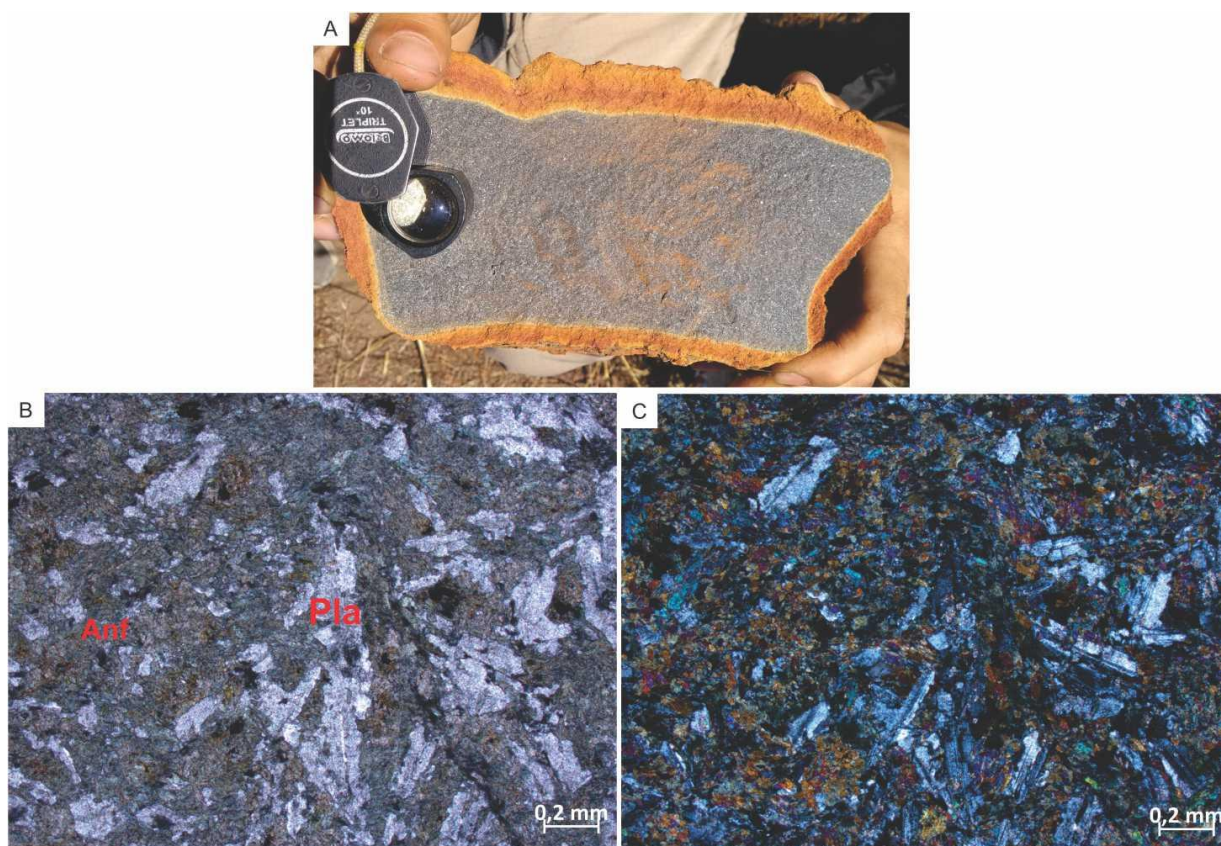


5.1.1.5 Diques

Diques de diabásio de orientação NE-SW cortam toda a área, sendo geneticamente posteriores a todas as unidades mapeadas. São representados por rocha melanocrática ($M = 70 - 80$), de granulação fina (Figura 29A), que em análise petrográfica apresenta textura idiomórfica inequigranular e é composta essencialmente por actinolita (68%), plagioclásio (27%), opacos (5%) e apatita como acessório (<1%) (Figura 29 B e C).

A actinolita é anedral e ocorre na forma de massa, sugerindo ser produto da alteração do piroxênio original da rocha em uma fase mais hidratada. O plagioclásio é tabular, euedral, com tamanho variando entre 0,1 a 0,6 mm, apresenta geminação lei da albita e textura cumulática aleatória. Suas bordas estão levemente dissolvidas, em contato difuso com o anfibólio. Os opacos são anedrais e estão associados à actinolita.

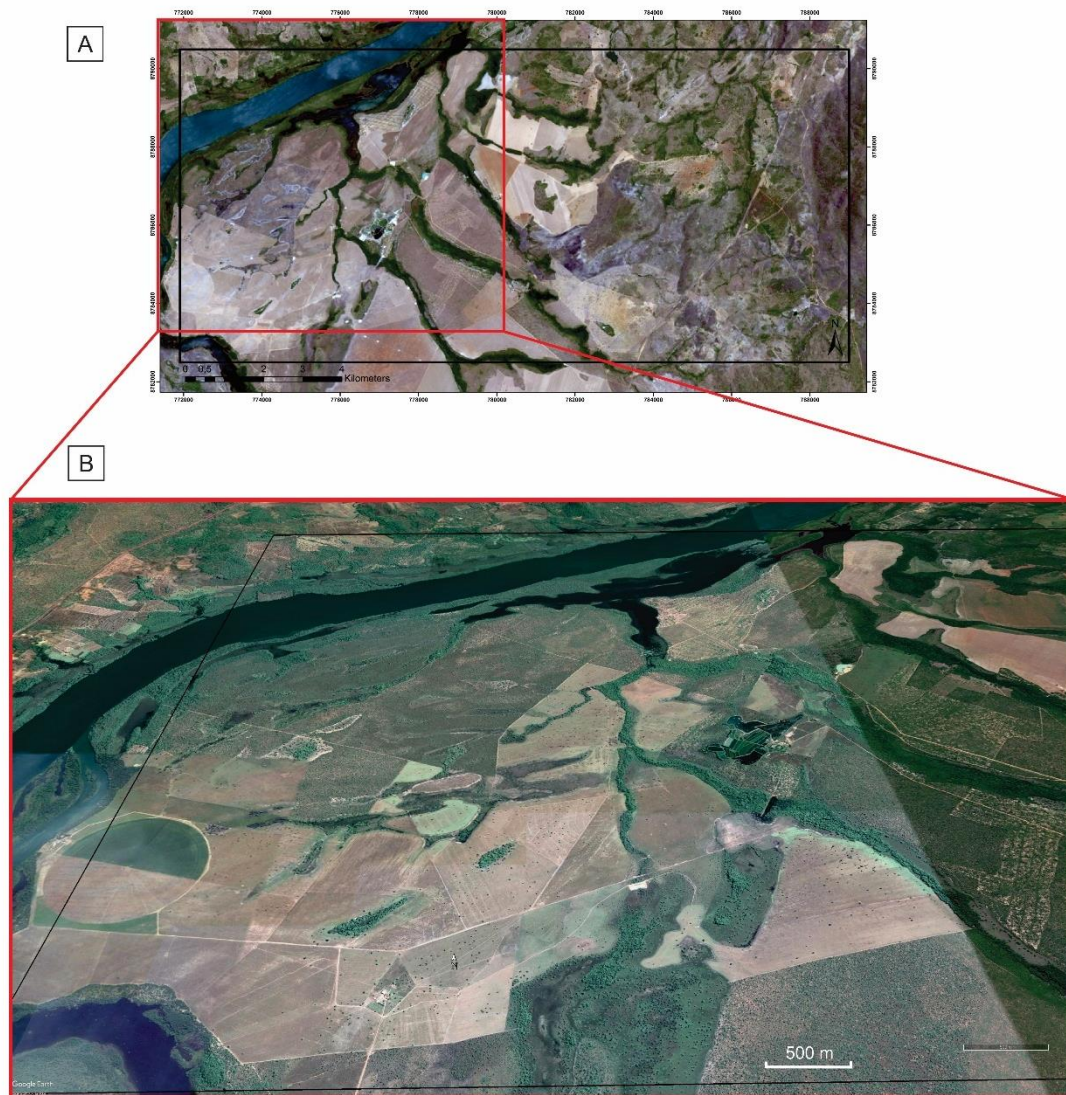
Figura 29. Dique de diabásio. **A)** Amostra de mão, com destaque para as bordas da amostra, onde ocorre alteração típica de rochas básicas. **B)** e **C)** Lâmina delgada com NP e NX, respectivamente. Notar textura idiomórfica inequigranular.



5.1.1.6 Coberturas lateríticas e depósitos aluvionares

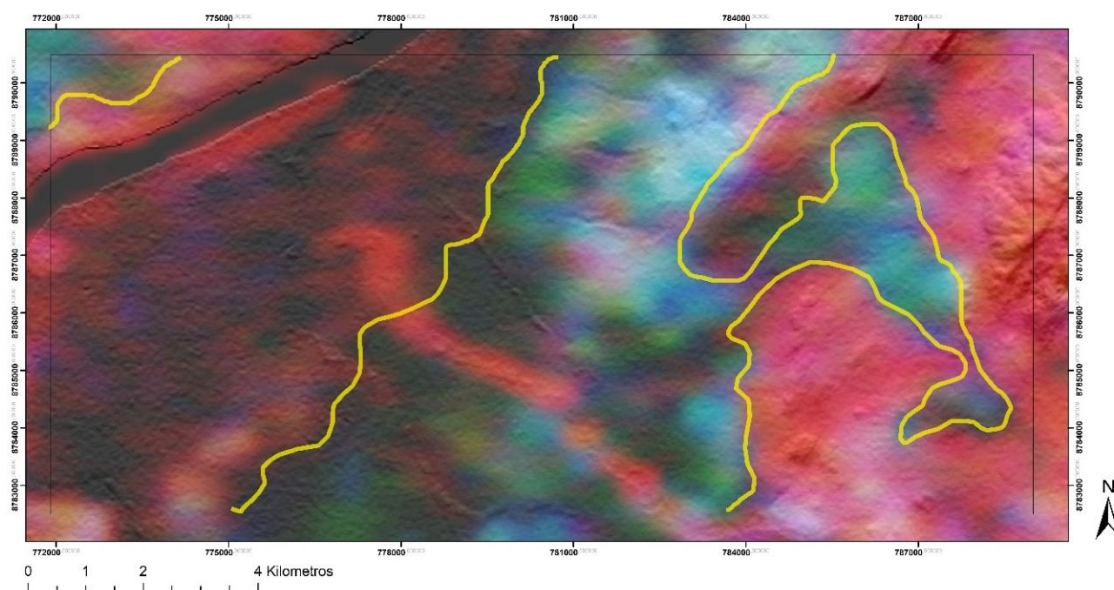
Os lateritos estão presentes em grande parte da área XVIII, onde, junto aos depósitos aluvionares, representam mais de 70% da região mapeada. Por via de regra, desenvolvem-se indiscriminadamente sobre grande parte das litologias mapeadas, normalmente em regiões de relevo aplainado, não sendo incomum sua ocorrência em morros de pequeno desnível. Já os depósitos aluvionares estão restritos às margens do Rio Tocantins e à sua planície de inundação (Figura 30).

Figura 30. A) Poligonal da área XVIII. **B)** Imagem retirada do Google Earth com destaque para a planície de inundação do Rio Tocantins e os depósitos aluvionares.



Nas imagens de gamaespectrometria de composição ternária RGB, os lateritos são representados pela cor ciano (baixo K, moderado eU e elevado eTh), enquanto que os depósitos aluvionares apresentam respostas em tons de vermelho/preto, ambos muito bem marcados por esse produto geofísico (Figura 31).

Figura 31. Imagem aerogamaespectrométrica do ternário (RGB) com relevo associado, destacando em tons de vermelho/preto os depósitos aluvionares ao longo do Rio Tocantins, e em ciano as coberturas lateríticas.



Os lateritos ocorrem em blocos de escala métrica a decamétrica e apresentam coloração marrom tendendo para preto quando alterados e vermelho-amarelado quando fresco. Na área ocorrem mais comumente apresentando textura vermiforme, e de forma mais restrita, textura psolítica (Figura 32 A, B e C). Foi observado em campo que os lateritos de textura psolítica estão geralmente associados a rochas mais ricas em minerais ferro-magnesianos.

Os depósitos aluvionares das margens e da planície de inundação do Rio Tocantins são abundantes e se estendem por toda a faixa nordeste-sudoeste do rio, formando perfis de areia de mais de 5 metros de espessura. São compostos por areias finas (0,1 a 0,3mm) mal selecionadas, com grãos subangulosos, nos quais também ocorre a presença de grânulos de 2 a 5 mm e de seixos arredondados de quartzo leitoso. Na região, essas areias são extraídas comercialmente para fins industriais e para uso na construção civil (Figura 32 D).

Figura 32. **A)** Laterito de textura vermiforme apresentando cavidades preenchidas por goethita (amarela) em matriz hematítica (vermelho), com presença de quartzo sacaroidal. **B)** Laterito de textura psolítica, cinza ocre a vermelho, com psolitos arredondados a esféricos. **C)** Blocos de laterito em meio a vegetação do tipo cerrado. **D)** Extração de areia proveniente dos depósitos aluvionares do Rio Tocantins.



5.1.2 Litogeoquímica

Geoquímica da Suíte Ipueiras

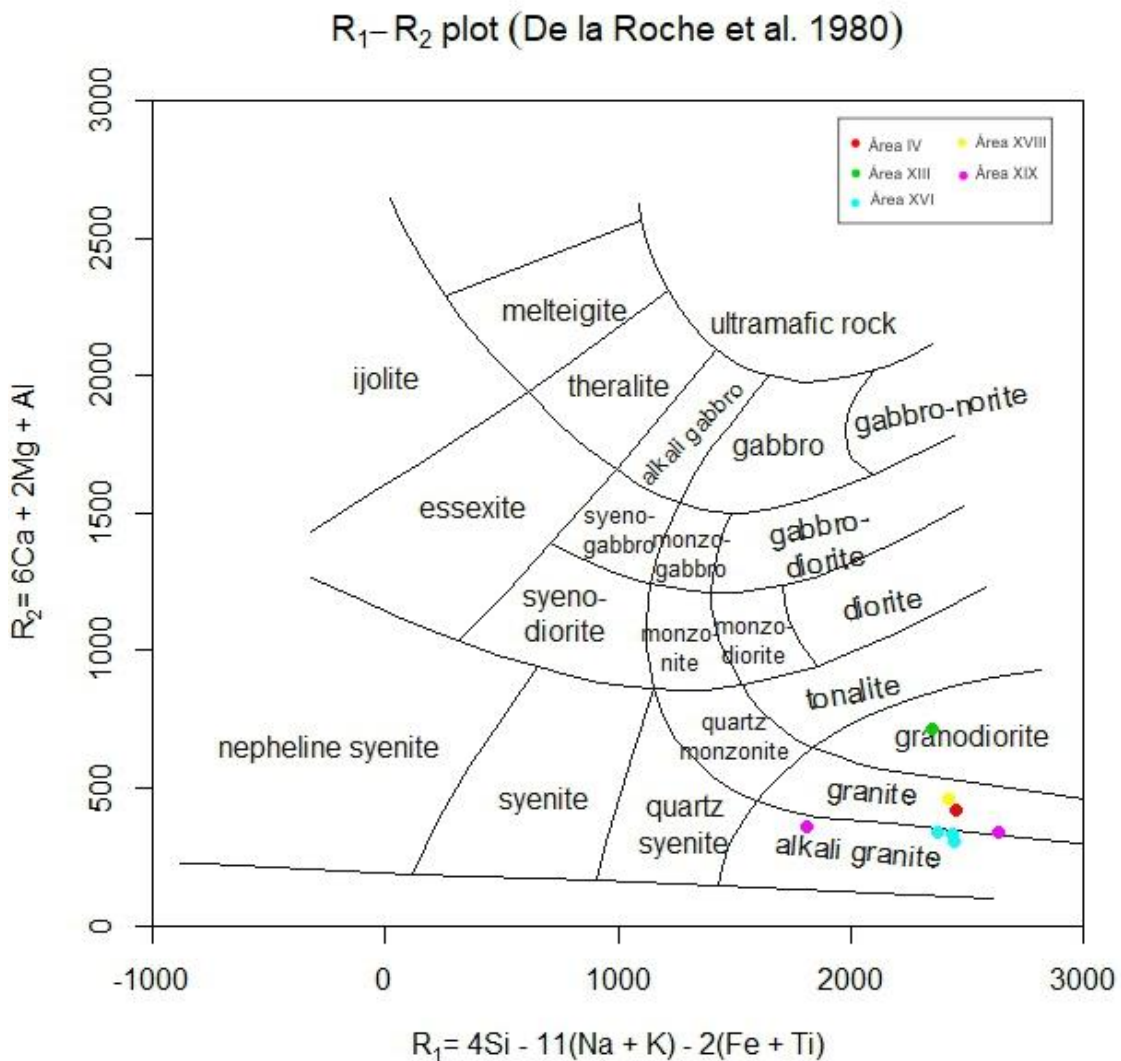
Foram realizadas análises químicas de elementos maiores em rocha total para 8 amostras representativas dos granitos da Suíte Ipueiras, as quais se mostraram aparentemente preservadas dos processos hidrotermais tardi a pós-magmáticos. Os resultados obtidos estão na Tabela 7.

Tabela 7. Resultados de análises geoquímicas das amostras pertencentes à Suíte Ipueiras.

AMOSTRA (%)	TF18_IV_50a	TF18_XIII_6	TF18_XVI_122	TF18_XVI_56	TF18_XVI_90	TF18_XVIII_58	TF18_XIX_110	TF18_XIX_7.1
SiO ₂	73,18	67,88	75,99	75,8	75,63	72,97	75,72	72,93
Al ₂ O ₃	14,53	14,76	12,34	12,68	12,6	13,59	12,17	13
CaO	1,05	3,33	0,82	0,51	0,84	1,72	0,91	0,95
MgO	0,45	1,35	0,07	0,05	0,08	0,25	0,12	0,06
FeO	1,14	2,92	1,38	0,77	1,5	1,98	1,44	1,69
Na ₂ O	5,11	4,06	4,5	4,01	4,75	4,19	3,26	4,2
K ₂ O	2,46	2,73	4,2	4,95	3,99	3,8	5,15	6,42
MnO	0,02	0,09	0,04	0,03	0,04	0,09	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,08	0,27	0,02	0,02	0,02	0,06	0,03	0,02
TiO ₂	0,22	0,45	0,17	0,1	0,2	0,28	0,23	0,19

As análises revelaram concentrações de SiO₂= 67,88 a 75,99 %, Al₂O₃= 12,17 a 14,76 %, CaO= 0,51 a 3,33 %, MgO= 0,05 a 1,35 %, FeO= 0,77 a 2,92%, Na₂O= 3,26 a 5,11 %, K₂O=2,46 a 6,42 %, MnO= 0,02 a 0,09 %, P₂O₅= 0,02 a 0,27 e TiO₂= 0,1 a 0,45 %. De acordo com o diagrama de parâmetros catiônicos (De La Roche et al. 1980), as amostras analisadas caem predominantemente sobre o campo de classificação do granito e álcali-granito, com uma amostra sobre o campo do granodiorito (Figura 33). Tal informação está de acordo com as observações petrográficas, as quais caracterizam essas rochas predominantemente em monzogranitos a sienogranitos e granodioritos.

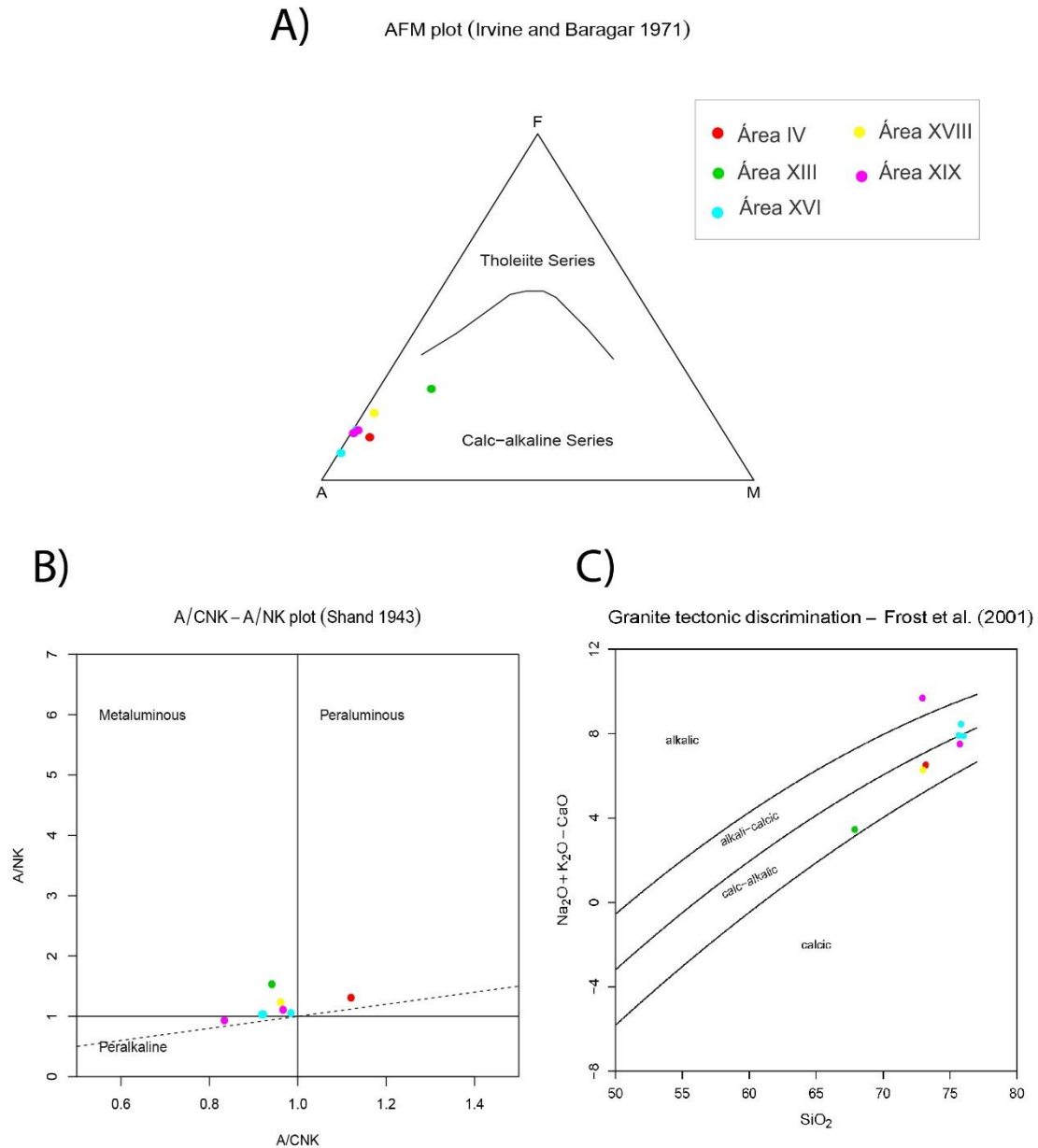
Figura 33. Diagrama de classificação de rochas plutônicas R1-R2 por meio de elementos maiores. (De La Roche et al, 1980).



De acordo com o diagrama AFM (Figura 34 A) de Irvine e Baragar (1971), as amostras estudadas fazem parte da série calci-alcalina. A Figura 34B, que reúne informação relativa ao índice de saturação em alumina, denuncia o caráter metaluminoso dessas rochas, o que é de acordo com as análises petrográficas feitas, que revelam na composição dessas rochas biotita e hornblenda como constituintes essenciais. As razões A/CNK dessas amostras variam entre 0,81 a 0,98, com apenas uma amostra discrepante apresentando valor de 1,12, no campo de composição peraluminosa valor que pode ser explicado devido a possível alteração hidrotermal sofrida pela rocha. Sobre o diagrama de correlação SiO₂ versus K₂O + Na₂O – CaO (Figura 34C), as amostras mostram

afinidade predominantemente calci-alcálica a alcalina-cálcica (valores predominantemente de $K_2O + Na_2O - CaO$ entre 6 a 9%).

Figura 34. Características geoquímicas das rochas plutônicas da Suíte Ipueiras. **A)** Diagrama AFM ($Na_2O+K_2O-FeO-MgO$) de Irvine e Baragar (1971). **B)** Índice de saturação em alumina (ISA) de Shand (1943), onde $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ e $A/CNK = Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$. **C)** Índice MALI (modified alkali-lime index = Na_2O+K_2O-CaO) x SiO_2 proposto por Frost et al. (2001).



5.2 Metamorfismo

Os meta-sienogranitos e meta-monzogranitos da Suíte Ipueiras são as principais rochas presentes da subárea XVIII. Pela paragênese típica de granitos, não são identificados minerais índices de metamorfismo, que levariam a interpretações mais seguras de temperatura e pressão, caracterizando assim as fácies metamórficas. Assim, a identificação das condições P e T de metamorfismo dos metagranitos foi realizada a partir das microestruturas observadas nas lâminas, principalmente as texturas de recristalização dos grãos de quartzo.

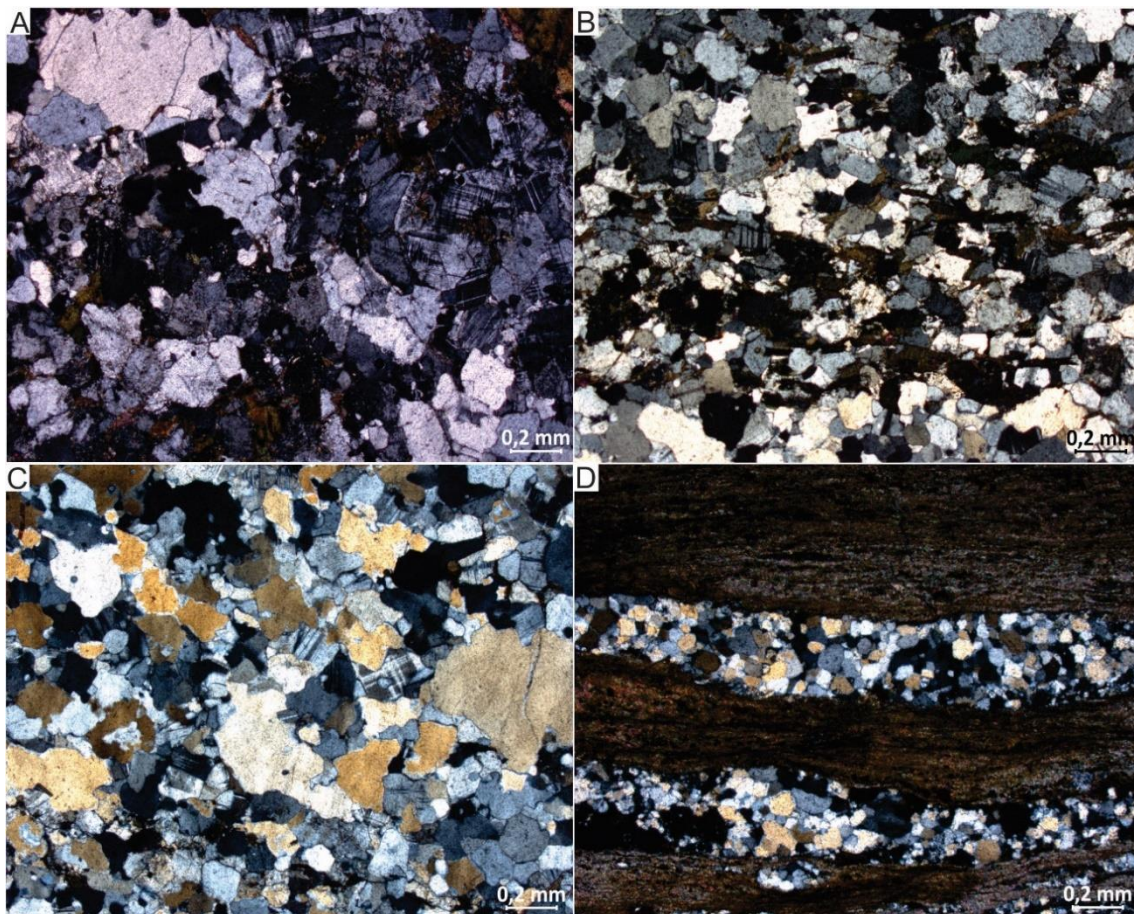
Os cristais sofrem recristalização dinâmica por fluência de deslocamentos e podem ser classificados em três regimes propostos por Hirth e Tullis (1992). Esses domínios são classificados como I, II e III. O Regime I de recristalização é marcado por baixas temperaturas com domínio da tensão diferencial, onde o acúmulo de deslocamentos nos sítios de maior tensão (bordas dos grãos) resulta em migração lenta da borda dos grãos. Esse mecanismo é definido como bulging (BLG) e atinge temperaturas que variam entre 300 °C e 400 °C (Stipp et al, 2002).

O segundo regime de recristalização do quartzo representa um aumento de temperatura e gradual diminuição da tensão diferencial. Sua característica textural se baseia na formação de novos grãos por meio de rotação progressiva de subgrãos. O mecanismo é definido como recristalização por rotação de subgrãos (SGR) e atinge temperaturas entre 400°C e 500 °C (Stipp et al, 2002). O Regime III indica um novo aumento da temperatura, associado ou não a diminuição na taxa de deformação dos grãos. O fluxo de stress relacionado à deformação abaixa de forma que permite que a energia associada com o limite do subgrão se torne uma força motriz para migração da borda de grão. O mecanismo principal nesse regime é a migração de borda de grão (GBM) de alta temperatura que atinge 650 °C (Stipp et al, 2002).

A partir da análise do Granito Ipueiras, nas subáreas XVIII e XIX, percebe-se um aumento gradual da recristalização e temperatura de oeste para leste. Os três regimes deformacionais são encontrados na subárea XIX. Já na subárea XVIII, não foram encontrados grãos de quartzo recristalizados em condições de baixas temperaturas, representadas pelo regime I de deformação, o que

corroborar com a interpretação de deformação e temperaturas crescentes (Figura 35).

Figura 35. **A)** Meta granito da Suíte Ipueiras (NP, 2.5x), com regime deformacional III, com mecanismo GBM. **B) e C)** Metagranito da Suíte Ipueiras, em regime deformacional II, com texturas de rotação de subgrão, com forte recrystalização e cominuição dos porfiroclastos. **D)** Milonito da Suíte Ipueiras, localizado na ZC Mutum, com alta porcentagem de minerais micáceos, que acomodam mais facilmente a deformação, fazendo com que os grãos de quartzo sejam recrystalizados por meio da atuação do regime II.



Entretanto, há uma zona de temperaturas medianas, em regime deformacional SGR, próxima a Zona de Cisalhamento Mutum. Essa descontinuidade térmica se explica pela ZC ter se instalado após a acomodação e deformação primária do granito, recrystalizando os grãos de quartzo somente a temperaturas por volta de $\sim 400^{\circ}\text{C}$. Outro fator determinante para essas condições é a paragênese do metagranito milonitizado. Percebe-se que a rocha é composta por mais de 55% de biotita. Minerais micáceos acomodam mais

facilmente a deformação, fazendo com que os grãos de quartzo não cheguem nas temperaturas esperadas em uma zona de cisalhamento. Assim, baseado somente na temperatura e levando em conta, novamente, a falta de minerais índice de metamorfismo, pode-se estimar que as rochas da subárea XVIII chegam a fácies xisto verde alta e, localmente, com tensão deviatória indicando maior pico de pressão e temperatura, com texturas principais de rotação de subgrãos e recristalização dinâmica, localmente com texturas de migração de borda de grãos.

5.3 Geologia Estrutural

A estruturação tectônica da área XVIII se encaixa no domínio estrutural III do Projeto Monte do Carmo, caracterizado por apresentar uma faixa de direção NE-SW, com inflexão N-S ao sul da área. Para delimitar os grandes traços regionais, foram utilizados Modelos Digitais de Terreno (SRTM) e produtos geofísicos (CMA, ASA, 1DV e TILT), com objetivo de correlacionar com os dados vistos em campo, bem como atribuir maior precisão aos mapas geológicos. O perfil geológico de detalhe e o mapa estrutural da área podem ser vistos nas Figura 36 e Figura 37 a seguir.

Figura 36. Seção geológica de detalhe evidenciando as zonas de cisalhamento mapeadas na subárea XVIII e os estereogramas de foliação (Sn) associados aos litotipos.

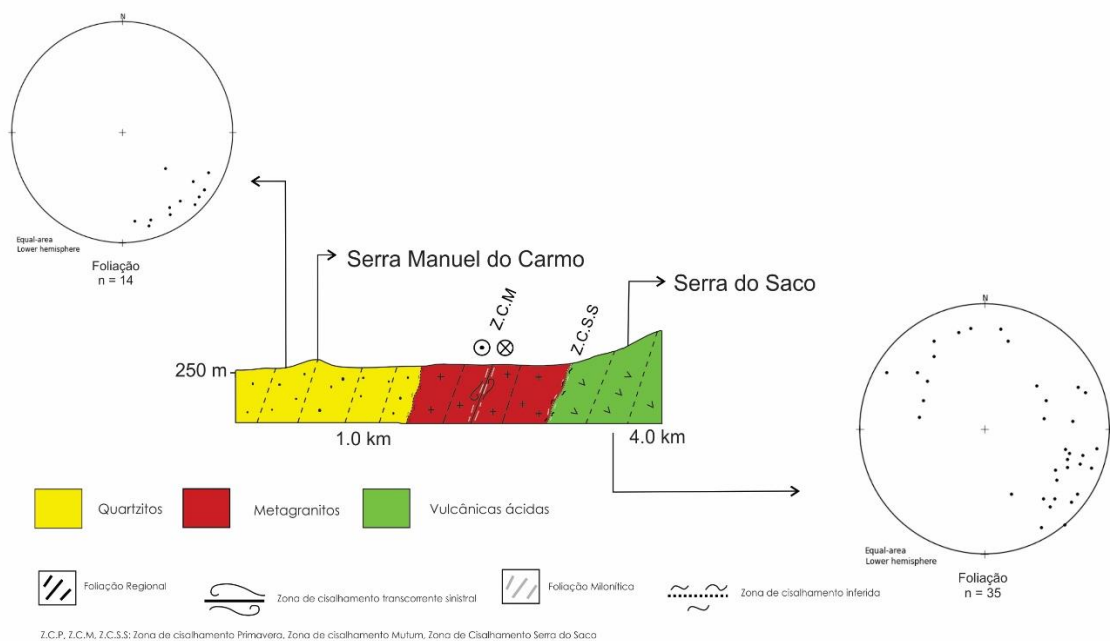
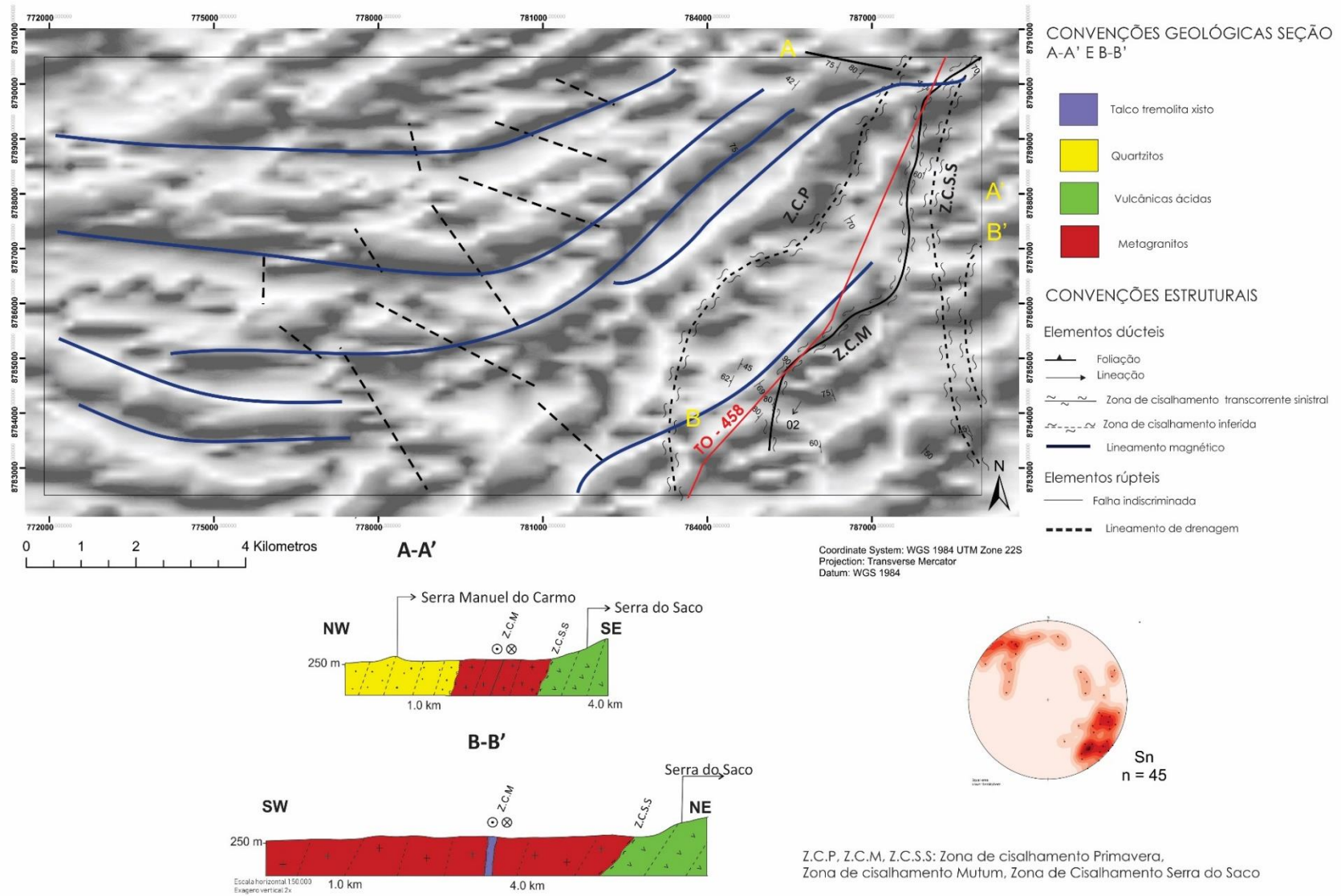


Figura 37. Mapa estrutural da área XVIII com perfis geológicos A-A' e B-B'.



Autores: Alissa Hubner e Vitória Flores

A foliação regional (S_n), foliação milonítica (S_m), lineações de estiramento (L_n) e estruturas de grande expressão, como as zonas de cisalhamento (ZC), são as representantes encontradas na área de regimes deformacionais dúcteis. Já as estruturas de domínios deformacionais rúpteis se expressam como falhas, fraturas e veios.

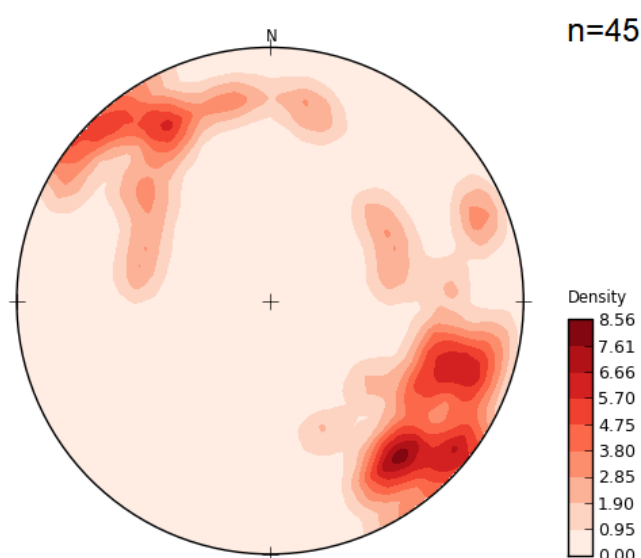
5.3.1 Elementos de trama dúctil

Foliação Regional (S_n) e Foliação Milonítica (S_m)

O desenvolvimento das estruturas planares de trama dúctil presentes na área XVIII compreendem a foliação regional (S_n), de direção NE-SW, foliação milonítica (S_m) e zonas de cisalhamento (ZC). Esta fase de deformação é marcada por um metamorfismo em fácies xisto-verde alta.

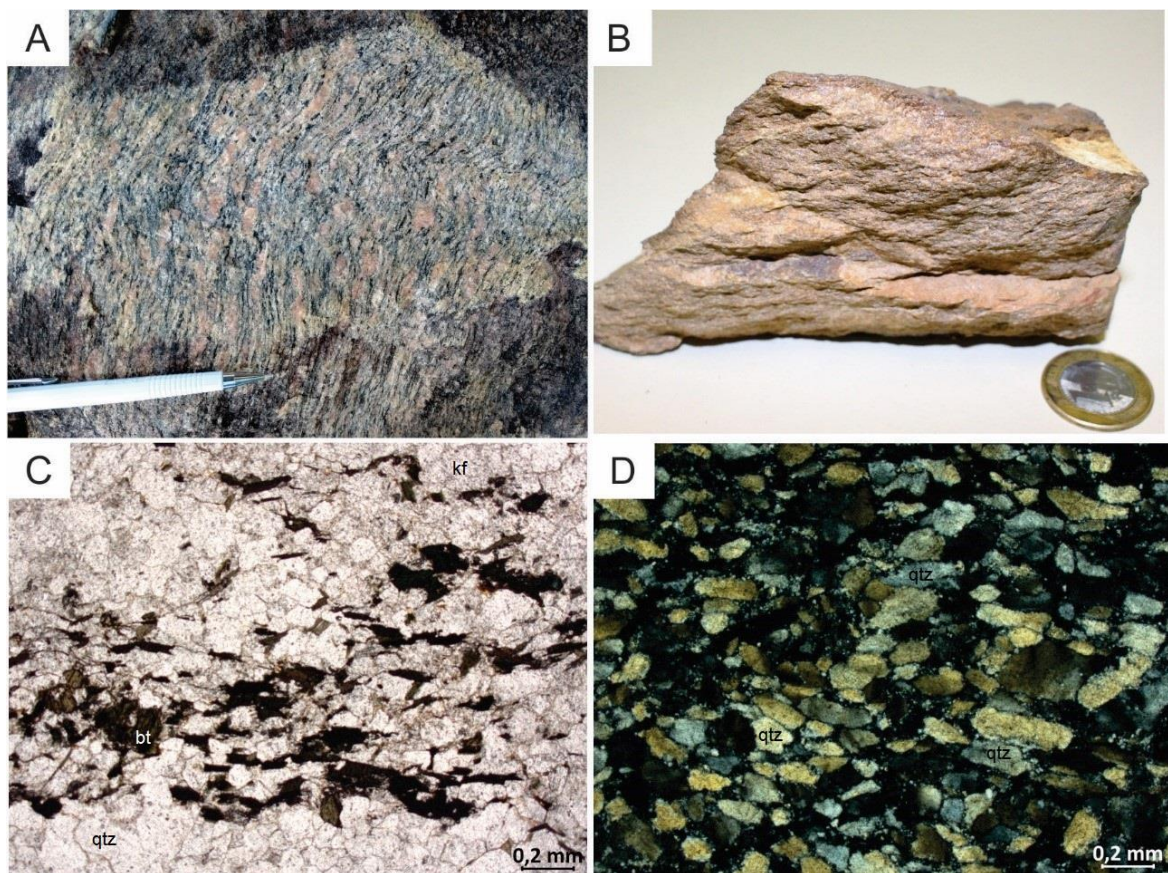
O elemento de trama dúctil de maior relevância na Área XVIII é a foliação regional (S_n) observada nos metagranitos da Suíte Ipueiras, nas vulcânicas da Suíte Santa Rosa e nos quartzitos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. Os planos de foliação regional (S_n) apresentam direção de mergulho média de 140° e 320° , com mergulho predominantemente alto ($75-90^\circ$), mas com valores variando entre 45° a 90° (Figura 38). A direção principal da foliação segue o trend regional da área oeste do Projeto Monte do Carmo, com forte direcionamento para NE.

Figura 38. Estereograma de medidas S_n , com 45 medidas, indicando direção preferencial NE. As medidas acompanham a foliação regional do Projeto Monte do Carmo.



A foliação é observada em escalas meso e microscópica (Figura 39). Nos metagranitos, a Sn é marcada pela alternância de bandas irregulares máficas (ricas em biotita e/ou hornblenda) e bandas quartzo-feldspáticas, enquanto que nos quartzitos, ela é característica por formar cristais de quartzo achatados e orientados em uma direção principal.

Figura 39. **A)** Foliação Sn regional em metagranitos da Suíte Ipueiras, com forte segregação de bandas de trama anastomosada de minerais máficos (biotita e/ou hornblenda) e bandas quartzo-feldspáticas. **B)** Foliação Sn regional em quartzito da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada. **C)** Metagranitos Ipueiras em seção delgada, mostrando orientação da biotita de acordo com a foliação. **D)** Quartzito da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, mostrando achatamento e orientação dos cristais de quartzo de acordo com a foliação.



Nas rochas mapeadas da Suíte Ipueiras, percebe-se uma variação de intensidade da deformação, caracterizada por fácies protomiloníticas a miloníticas. Nos domínios de deformação mais intensa, mais próximos às zonas de cisalhamento, são evidenciados padrões de foliação milonítica (S_m), nos metagranitos da Suíte Ipueiras e das vulcânicas ácidas da Suíte Santa Rosa (Figura 40/Figura 41). Essa foliação apresenta-se paralela a foliação regional Sn.

Figura 40. A) e B) Detalhe da foliação milonítica em metagranitos da Suíte Ipueiras, localizados na ZC Mutum, a leste da TO-358. **C) e D)** Biotita fina definindo os planos de foliação com formação de trilhas de quartzo recristalizado, com contatos poligonais e estruturas do tipo migração de borda de grão, indicando temperatura de deformação alta, chegando a 400-500°C (Stipp et al, 2002).

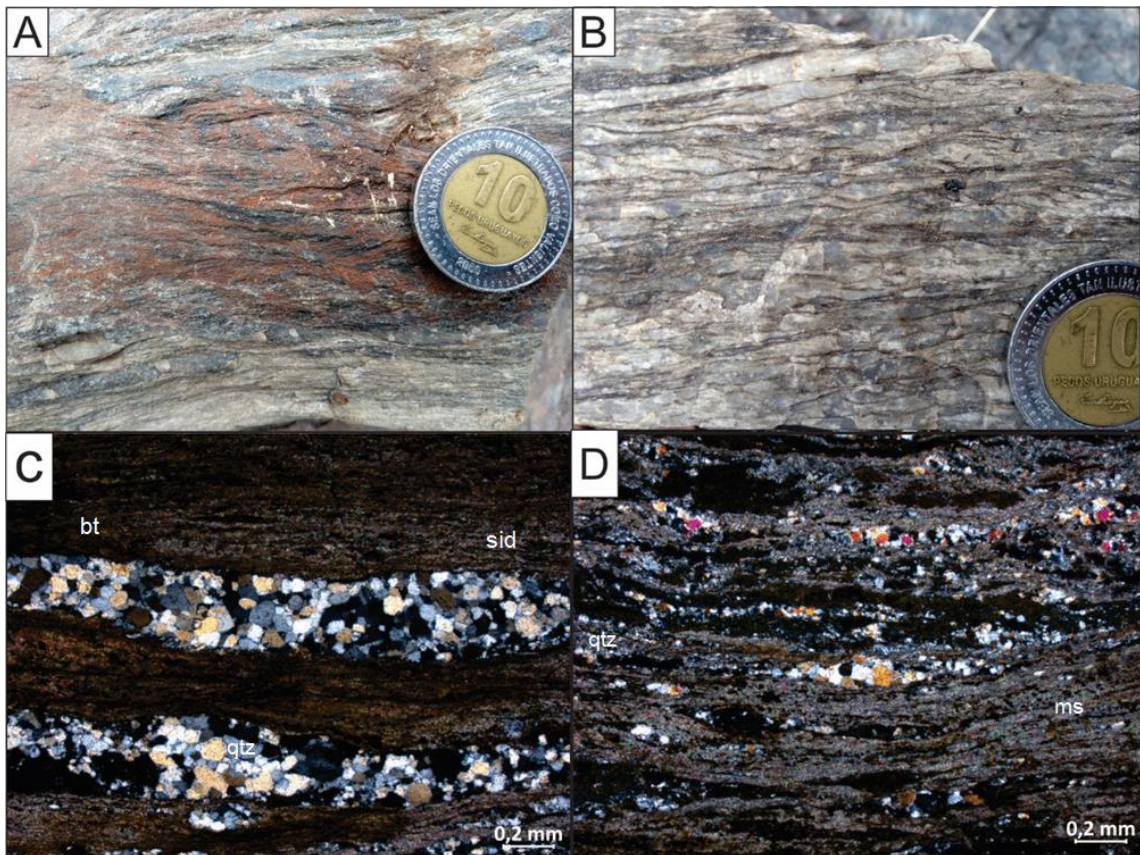
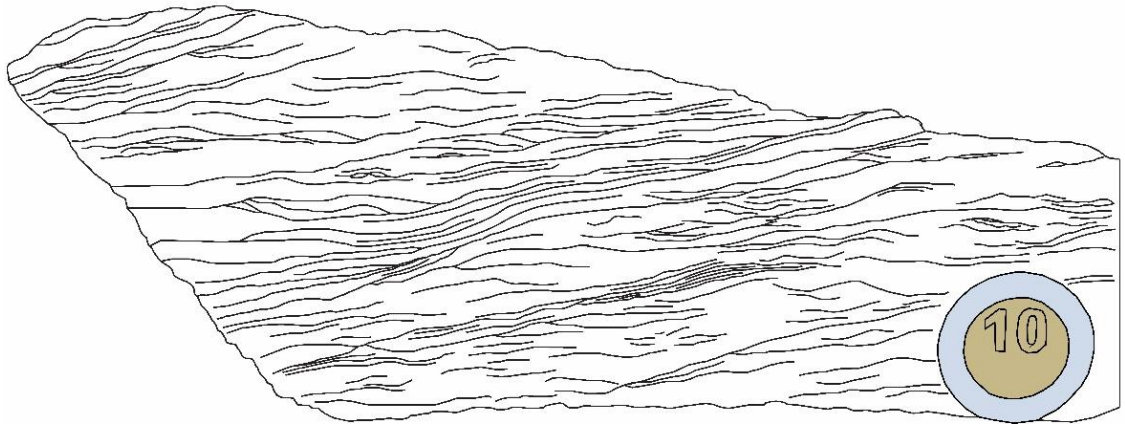
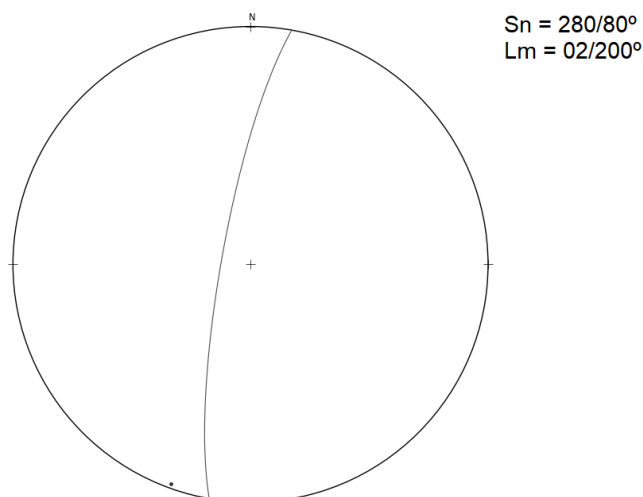


Figura 41. Detalhe para foliação milonítica em metagranito da Suíte Ipueiras, localizada na cava do alvo Fofoca, na Zona de Cisalhamento Mutum, a leste da TO-458. Os ribbons de quartzo dominam os planos do tipo C enquanto a biotita define a foliação do tipo S.



As estruturas lineares da Área XVIII são bastantes escassas, tendo sido encontrada somente uma lineação de estiramento mineral (Lm), associada ao milonito da Suíte Ipueiras. Essa lineação se caracteriza pelo estiramento de cristais de quartzo e possui direção primordial para oeste (Figura 42). Apresenta-se associada ao plano de foliação milonítica.

Figura 42.Estereograma de lineação Lm com Sn associado.



Zonas de cisalhamento

Há três zonas de cisalhamento de natureza rúptil-dúctil que permeiam a área XVIII, inferidas através de associações de relação de campo e produtos geofísicos (CMA, ASA, 1DV e TILT) e modelo digital de elevação (SRTM).

A principal zona de cisalhamento, denominada de **Zona de Cisalhamento Mutum**, atua na área com forte *trend* NNE-SSW, apresenta geometria anastomosada e se estende para além dos limites da área mapeada, a nordeste. Ela afeta exclusivamente os granitos da Suíte Ipueiras e suas estruturas formadas refletem um movimento transcorrente sinistral.

A deformação presente nessa zona de cisalhamento reflete a esforços progressivos nas rochas encaixantes (metagranitos), onde observa-se inicialmente uma deformação na rocha e a formação de protomilonitos, marcados pela recristalização dos grãos de quartzo e feldspato e sericitização do plagioclásio. Com a progressão da deformação, segue-se para a formação de milonitos, onde prevalece a associação mineral de quartzo e muscovita muito (<0,1mm) em textura milonítica (Figura 43). O último estágio de deformação observado seria a consequente gradação dos milonitos para filonitos, constituindo faixas decimétricas (30 a 100 cm) de filonitos carbonáticos, de coloração preto escuro, com intensa presença de veios de quartzo e acompanhando de forte alteração hidrotermal.

Figura 43. Aspectos macro- e microscópicos da deformação progressiva em metagranitos das zonas de cisalhamento Mutum, Serra do Saco e Primavera a) metagranito levemente deformado, preservando textura granoblástica dos cristais de quartzo-feldspato; b) metagranito protomilonítico; c) metagranito milonítico, constituído por apenas quartzo e muscovita, com ribbon de quartzo indicando regime deformacional intermediário.

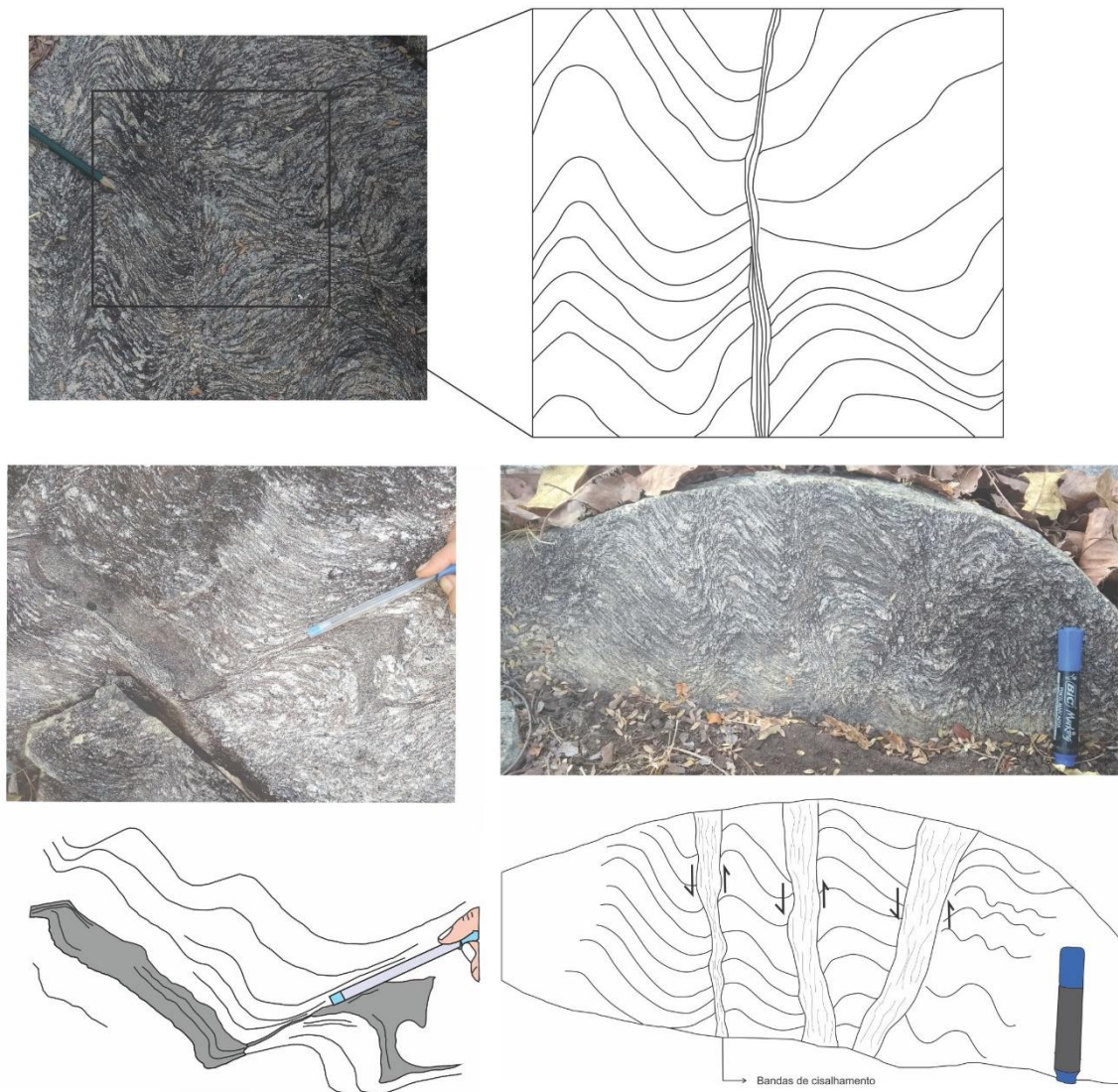


A **Zona de Cisalhamento Serra do Saco** é formada por dois corredores deformacionais paralelos, com direção preferencial NE-SW e geometria anastomosada. Essa ZC foi inferida através de dados aerogeofísicos, imagens SRTM e dados de campo. Ela delimita o contato tectônico entre as rochas vulcânicas da Suíte Santa Rosa e os metagranitos da Suíte Ipueiras, e ocorre espacialmente associada a Serra do Saco, a leste da área. As vulcânicas ácidas encontram-se frequentemente milonitizadas, porém devido a sua granulação muito fina, esse aspecto é evidenciado quase que exclusivamente em lâmina delgada.

A **Zona de Cisalhamento Primavera** é de caráter regional, possui atitude NNE-SSW a NE-SW, e se estende por mais de 40 km a leste da Serra Manoel do Carmo. Devido à escassez de afloramentos, não foram encontradas evidências de campo, como foliação milonítica, na região da zona de cisalhamento. Essa ZC foi inferida na área principalmente por geofísica e por correlações regionais, e é responsável por colocar, tectonicamente, lado a lado os metagranitos da Suíte Ipueiras e os quartzitos da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada.

Associado a essas zonas de cisalhamento, ocorrem bandas de cisalhamento de escala milimétrica, afetando os metagranitos da Suíte Ipueiras. Elas ocorrem repetidamente e paralelas umas às outras, formando dobras de arrasto (Figura 44).

Figura 44. Detalhe para bandas de cisalhamento paralelas em metagranito com dobras de arrasto associadas.



5.3.2 Elementos de trama rúptil

As falhas, fraturas e veios são os elementos de trama rúptil observados na Área XVIII. Estes, em sua maioria, possuem mergulhos verticais e as relações de corte com os elementos dúcteis sugerem que essas estruturas representam feições tardias no desenvolvimento estrutural da região mapeada.

A ocorrência de fraturas na área mapeada está relacionada ao alinhamento de drenagens e apresentam direção NW-SE e NE-SW. Uma das falhas mais evidentes

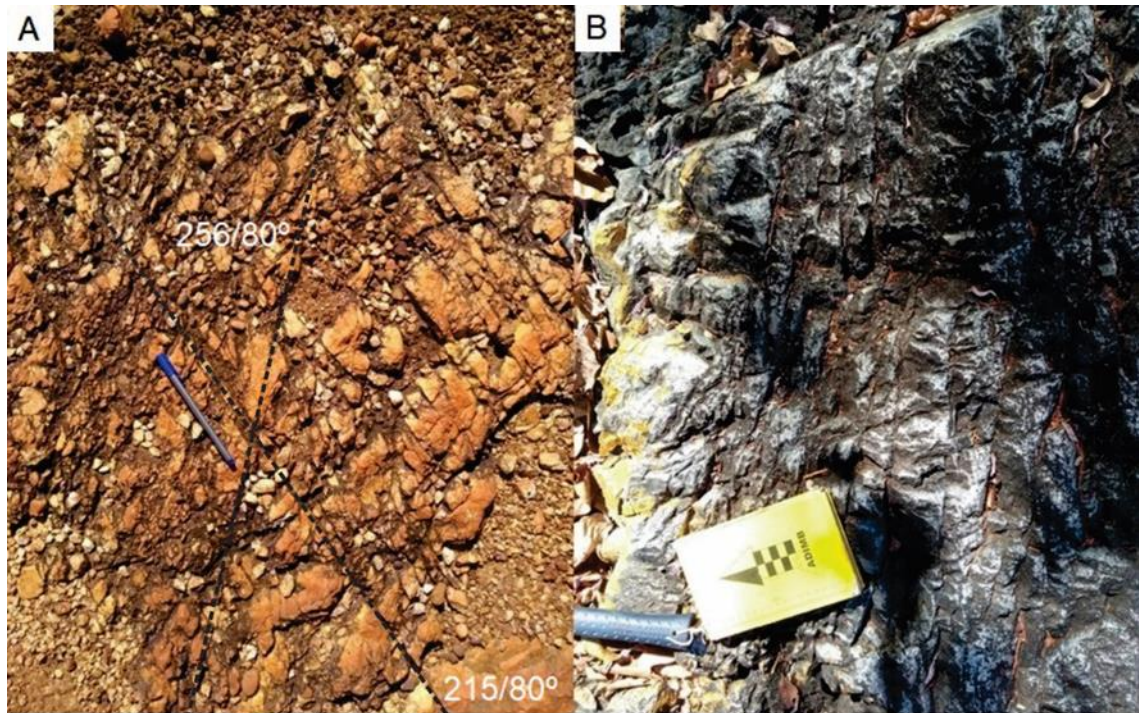
ocorre localmente cortando os quartzitos da Serra Manuel do Carmo, da Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada, com extensão de ~2Km. Uma das evidências dessa falha, além da topografia abaulada da serra, é a presença de brechas hidráulicas (Figura 45) com precipitação de Manganês.

Figura 45. Brecha Hidráulica encontrada nos quartzitos da Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada, onde o óxido de Mn corta bruscamente os seixos de quartzito. Na camada exterior, a rocha possui aspecto botroidal. A foliação Sn é visível nessa rocha com direção NE e mergulho de 75°.



As fraturas encontradas na área são principalmente juntas de modo I, sem atrito, com abertura e sem cisalhamento, de mais de uma família e repetição moderada. Normalmente possuem geometria paralela e localmente, são encontrados pares conjugados de atitude $215/80^\circ$ e $256/80^\circ$ (Figura 46).

Figura 46. A) Par conjugado de fraturas em veio de quartzo na Sequência Metavulcanossedimentar Indiferenciada, de atitude $215/80^\circ$ e $256/80^\circ$. **B)** Família de juntas de modo I, subverticais, com espaçamento centimétrico e sem preenchimento nas vulcânicas ácidas da Suíte Ipueiras.



A abertura das fraturas, quando não preenchida por quartzo, é milimétrica a centimétrica, não passando de 4 cm. Apresentam mergulhos verticais a subverticais (70° a 90°), orientadas principalmente na direção NE-SW (Figura 47A). As direções das fraturas medidas na área indicam esforços principais atuando nas direções NE-SW e esforços secundários atuando E-W (Figura 47B). A direção desses esforços também é evidenciada no diagrama de rosetas de lineamentos de drenagens e lineamentos magnéticos (Figura 48).

Figura 47. A) Diagrama de rosetas das fraturas encontradas nas rochas da Área XVIII com direção preferencial de fraturas para NE e mergulhos subverticais. **B)** Diagrama de lineamentos de drenagens, exibindo direção concordante com os dados obtidos em campo.

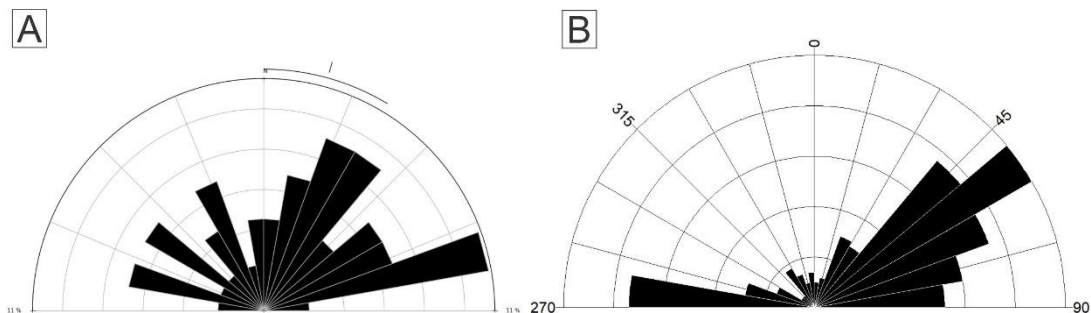
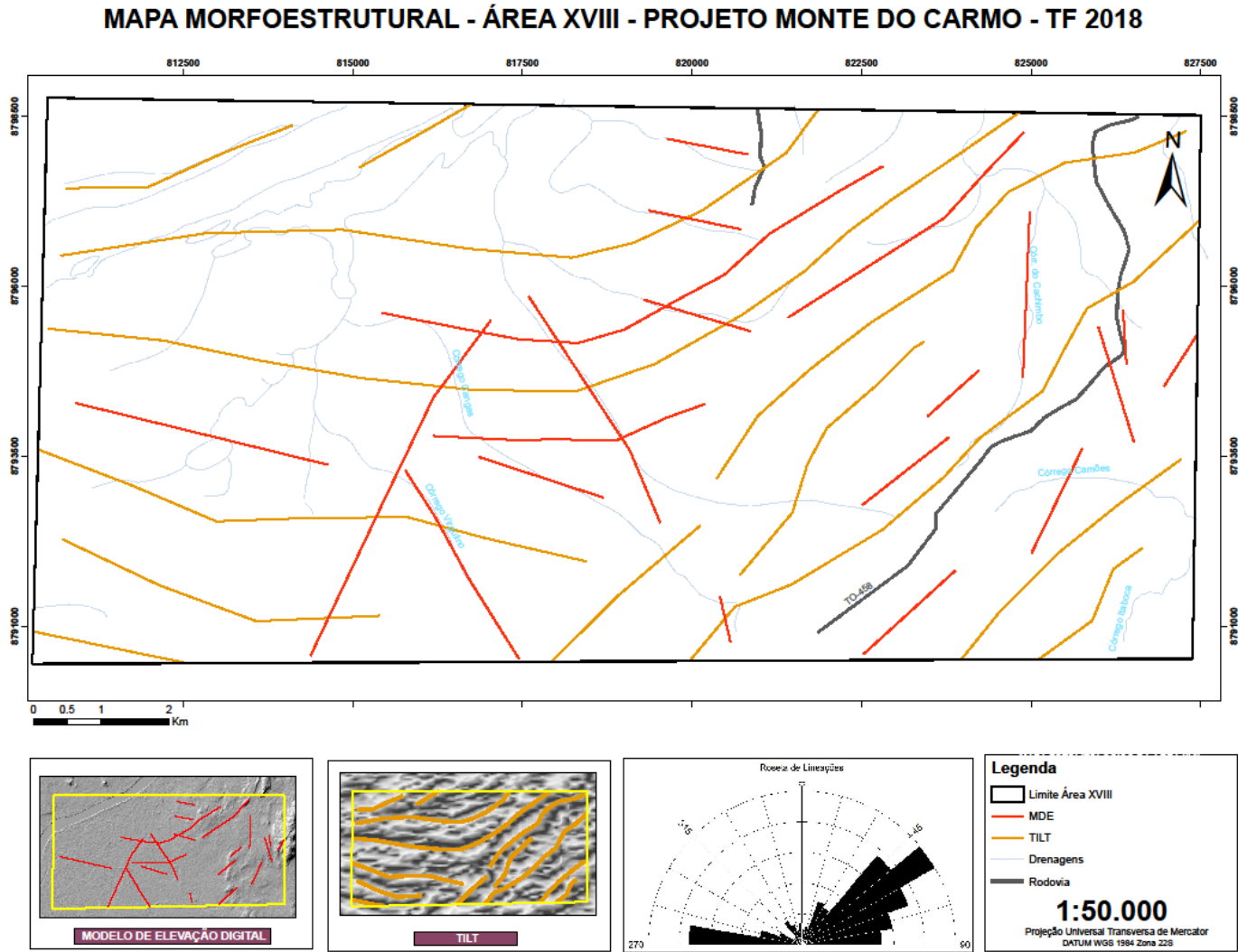
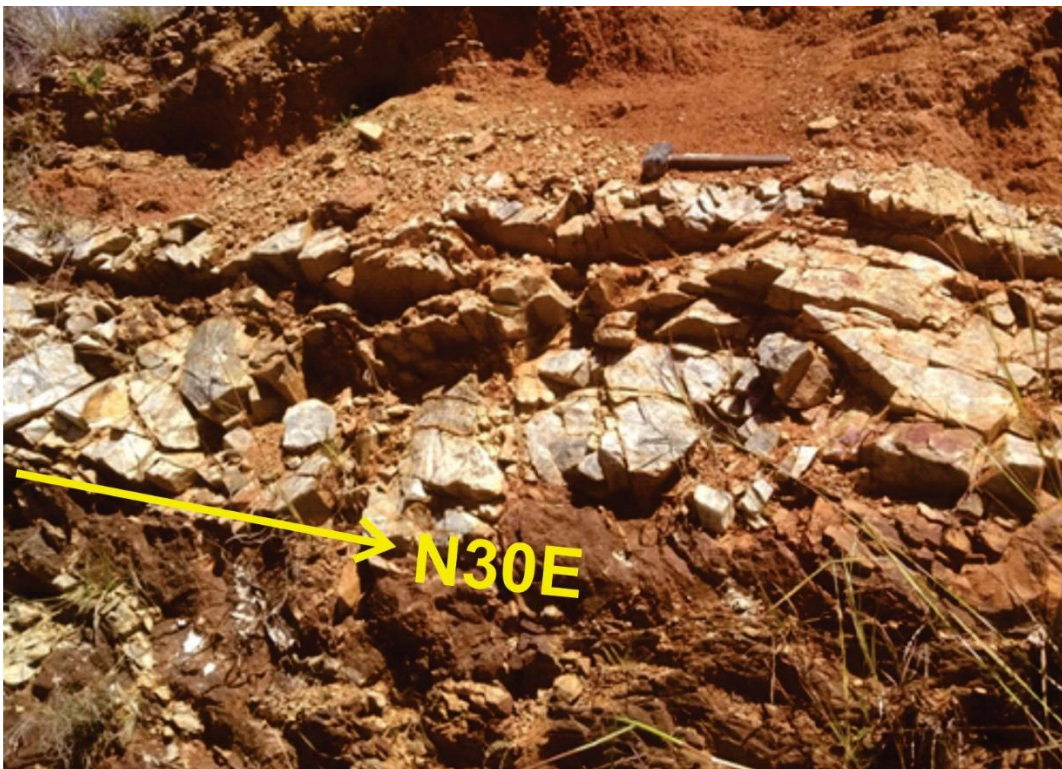


Figura 48. Mapa Morfoestrutural da subárea XVIII com lineamentos de drenagens extraídos através de imagens de radar SRTM e lineamentos profundos extraídos através de aeromagnetometria.



Os veios encontrados na área (Figura 49) são de suma importância econômica, já que em sua grande parte se encontram mineralizados. Os garimpos encontrados na área os tinham como fonte de extração de ouro livre. Estes veios estão orientados em uma direção preferencial NE-SW, com mergulhos subverticais. São compostos essencialmente por quartzo, não sendo incomum encontrar *boxworks* de piritas e cor de alteração ocre, indicando processos de oxidação de sulfetos. A espessura média desses veios varia de centimétrica a decimétrica, com espessura máxima de ~1m. Os veios na área cortam a maior parte das estruturas dúcteis, definindo sua gênese como posterior à formação das mesmas.

Figura 49. Veio de quartzo decamétrico com direção NE-SW, de composição exclusivamente quartzosa, salvo exceções locais onde se encontram *boxworks* de sulfetos e cor de alteração ocre. Os veios se encontram fraturados e com mergulho subvertical.



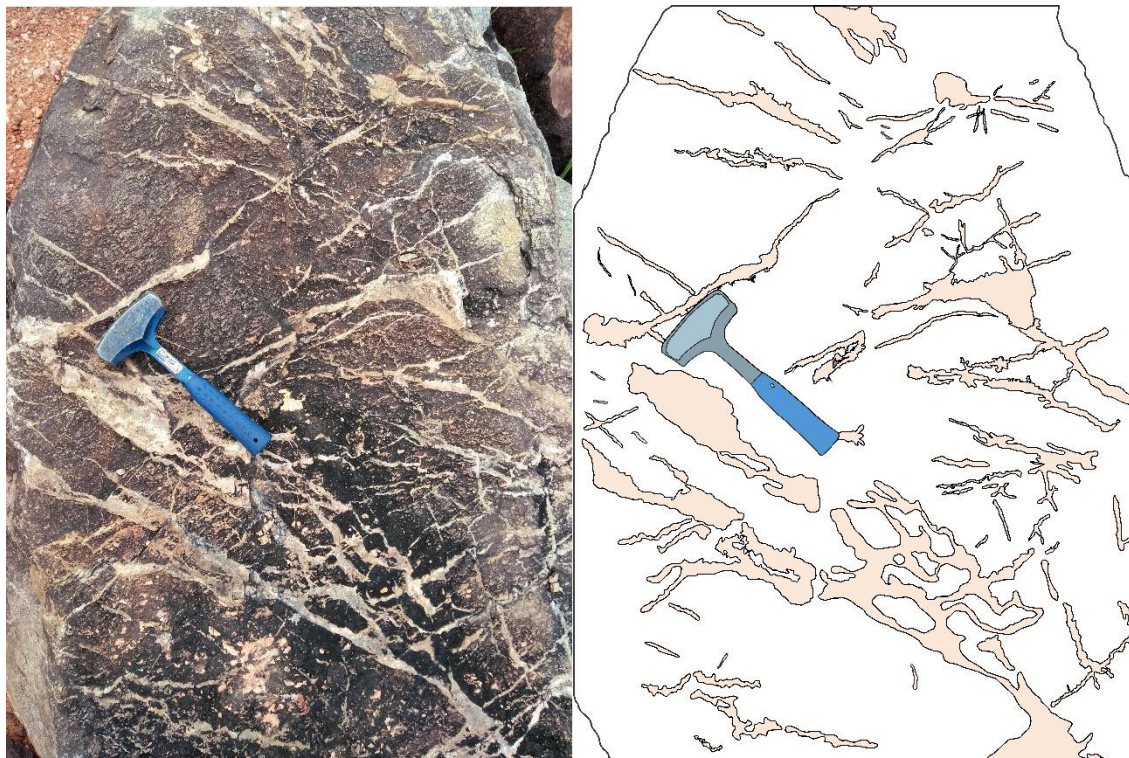
Na análise microestrutural dos veios, percebe-se que os contatos dos cristais de quartzo já estão em regime de rotação de subgrão, com forte extinção ondulante e diminuição do tamanho dos cristais (Figura 50).

Figura 50. Veio de quartzo na análise microscópica, com dominância de grãos de quartzo e eventual mineral opaco. Porfiroclastos de quartzo são visíveis, de granulação maior (~1cm) e os grãos vindos da recristalização possuem variação de forma considerável, em domínio de rotação de subgrão e com contatos serrilhados.



Na área também são vistos veios com arranjo relativamente complexo, difuso, indicando percolação de fluidos em grande quantidade favorecidos pelo faturamento, gerando estruturas típicas de faturamento hidráulico (Figura 51). Observa-se que as fraturas, por mais que a geometria seja desordenada, possuem uma direção preferencial, onde a partir dessas fraturas principais ocorreu a propagação do fluido através de um aporte heterogêneo. Isso se observa nas diferenças de espessura nos planos de fratura. Infelizmente, não se tratavam se blocos *in situ* e por isso não se sabe o sentido preferencial dessas fraturas. Esses veios possuem espessura milimétrica a centimétrica (0.5cm a 1.5cm), preenchidos por quartzo e epidoto, e comprimento de ~1m. É possível observar fraturas tardias associadas, finais após todo o processo deformacional.

Figura 51. Veios de quartzo em bloco do Granito Ipueiras, no acostamento da TO-458. Possuem arranjo complexo indicando percolação de fluidos pelas fraturas com grande pressão, gerando faturamento hidráulico. Esses veios estão preenchidos por quartzo.



5.3.3 Microtectônica

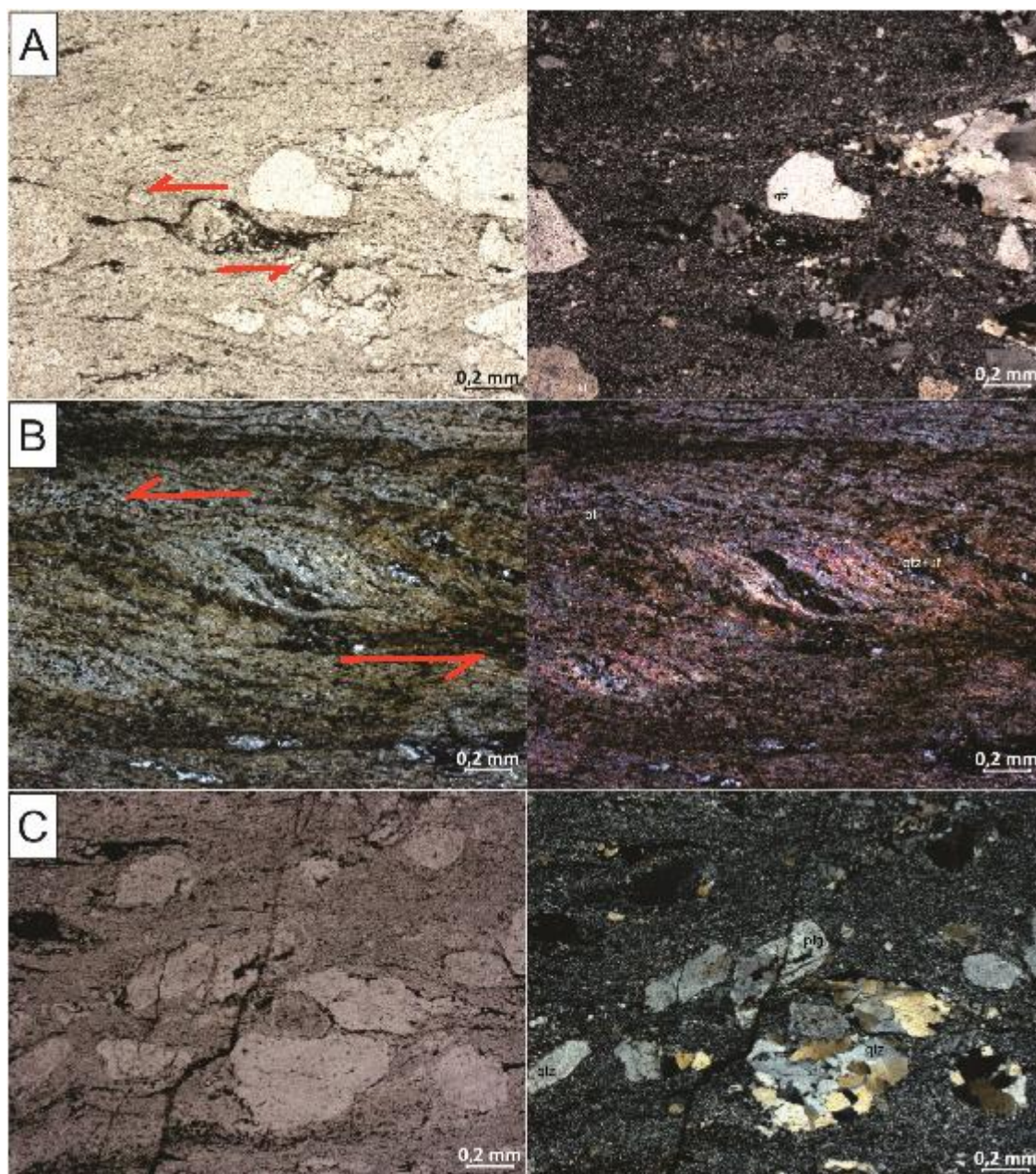
Em escala microscópica, os principais minerais observados com feições microestruturais são o quartzo e o feldspato potássico. A análise da microestrutural foi feita de maneira sistemática nas rochas da Suíte Ipueiras, metagranitos e milonitos, e nos riolitos da Suíte Santa Rosa. Tanto elementos de trama dúctil quanto elementos de trama rúptil foram observados.

Nos milonitos típicos das Zonas de Cisalhamento Mutum e Serra do Saco, pertencentes a Suíte Ipueiras, são observados indicadores cinemáticos como foliação S-C e porfiroclastos rotacionados, sem presença de foliação interna, indicando formação pré- a sin-cinemática (Figura 52 A e B). Os grãos rotacionados possuem geometria de reentrância, com formação de sombras de pressão preenchidas por óxidos, quartzo recristalizado e clorita. Uma crenulação leve também é observada microscopicamente.

Nas vulcânicas ácidas da Suíte Santa Rosa foi possível identificar fraturas transgranulares com rejeito associado (Figura 52 C). Por ser uma rocha de textura afanítica, a acomodação da deformação atua de forma diferente, dando preferência a

recristalização na matriz, o que faz com que os fenocristais não sejam completamente recristalizados e a matriz se torne muito fina.

Figura 52. A) Grãos de quartzo rotacionados em rocha vulcânica ácida milonitizada da Suíte Santa Rosa, com sombra de pressão preenchida por clorita e com geometria de reentrância. Grãos finos (0.05mm a 0.1mm) de quartzo indicando recristalização. Nicóis paralelos e cruzados. **B)** Foliação S-C em granito milonítico na zona de cisalhamento Mutum, com lamelas de biotita nos planos C da foliação, associada com grãos recristalizados de quartzo e feldspato. Trilhas de quartzo na porção inferior da figura, com recristalização e formação de *ribbons*. Nicóis paralelos e cruzados. **C)** Fratura transgranular com rejeito associado, em rocha vulcânica milonitizada, com foliação milonítica com matriz microcristalina, apresenta porfiroclastos imbricados definindo uma orientação preferencial de forma. Contatos serrilhados no canto inferior esquerdo das figuras, com extinção ondulante do quartzo e evidências de migração de borda de grão incipiente em cristais de quartzo.



Capítulo 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.

6.2 Ocorrências e Potenciais Minerais Regionais

Ouro

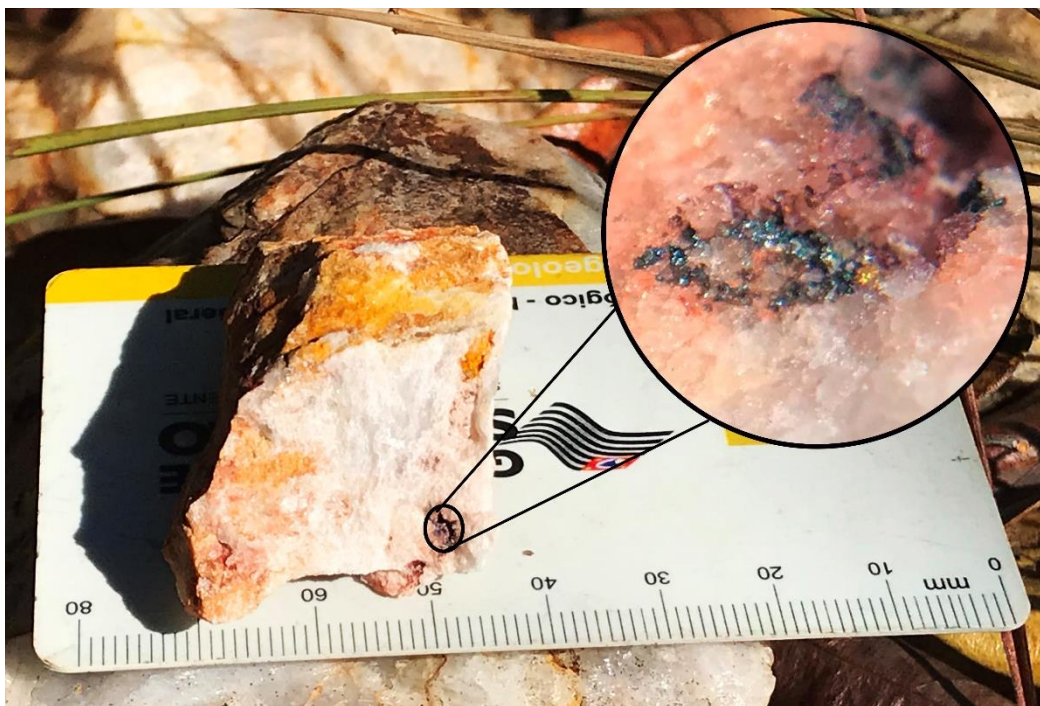
Garimpos, cavas e pequenas empresas de mineração evidenciam o potencial econômico na exploração de ouro do distrito de Monte do Carmo. Na literatura são descritas inúmeras ocorrências auríferas hospedadas em veios de quartzo em corpos graníticos, xistos, paragneisses e milonitos. O sienogranito do Carmo 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 (Meireles, 1995) e inseridos em zonas de cisalhamento com foliações NE-SW e NW-SE, onde a mineralização se concentra nas bordas das venulações (Figura 53). A ocorrência se encontra no limite das subáreas II e VII, encaixada no Granito Torre e nas rochas da Sequência Metassedimentar Formação Morro do Aquiles.

Figura 53. Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.



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.

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 & Alves, 2017). As mineralizações relacionadas aos gonditos estão presentes nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X, XI e XV.

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.

Minerais e rochas industriais

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.

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.

Rochas ornamentais e 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 porfirítica gerada pela presença de fenocristais de K-feldspato. As rochas conglomeráticas da Sequência Metavulcanossedimentar 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 Ocorrências e Potenciais Minerais subárea XVIII

Ouro

A principal ocorrência aurífera na área XVIII consiste de uma antiga cava de garimpeiros, denominada Fofoca, localizada a cerca de 30 km ao sul de Porto Nacional, com acesso pela TO-458, que liga Porto Nacional a Ipueiras. As ocorrências de ouro que envolvem esse alvo estão inseridas em rochas de composição granítica da Suíte Ipueiras, que se encontram foliadas, milonitizadas e hidrotermalizadas. Estruturalmente, a área é transposta por uma zona de cisalhamento NE (Zona de cisalhamento Mutum), de aproximadamente 60km de comprimento por 400m de largura. A mineralização está alojada em veios e vênulas de quartzo, com forte alteração hidrotermal associada.

A cava principal encontrada possui dimensão de mais de 50 metros de comprimento, por aproximadamente 3 de largura e 15 de profundidade, e foi construída

sobre as zonas cisalhadas, onde prevalecem milonitos e filonitos carbonáticos ricos em veio de quartzo (Figura 54). Observando a técnica utilizada pelos garimpeiros na lavra do alvo, sugere-se que os maiores teores estão relacionados às bordas dos veios e à interface de contato do veio com a encaixante.

As rochas encaixantes, metagranitos, estão milonitizadas, caracterizadas como ultramilonitos a filonitos carbonáticos, sempre associados a veios de quartzo auríferos. Os sulfetos associados à mineralização ocorrem em pequena quantidade, disseminados, raramente maciços. A paragênese principal de sulfetos é Au+Aspy+Py e Au+Gal+Sph+Py. De forma geral, os veios de quartzo aparecem concordantes com a foliação, embora não sejam raras vênulas sulfetadas discordantes, muitas vezes anastomosadas.

Figura 54. Cava do alvo Fofoca em zona de cisalhamento de direção N30E, onde ocorrem milonitos carbonáticos e discretas bandas filoníticas, associados a veios de quartzo anastomosados auríferos. Em detalhe, amostra de milonito carbonático retirado de dentro da cava.



No minério fresco, ouro livre pode ser encontrado nos veios de quartzo ou como inclusões na pirita. Em fácies mais intemperizadas, Au livre pode ser encontrado dentro de *boxworks*, formados a partir da oxidação da pirita. Classifica-se essa ocorrência como uma mineralização epigenética, de natureza hidrotermal, fortemente controlada estruturalmente (Carvalho et al. 1988; Stein et al. 1976). O teor médio retirado pelos garimpeiros desse alvo alcança até 2.3 g/ton (Relatório Alvo Fofoca, Monte Sinai LDTA, 1996).

Areia

Considerada como um produto básico para as indústrias e para a construção civil, as areias quartzosas presentes na área são provenientes dos depósitos aluvionares localizados nas proximidades do Rio Tocantins. A quantidade desse material na região aumentou consideravelmente após a construção da Barragem Luís Eduardo Magalhães, em 2002.

Perfis de areia de mais de 10 metros de espessura foram observados na região, revelando um alto potencial para esse material. As empresas que já atuam na área, retiram o material principalmente por dragagem (Figura 55). Alternativamente, os quartzitos Sequência Metassedimentar Indiferenciada também seriam fontes consideráveis de areia.

Entre os principais usos desse material encontram-se: fabricação de vidros, fabricação de refratários e de cimento, fabricação de ácidos e fertilizantes, faturamento hidráulico para recuperação secundária de petróleo e gás, entre outros. O uso da areia quartzosa analisa especificações das propriedades físicas e químicas para determinar sua finalidade (Luz & Lins, 2005).

Figura 55. A) e B) Exploração de areia na área XVIII, com aproximadamente dez metros de espessura de areia média, lavada, com dragagem.



Cerâmica

Fontes de feldspato potássico alternativas têm sido exploradas, e uma dessas fontes são corpos ricos nesse mineral. Na Área XVIII, tem-se abundância de meta-sienogranitos, de granulação média, com grande proporção de feldspato potássico (~40%). Esses metagranitos podem atuar como uma fonte alternativa economicamente viável para esse mineral. Afloram próximo à TO-458, importante via que dá acesso a outros estados da região centro-oeste.

O crescimento no consumo de feldspato está dominado pelas indústrias de revestimento cerâmico e de coloríficos. Esse aumento pela demanda de feldspato deve-se ao desenvolvimento do processo de produção de porcelanato que usa, na massa cerâmica, cerca de 60% de feldspato (Luz & Lins, 2005). As indústrias de cerâmica e vidro representam os principais campos de aplicação do feldspato. Usa-se também o feldspato como carga funcional e extensor, nas indústrias de tinta, plástico e borracha. Não se trata de um uso tradicional, mas se tem mostrado que, com o uso de feldspato, é possível melhorar o desempenho desses produtos.

Manganês

As ocorrências de formações manganíferas se dão de forma pontual, ao extremo norte da subárea XVIII, no contato com a subárea XV (Figura 56). As ocorrências de manganês se encontram sob a forma de faixas orientadas segundo a estruturação regional, com atitude geral N30-40E, em zonas de cisalhamento. O minério ocorre na forma de blocos dispersos e tem coloração cinza escuro a preto. Possui níveis de quartzo intercalados, normalmente com minério amorfo.

O relatório da folha Porto Nacional, apresentado pela Ribeiro & Alves (2017), apresenta teores de Mn com medidas homogêneas e média de 22% de MnO. A gênese da ocorrência é interpretada como enriquecimento supergênico de protominério causado por percolação de fluidos, e facilitada pela flutuação do nível freático.

Figura 56. Rocha rica em Mn, preta azulada, maciça, com níveis de quartzo presente.



Capítulo 7. Evolução Geológica e Discussões

7.1 Evolução geotectônica

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

Dentre estes eventos, dois ciclos orogênicos têm elevada relevância para a evolução tectônica da região: Ciclo Riacciano (2.3-2.05Ga) e Ciclo Brasileiro (0.84 – 0.49 Ga) (Brito Neves et. al., 2014).

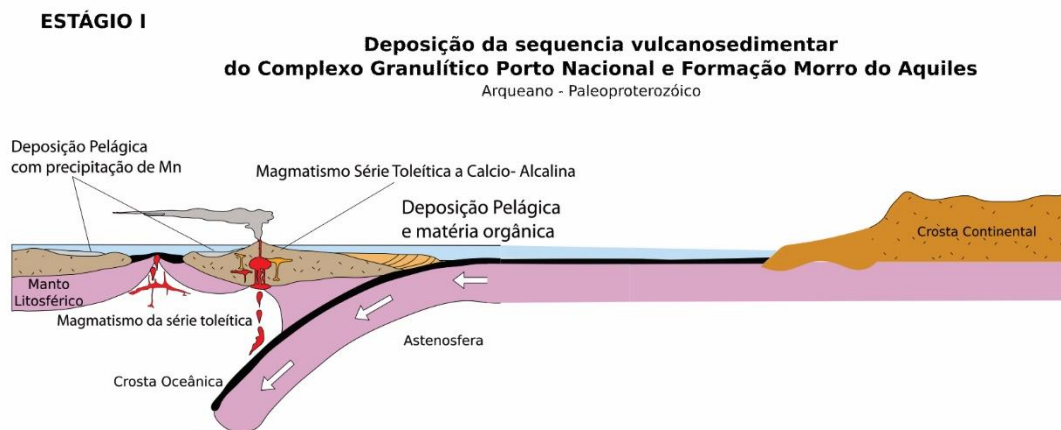
O grande gradiente metamórfico na área do projeto ocorre em função de dois eventos orogênicos espacialmente justapostos. O Ciclo Riacciano envolve os estágios I e II e é responsável pelo metamorfismo em fácies anfíbolito a granulito nas rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. O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

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

No paleoproterozoico, entre 2.20 e 2.12 Ga (Gorayeb et al. 2000), houve a formação das sequências vulcanossedimentares que atualmente são nomeadas como Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles, formadas em ambiente de arco de ilha (Figura 57), visto que os protólitos da unidade ortoderivada do Complexo Porto Nacional compõem uma série magmática contínua de basaltos a dacitos (Gorayeb, 1996).

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

Figura 57. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I.

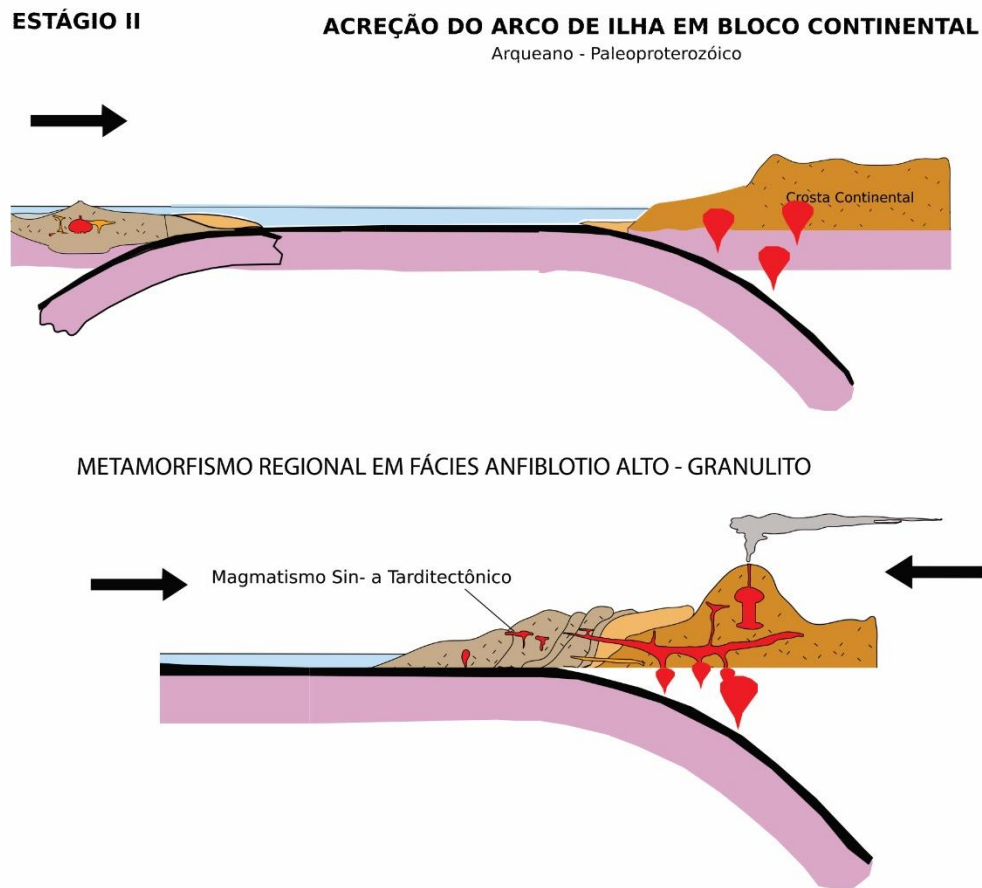


Estágio II – Orogênese Riacciana - 2.10 a 2.05 Ga

A manutenção do campo de tensões compressivas do estágio I resultou na gênese de um orógeno acrecionário envolvendo a colisão do arco de ilha com um paleocontinente. O amalgamento resultou em metamorfismo em fácies anfibolito a granulito do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles em 2.1 Ga (Gorayeb et. al. 2000). Os granitos Torre, Manduca e Santana, sin- a tardi-orogênicos, foram gerados durante a colisão; o caráter peraluminoso, a fácies metamórfica anfibolito e a deformação imposta evidenciam o ambiente tectônico e a cronologia da formação destes corpos (Figura 58).

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

Figura 58. Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio II.



A Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada carece de dados geocronológicos. Por isso, não se sabe em qual estágio ela poderia se encaixar dentro do contexto tectono-estratigráfico do projeto. Interpreta-se aqui, que ela tenha se formado entre o Mesoproterozoico e o Neoproterozóico, em um ambiente de plataforma marinha rasa, com vulcanismo associado.

Estágio III – Ciclo Brasileiro – 840 a 490 Ma

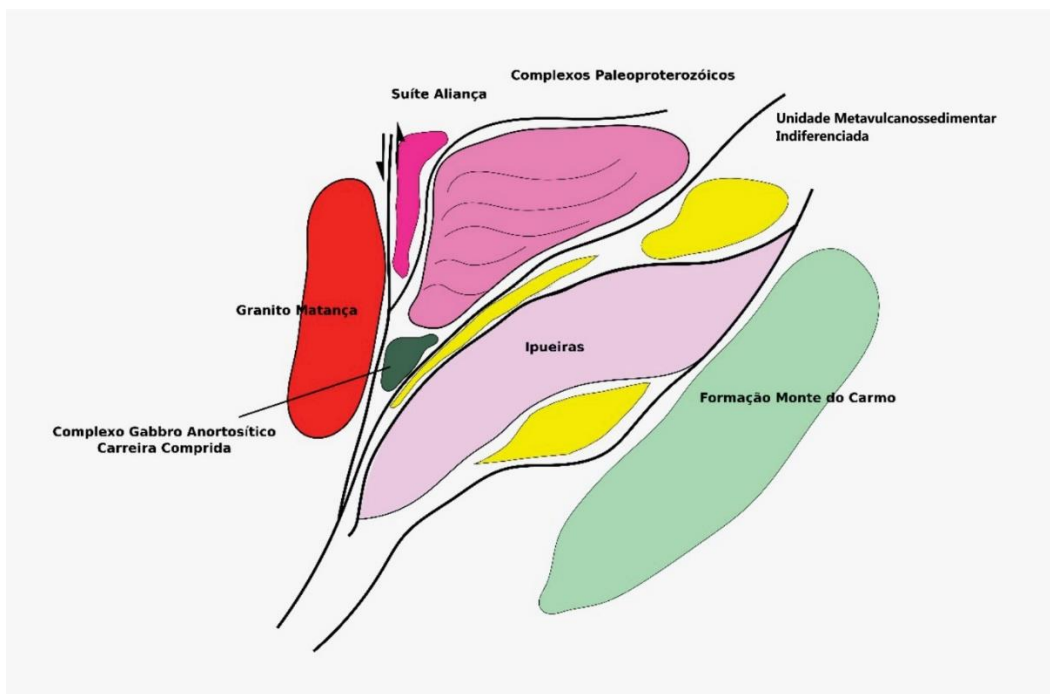
A colagem orogênica Brasileira foi dividida em quatro pulsos distintos: a) eocriogeniana (840 – 750Ma); b) tardicriogeniana-eoediacarana (650 – 590 Ma); c) eo-médio ediacarana (ca. 590 – 560 Ma) e d) orogênese cambriana (530 – 490 Ma) (Brito Neves et al. 2014). De modo que, para o contexto do projeto,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

com idades mais jovens que 600 Ma e as influências do quarto pulso, orogenia cambriana (530-490 Ma), cuja relação se estabelece com as intrusões máfica ultramáficas.

O Ciclo Brasileiro afetou as rochas pertencentes a todo o conjunto mapeado no projeto, reorientado e sobrepondo as estruturas previamente deformadas durante o Ciclo Riachão. A deformação nesse estágio foi responsável pelas feições de retrometamorfismo nas rochas paleoproterozóicas, e metamorfismo nas unidades mais jovens para fácies anfibólito, relacionadas com a exumação destas para níveis crustais mais rasos, assim como também metamorfismo em fácies xisto verde de rochas formadas no Neoproterozoico. Durante o final deste ciclo se desenvolveram grandes falhas transcorrentes, que regionalmente são dextrais, mas na área do projeto apresenta cinemática sinistral. Tais transcorrências estão alinhadas na direção NE/SW e relacionadas ao Lineamento Transbrasileiro.

Dessa forma, no arcabouço estrutural da região, há lado a lado unidades tectônicas paleoproterozóicas metamorfizadas em fácies granulito e anfibólito alto e unidades neoproterozóicas em fácies xisto verde, separadas por zonas de transcorrência predominantemente NE (Figura 59).

Figura 59. Desenho esquemático do quadro tectônico da região do Projeto Monte do Carmo.



As unidades neoproterozóicas no contexto do Projeto Monte do Carmo compreendem rochas das Suítes Lajeado, Matança e Gabroanortosítica Carreira

Comprida, cujas intrusões poderiam estar relacionadas ao alívio de tensão ao longo das zonas de cisalhamento dúcteis extensionais (Hutton et al. 1990).

A Formação Monte do Carmo é uma sequência vulcanossedimentar bastante controversa, inicialmente colocada como paleoproterozoica ou mesoproterozoica (Costa et al. 1984; Gorayeb et al. 2000) e recentemente atribuída ao Neoproterozoico (Saboia et al. 2009).

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

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

Estágio IV – Bacia do Parnaíba

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

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

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

Em contato gradacional com a Formação Jaicós, encontra-se a Formação Itaim (Grupo Canindé). Esta unidade litoestratigráfica é caracterizada como a zona transicional entre as formações Jaicós e Pimenteiras. Devido as exposições sub-verticais na Bacia

do Parnaíba e sua pouca expressiva espessura (aproximadamente 40 m), diversos autores (Vaz et al, 2007; Ribeiro & Alves; 2017) optam por incluir esta unidade, cartograficamente, na base da Formação Pimenteiras.

A associação de fácies para a Formação Itaim revela um ambiente de *shoreface* médio/inferior caracterizado pela ação de fluxos oscilatórios que imprimem estruturas do tipo *swaley* e *hummocky cross stratification*. Características de um sistema plataformar marinho raso dominados por ondas de tempestade.

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

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

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

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

Estágio V – Diques Máficos

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

7.2 Discussão

O mapeamento realizado em escala de 1:50.000 no âmbito do Projeto Monte do Carmo (PMC) engloba terrenos de alto grau granito-gnaissícos paleoproterozóicos representados pelo Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Plutônica Ipueiras, Suíte Vulcânica Santa Rosa e plutônicas sin a tardi-tectônicas. O Neoproterozoico é representado pelas sequências metavulcanossedimentares Formação Monte do Carmo e Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada, intrusões máfico-ultramáficas e granitogênese da Suíte Lajeado e Suíte Aliança. Recobrimo essas unidades ocorrem os sedimentos da Bacia do Parnaíba e os depósitos lateríticos e aluvionares recentes.

Algumas mudanças cartográficas foram realizadas no mapa do Projeto Monte do Carmo (Figura 60) em relação à literatura existente da região e, principalmente, ao mapa da CPRM (Ribeiro & Alves, 2017). A mais perceptível foi a presença das coberturas detríticas e lateríticas no mapa do PMC, onde optou-se por representá-las devido a sua expressiva representatividade na região.

Em relação as unidades do embasamento paleoproterozóico, representadas por sequências metavulcanossedimentares submetidas a diferentes condições metamórficas, Gorayeb (1996) agrupa os litotipos do embasamento em duas unidades litoestratigráficas: **Complexo Porto Nacional (CGPN)** e **Formação Morro do Aquiles (FMA)**. Já Ribeiro & Alves (2017) agrupam todos os tipos petrográficos antes divididos, em uma única unidade, o Complexo Granulítico Porto Nacional. O Projeto Monte do Carmo adota a subdivisão proposta pelo primeiro autor.

Figura 60. Comparação entre o mapa geológico desenvolvido pelo Projeto Monte do Carmo, o mapa desenvolvido por Gorayeb (2013) e o mapa confeccionado pela CPRM (Ribeiro & Alves., 2017).

Com uma grande densidade de dados de campo e análises petrográficas é possível separar estas unidades principalmente a respeito o seu grau metamórfico. O CGPN apresenta paragêneses e texturas indicativas de fácies granulito com retrometamorfismo em fácies anfibolito a xisto verde, enquanto a FMA apresenta principalmente assembleias indicativas de fácies anfibolito. É possível que estas sequências metavulcanossedimentares representam fácies diferentes de uma mesma bacia sedimentar paleoproterozóica metamorfizada em níveis crustais distintos.

Outra mudança cartográfica significativa foi em relação a Suíte Vulcânica Santa Rosa, anteriormente demarcada apenas no entorno da cidade de Monte do Carmo, correlacionada ao granito Monte do Carmo. As rochas vulcânicas dessa suíte foram mapeadas também na porção sul do projeto, relacionadas ao granito Areias da Suíte Ipueiras. Entretanto, ainda continua em aberto a relação entre a Suíte Santa Rosa e as rochas plutônicas da Suíte Ipueiras. Diversos autores na literatura (Barradas et al., 1992; Sachett et al., 1996; Saboia, 2009) já discutiram a possibilidade de se tratarem de um mesmo evento ígneo, ideia que recentemente foi reforçada por nova datação feita por Saboia (2009) em rochas vulcânicas da Suíte Santa Rosa, que obtiveram idades de ~2,1 Ga, muito próximas a granitogênese da Suíte Ipueiras.

Nas áreas a sul do projeto, as rochas vulcânicas encontram-se, em mapa, representadas no meio e cortando os granitos da Suíte Ipueiras. Já mais a norte/nordeste do projeto, elas ocorrem na borda do granito Monte do Carmo. Assumindo a premissa que essas rochas se originaram de um mesmo evento, interpreta-se que a sul, a Suíte Vulcânica Santa Rosa manifeste-se como unidades vulcânicas/hipoabissais que caracterizam condutos vulcânicos alimentadores desse sistema plutono-vulcânico. A relação de corte entre essas unidades não é mais primária e se dá através de contato tectônico manifestado por zonas de cisalhamento transcorrentes.

Ainda permanece conflitante a interpretação acerca da descrição litológica e nomenclatura estratigráfica das rochas metassedimentares e metavulcânicas associadas que constituem as serras de direção NE a sudeste de Porto Nacional (Serra Manuel do Carmo) e a sul de Monte do Carmo. Nesse trabalho, optou-se pela individualização dessas rochas em **Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada (UMI)**, que outrora fora cartografada como **Formação Monte do Carmo** (Frasca, 2010; Ribeiro & Alves, 2017, CPRM, 2017) e **Grupo Natividade** (Costa et al., 1982; Gorayeb, 1996; Saboia, 2009). Por não apresentar características suficientes que a caracterize como nenhuma das unidades acima citadas, optou-se por diferencia-la em uma nova sucessão

metavulcanossedimentar. Dessa forma, essa unidade foi cartografada no centro-sudeste da área do projeto, enquanto que a Formação Monte do Carmo ficou restrita apenas ao extremo sudeste da área e o Grupo Natividade não apresentou continuidade na região. Os motivos que dificultaram o enquadramento estratigráfico dessa unidade e motivaram a sua individualização foram:

- ❖ O Grupo Natividade apresenta carbonatos na base e intercalados na sua sequência. Já na área do projeto, não foram mapeadas rochas dessa natureza.
- ❖ Não há vulcanismo que correlacione o Grupo Natividade a essa unidade metavulcanossedimentar, dificultando o seu enquadramento em tal grupo litoestratigráfico.
- ❖ A Formação Monte do Carmo possui predominantemente conglomerados polímiticos, enquanto que na UMI, os conglomerados mapeados são monomíticos e raramente oligomíticos;
- ❖ A sucessão sedimentar da Formação Monte do Carmo é composta essencialmente de rochas psamo-pelíticas, já a UMI é composta predominantemente por quartzitos;
- ❖ A Formação Monte do Carmo não se encontra metamorfizada, enquanto que a UMI está em fácies xisto verde.

Sobre o ambiente de deposição dessa unidade, a partir das suas litofácies (metapsamítica, metapelítica, metapsefítica, metapasmítica argilosa e metavulcânica) e das estruturas sedimentares vistas em campo (marcas de onda, estratificação plano-paralela, cruzada tabular e cruzada tangencial), interpreta-se que ela tenha se depositado em plataforma marinha rasa, com vulcanismo associado.

Outra mudança em relação ao mapa feito pela CPRM foi o mapeamento de **intrusões máfica-ultramáficas** do grupo II, descritas por Lima (2008). Anteriormente, somente as intrusões do grupo I haviam sido representadas no mapa da CPRM da região, e inclusas na **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**. Nesse trabalho, foram mapeadas as intrusões São Domingos, VE3 e também foi proposto um novo corpo máfico-ultramáfico, denominado de Intrusão Marimbondo, localizado a leste na área do projeto.

Foi feita a individualização de **corpos graníticos sin- a tardi-tectônicos** intrusivos na Formação Morro do Aquiles, que ainda não haviam sido recebido destaque na literatura. Os maciços graníticos peraluminosos teriam sido gerados a partir da fusão

parcial da crosta, durante o evento colisional que metamorfozou a Formação Morro do Aquiles e o Complexo Porto Nacional. Propõe-se neste projeto que tais corpos sejam reunidos em uma única suíte, pois são muito similares entre si.

Capítulo 8. 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.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. Earth Sci. Rev., n.17, p.1-29, 198.

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.

ALVARENGA, C. J. S.; MOURA C. A. V.; GORAYEB P. S. S.; ABREU F. A. M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. 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. 2012. 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.

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, J. B. 2001. Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações. CPRM/SGB, Salvador, p.144-147.

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.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. 2013. 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.

BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A.; GOMES, F. A., HELMBOLD, R. 1996. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro: DNPM.

BARRADAS, J. A.; LAFON, J. N.; KOTSCHOUBEY, B. 1992. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da Região de Monte do Carmo – Porto Nacional, Tocantins. Novos Resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, SP, p.182-183.

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.; MONTAVALÃO, R. M. G.; SOUZA, A. M. S. 1981. Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTROOESTE, 1, pp.363-375.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; & GONÇALVES, J. H. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. CPRM.

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.

CARVALHO, W. T.; BOTELHO, L. C. A.; CUBA, E. A. 1988. Pequena Mineração de Ouro em Pontal. Brasil Mineral, 57: 34-38.

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.

CHAVES, C. L. & GORAYEB, P. S. S. 2007. Caracterização geológica, petrográfica e litogeoquímica dos granitos tipo A da região de Lajeado-Palmas-Porto Nacional-Ipueiras (TO). In: XI Congresso Brasileiro de Geoquímica, Atibaia. Anais XI Congresso Brasileiro de Geoquímica - Atibaia. Rio de Janeiro: SBG, v. 1. p. 10-14.

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.

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, L.A.M. & ANGEIRAS, A.G. 1971. Geosynclinal evolution of the Epi-Baykalian Plataforma of Central Brazil. *Geol. Rundschau*, 60(3): p1024-1050.

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.; MOSSMAN, R.; OLIVEIRA, T. F. de; SILVA, W. G. da. 1976. Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco. PROSPEC/DNPM, Rel. Final.

COSTA, J. B. S. 1982. Projeto Porto Nacional: Relatório Final. UFBA. Belém. p.104.

COSTA, J. B. S. et al. 1983. Projeto Paraíso do Norte. Belém: MEC/UFPA/CVRD, p. 125.

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.; LEMOS R. L.; MARTINS J. P. A.; BELTRÃO L. F.; GÓES A. M., HASUI Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional. *Rev. Bras. Geoc.*, 14:3-11.

COSTA, J. B. S. 1985. Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás, Belém, 210p. 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.

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.

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

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J. T.; GRANDCLAUD, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element

analyses—its relationships with current nomenclature. *Chemical geology*, 29(1-4), pp.183-210.

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

DIRETORIA DE PESQUISA E INFORMAÇÕES ESTADÍSTICAS. Base de Dados Geográficos do Tocantins - atualização 2012. Palmas, SEPLAN/DPIE, janeiro/2012. CD-ROM. (Atualização de arquivos em escala 1:1.000.000 da Base de Dados Geográficos do Tocantins). Organizado por Rodrigo Sabino Teixeira Borges e Paulo Augusto Barros de Sousa.

FERREIRA, L. A. 2003. A geração de energia elétrica e os impactos socioambientais causados às populações rurais: a construção da Usina Hidrelétrica Luis Eduardo Magalhães. Monografia (Especialização em Planejamento e Gestão Ambiental) - Fundação Universidade do Tocantins, Palmas.

FERREIRA, F.J.F. 2016. Gamaespectrometria Aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica (Dissertação de Doutorado, Universidade Federal do Paraná).

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

FRASCA, A. A. S.; LIMA, H. A.; MORAES, L. L. D.; RIBEIRO, P. S. E. 2010. Geologia e recursos minerais da folha Gurupi: folha SC. 22-ZD.

FROST, B. R.; BARNES, C. G.; COLLINS, W. J.; ARCULUS, R. J.; ELLIS, D. J.; FROST, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, 42(11), pp.2033-2048.

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

FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; PIMENTEL, M. M.; BOTELHO N. F.; JUNGES, S. L.; HOLLANDA, M. H. B. M.; ARMSTRONG, R. 2002. Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb. SBG, Congr. Bras. Geol, 41, 308.

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

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

GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V.; ARCANJO S. H. S. 2000a. Granitogenesis events in the Porto Nacional – Palmas – Paraiso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: Internat. Geol. Congr. 31., CD ROM.

GORAYEB, P. S. S.; MOURA C. A. V.; BARROS G. R. 2000b. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional highgrade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. Rev. Bras. Geoc., 30:190-194.

GORAYEB, P. S. S.; MOURA C. A. V.; CHAVES C. L. 2001. A granitogênese neoproterozóica no setor setentrional da Província Tocantins: implicações para redefinição da Suíte Lajeado. In: SBG NO. Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Boletim de Resumos Expandidos, CD-Rom.

GORAYEB, P. S. S.; MOURA, C. A. V. 2002. Idades modelo TDM dos granulitos de Porto Nacional-TO. SBG, Congr. Bras. Geol, 41, p.30.

GORAYEB, P. S. S.; CHAVES, C. L.; MOURA, C. A. V.; DA SILVA LOBO, L. R. 2013. 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.

GUNN, P. J.; DENITITH, M.C. 1997. Magnetic responses associated with mineral deposits. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics. 17(2): 145-158.

HASUI, Y.; TASSINARI, C. C. G.; SIGA JR, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F. D.; KAWASHITA, K. 1980. Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológicogeotectônico. In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia (Vol. 31, pp. 2-659).

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.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. 1984. 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.

HASUI, Y & MIOTO, J.A. 1988. A zona sismogênica de Porangatu-GO. 35º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, 5: 2173-2186.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; GORAYEB, P. S. S.; LEMOS, R. L.; GAMA JR. T.; BEMERGUY, R. L. 1994. Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, RJ, Anais, p. 2220-2230.

HIRTH, G.; TULLIS, J. 1994. The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B6), pp.11731-11747.

IRVINE, T. N. J.; BARAGAR, W. R. A. F. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), pp.523-548.

JOST H.; CHEMALE JR, F.; FUCK, R. A.; DUSSIN, I. A. 2013. Uvá 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.; SABLUSKOV, S. M.; SABLUSKOVA, 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.

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

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, A. B. D.; LINS, F. A. F. 2005. Rochas & minerais industriais: usos e especificações. CETEM/MCT.

MAIA, J. G. D. A. 2016. Caracterização da mineralização aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta, município de Monte do Carmo (TO). Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, UnB.

MAMEDE, L.; ROSS, J. L. S.; SANTOS, L. M. 1981. Geomorfologia in: Brasil. Departamento nacional de Produção Mineral. Folha SC.22 Tocantins: geologia,

geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 1981. il. v.22. p.21-196 (Levantamento de Recursos naturais, 22).

MARINI, O. J.; FUCK, R. A.; DANNI, J. C.; DARDENNE, M. A.; LOGUERCIO, S. O.; RAMALHO, R. 1984b. 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.

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.

MEIRELES, H. P.; Xavier, R. P.; HASUI, Y.; KOTSCHOUBEY, B. 1995. Geologia e ocorrências auríferas da área do Morro do Lajeado, Porto Nacional - TO Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará.

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. 1996. Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas. In: SBG, Congresso Brasileiro De Geologia, 39., Salvador. Salvador: SBG, 1996. v.6, p.31-34.

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

PALERMO, N. 1988. Geologia e Mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás. Dissertação de mestrado, Rio de Janeiro, UFRJ, 139p.

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.; 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. 1998. 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.

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

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

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.

PINHO, C. M. D.; RENNÓ, C. D.; KUX, H. J. H. 2005. Avaliação de técnicas de fusão aplicadas à imagem Quickbird. INPE, Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Anais, p. 4225-4232.

PRAXEDES, I. F. 2015. 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.

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.

RELATÓRIO ALVO FOFOCA, Monte Sinai LDTA, 1996.

RIBEIRO, V. B.; MANTOVANI, M. S.; LOURO, V. H. A. 2014. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. *Terra Didática*, 10(1): 29-51.

RIBEIRO, P. S. E.; ALVES, C. L. 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, escala 1:250.000. 484p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, p 25-28.

SABOIA, A. M. 2009. 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.

SACHETT, C. R. 1996. 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.

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

SCHOBENHAUS, F.C. 1984. Geologia do Brasil. In: Geologia do Brasil. DNPM.

SHAND, S.J. 1943. Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorites (No. 552.1 S43 1943).

SLACK, J.F.; SHAW, D.R.; LEITCH, C.H.B.; TURNER, R.J.W. 2000. Tourmalinites and cotecules from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit and vicinity, British Columbia: geology, geochemistry, and genesis apud DREHER, A. M, FRAGA, L. M, RAGATKY, D, GRAZZIOTTON, H, REIS, N. J. 2009. O Grupo Cauarane na folha vila de Tepequém – Roraima. Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, Manaus, Amazonas.

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

STEIN, J. H.; COSTA, L. A. M.; BATISTA, M. B.; SILVA, W. G. 1976. Projetos Leste do Tocantins/Oeste do São Francisco – Relatório Final – Fase-V-v.Ib. Petrópolis, DNPM/Prospec. 257 p.

STIPP, M.; STUNITZ, H.; HEILBRONNER, R.; SCHMIDT, S. M. 2002. Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. Geological Society, London, Special Publications, 200(1), pp.171-190.

STRIEDER, A. J.; GOTTARDO, E.; CUNHA, F. S. S.; BINNOTO, 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.; REZENDE, N. G. A. M.; WANDERLEY FILHO, J. R.; TRAVASSOS, W. S. 2007. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 15(2), pp.253-263.