



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

**BÁRBARA OLIVEIRA DE REZENDE
IRENE MARIEL URDAPILLETA RODRIGUEZ**

**PROJETO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
PROJETO MONTE DO CARMO – TO
ÁREA XV**

BRASÍLIA/DF 2018

FOLHA DE APROVAÇÃO
PROJETO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
PROJETO MONTE DO CARMO – TO
ÁREA XV.

Autor: Bárbara Oliveira de Rezende

Irene Mariel Urdapilleta Rodriguez

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:

Elton Luiz Dantas - Orientador
Professor da Universidade de Brasília - UnB
Doutor em Geologia Regional - UNESP

Edi Mendes Guimarães - Membro
Professora Adjunta da Universidade de Brasília - UnB
Doutora em Geologia - UnB

Isabela Moreno Cordeiro de Sousa – Membro
Aluna de Doutorado da Universidade de Brasília - UnB
Mestre em Geologia – UnB

Brasília-DF, 03 de Dezembro de 2018.

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

**BÁRBARA OLIVEIRA DE REZENDE
IRENE MARIEL URDAPILLETÁ RODRIGUEZ**

**PROJETO MONTE DO CARMO – TO
ÁREA XV.**

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

ORIENTADORES

Elton Luiz Dantas (coordenador)

Adriana Horbe

Elder Yokoyama

Eliza Nunes Peixoto

Federico Alberto Cuadros Jiménez

Jeremie Garnier

Luís Gustavo Ferreira Viegas

Natália Hauser

Nilson Francisquini Botelho

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues

BRASÍLIA/DF

2018

DEDICATÓRIA

AGRADECIMENTOS

Meu maior agradecimento é a texto texto texto texto.

Obrigada a todos que contribuíram direta ou indiretamente, agradeço de coração, é muito bom ter pessoas maravilhosas como vocês ao meu lado. Enfim... Obrigada a todos!

RESUMO

Este relatório é um dos produtos finais do trabalho de conclusão de curso dos alunos de graduação em Geologia da Universidade de Brasília desenvolvido ao longo do ano de 2018. O relatório em questão é resultado da concretização do Projeto Monte do Carmo que teve como objetivo realizar um mapeamento de uma área de 2.440 Km² localizada na região entre as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo, situadas na porção central do estado do Tocantins e confeccionar um mapa geológico em escala 1:50.000. O projeto contou com a participação de 44 alunos divididos em 21 áreas e é de grande relevância para o detalhamento da cartografia existente da região. A área de estudo encontra-se inserida na Província Tocantins e abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba. A leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, os limites do Cráton Amazônico. Para a realização deste projeto fez-se um levantamento bibliográfico preliminar, processamento de dados de sensores remotos e de dados aerogeofísicos, produtos de suma importância para a aquisição de dados estruturais e petrográficos em campo. A correlação e interpretação de todos os produtos e dos dados obtidos em campo, permitiu a proposição de hipóteses e sugestões acerca do metamorfismo, eventos deformacionais, potencial econômico da região e evolução geotectônica. Os produtos finais do Projeto foram a elaboração do mapa geológico integrado e do presente relatório, que contém a descrição dos aspectos geológicos da área, as litologias, geologia estrutural, potencialidade econômica e evolução tectônica.

Palavra-Chave: Transbrasiliano, Complexo Granulítico Porto Nacional, Projeto Monte do Carmo, Ouro, Bacia do Parnaíba, Formação Morro do Aquiles.

ABSTRACT

This report is one of the products of the final assessment of the undergraduate degree in Geology of the University of Brasilia developed during the year of 2018. This report is the result of Monte do Carmo Project which had the objective of mapping an area of 2,395Km² located in the region between the cities of Porto Nacional and Monte do Carmo, situated in the central portion of the state of Tocantins, in addition, producing a geological map in a scale of 1: 50,000. It relied on the participation of 44 students divided into 21 smaller areas. This Project is of great relevance for improving and detailing the cartography that already exists on the region. The study area is located in the Tocantins Province and covers the southern border of the Parnaíba Basin. To the east, but outside the area, is the boundary of the São Francisco Craton, and to the west, the limits of the Amazon Craton. To accomplish this project, a preliminary bibliographic survey was performed, data processing of remote sensors and aerogeophysical data, were analyzed, which were of great importance for the acquisition of structural and petrographic data on field. The correlation and interpretation of all products and data obtained in the field allowed the creation of hypothesis and suggestions about metamorphism, deformational events, economic potential of the region and geotectonic evolution. As a result of this Project an integrated geological map was developed along with the present report, which contains the description of the geological aspects of the area, the lithologies, structural geology, economic potential and tectonic evolution.

Keyword: Transbrasiliano, Porto Nacional Complex, Monte do Carmo Project, Gold, Parnaíba Basin, Morro do Aquiles Formation.

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

Al Alumínio

Anf Anfibólio

ANP Agência Nacional do Petróleo.

Apt Apatita

ASA 3D Amplitude do Sinal Analítico

ASA 3D Amplitude do Sinal Analítico 3D

Bt Biotita

Ca Cálcio

CGPN Complexo Granulítico Porto Nacional

Chl Clorita

CMA Campo magnético anômalo

CMT Campo magnético total

CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais

DB Diques Básicos

DNPM Departamento de Produção Mineral.

DRX Difractometria de raios-x

Dx Derivada Horizontal

Dy Derivada Horizontal

Dz Derivada Vertical

Epi Epidoto

eTh Tório equivalente

eU Urânio equivalente

EUA Estados Unidos da América

FMA Formação Morro do Aquiles

Fe Ferro

GHT Gradiente Horizontal Total

GPS Global Positioning System

Grt Granada

H2O2 Peróxido de Hidrogênio

Hbl Hornblenda

HCl Ácido Clorídrico

HF Ácido Fluorídrico

HNO₃ Ácido Nítrico

IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

ICP-OES Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry

IG-UnB Instituto de Geociências da Universidade de Brasília

Il Ilmenita

K Potássio

Kf Feldspato potássico

Km – Quilômetro

LANDSAT Land Remote Sensing Satellite

LTB Lineamento Transbrasiliano

M Metro

MDE Modelo digital de elevação

MeV Microsonda Eletrônica

MG Maciço de Goiás

Mg Magnésio

Mn Manganês

Ms Muscovita

MW Mega Watts

Na Sódio

NASA National Aeronautics and Space Administration

NASA National Aeronautics and Space Administration

Nd Neodímio

NDWI Normalized Difference Water Index

N-S Direção Norte Sul

OLI The Operational Land Imagery

P Fósforo

Pb Chumbo

PIB Produto Interno Bruto

Plg Plagioclásio

PRNW Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba

Qtz Quartzo

RADAM Projeto Radar da Amazônia

RGB Abreviatura de um sistema de cores aditivas em que o Vermelho (Red), o Verde (Green) e o Azul (Blue)

Rt Rutilo

SGACC Suíte Carreira Comprida

Si Sílica

SII Suíte Intrusiva Ipueiras

SL Suíte Lajeado

Sm Samário

SVSR Suíte Vulcânica Santa Rosa

Srp Serpentina

SRTM Shuttle Radar Topographic Mission

TDM Idade Modelo do Manto Empobrecido

TF Trabalho Final

Th Tório

Ti Titânio

TIRS Thermal Infrared

Tit Titanita

TITL-GHT Inclinação do Sinal Analítico referente ao Gradiente Horizontal Total

Tre Tremolita

TTG Thronbjemito-Tonalito-Granodiorito

U Urânio

U Urânio

UFPA Universidade Federal do Pará

UnB Universidade de Brasília

USGS United States Geological Survey

UTM Universal Transversa de Mercator

Vp Velocidade da onda P

Vs Velocidade da onda S

Zo Zoisita/Clinozoisita

Zr Zircão

ENd Epsilon Neodímio

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Em verde encontra-se delimitado a região de estudo do Projeto Monte do Carmo, dividido em 19 áreas e em vermelho destacada a área XV. Estão indicadas também as principais cidades e as vias de acesso.....	23
Figura 1.2 - Mapa geomorfológico do Projeto Monte do Carmo com de destaque em vermelho da área XV, que é composta pela depressão do Alto Tocantins, Serra Malhada Alta e Serra de Santo Antônio – João Damião (Lopes <i>et al.</i> , 2018).....	24
Figura 1.3 - Mapa de zoneamento de precipitação média anual do Estado do Tocantins com destaque na região de Porto Nacional – TO (Araujo <i>et al.</i> , 2018; SEPLAN/TO, 2017)..	25
Figura 1.4 - Mapa dos domínios hidrológicos do Estado Tocantins (Oliveira, 2009 <i>in</i> SEPLAN, 2008).....	26
Figura 1.5 - Mapa de pedologia do Estado do Tocantins com detalhe na área do Projeto Monte do Carmo (EMBRAPA; Lopes <i>et al.</i> , 2018).....	27
Figura 1.6 - Mapa de vegetação do Projeto Monte do Carmo – TO (Lopes <i>et al.</i> , 2018).....	28
Figura 2.1 - Composição das imagens de aerogamaespectometria do Projeto Monte do Carmo - TO.....	30
Figura 2.2 - Composição das imagens aeromagnéticas do Projeto Monte do Carmo - TO.....	31
Figura 2.3 - Fluxograma simplificada do processamento dos dados orbitais.	32
Figura 2.4 - Fluxograma esquematizando os principais passos do processamento dos dados.....	34
Figura 3.1 - Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.	41
Figura 3.2 - Mapa geológico adaptado de Ribeiro e Alves (2017) com idades geocronológicas extraídas de Gorayeb et al. (2000); Quaresma e Kotschoubey (2001); Gorayeb e Moura (2002); Arcanjo (2002); Chaves et al. (2008); Saboia (2009); Gorayeb et al (2013); Maia (2016) e Ribeiro e Alves (2017).	43
Figura 4.1 - 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.	56

Figura 4.2 - Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos.	56
Figura 4.3 - Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB.	58
Figura 4.4 - a) Afloramento de gondito caracterizado por sua coloração preta e alta densidade. Apresenta foliação com direção $295^{\circ}/75^{\circ}$, concordante com a foliação regional; b) Afloramento de gondito descrito como rocha escura, de alta densidade, composta por quartzo e óxido de manganês, e localmente presença de grafita.	66
Figura 4.5 - a) Gondito preto acinzentado de granulação fina e textura maciça; b) Rocha brechada composta por clastos de tamanhos médios a grossos de quartzito e gondito.	67
Figura 4.6 - a) Afloramento em lajedo da fácies vulcânica intensamente fraturada em pelo menos quatro direções; b) Amostra de riolito de coloração acinzentada apresentando fenocristais de quartzo e feldspato potássico em matriz muito fina.	68
Figura 4.7 - Fotomicrografia em nicois cruzados de rocha plutônica exibindo fenocristais de quartzo com feições de recristalização com extinção ondulante e formação de subgrãos; b) Fotomicrografia de fenocristais de feldspato potássico mostrando microfalha. Além de cristais de quartzo intensamente recristalizados.	69
Figura 4.8 - Relevo ondulado característico da Suíte Plutono-vulcânica Ipueiras; b) Afloramento em lajedo e blocos da Fácies Plutônica da Suíte Ipueiras.	70
Figura 4.9 - a) Amostra de granito cinza da Suíte Ipueiras (TF18-XV-143; UTM: 788689/8790588); b) Granito intensamente alterado com coloração rosa esverdeado; localmente apresenta fluxo cataclástico (circulado em amarelo).	71
Figura 4.10 - a) Fotomicrografia do Granito Ipueiras com nicois paralelos mostrando clastos angulosos a subarredondados em matriz de granulação muito fina; b) Fotomicrografia com nicois cruzados de fenocristal de feldspato potássico intensamente fraturado e alterado, além de cristais de quartzo que exibem fraturas, extinção ondulante e formação de subgrãos.	72
Figura 4.11 - a) Serra Manoel do Carmo com blocos de quartzito da Sequência Metavulcanossedimentar indefinida; b) Afloramento de blocos métricos na base da Serra Manoel do Carmo.	74
Figura 4.12 - a) Amostra de quartzito da SMVSI. A rocha é caracterizada por coloração branca amarelada, alteração vermelha, granulação média e foliação marcada por orientação mineral, tendo como direção $340^{\circ}/75^{\circ}$; b) Os afloramentos ao longo da Serra apresentam várias fraturas, por vezes preenchidas principalmente por quartzo sintaxial com direção preferencial $170^{\circ}/85^{\circ}$	74

- Figura 4.13 - a, b) Fotomicrografia com nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando quartzito médio com foliação marcada por orientação dos cristais de quartzo e orientação dos filossilicatos, além de domínio milimétrico de granulação fina; c,d) Cristais de quartzo de granulação fina a média mostrando formato sigmoidal por deformação de cisalhamento; e, f) Detalhe das moscovitas orientadas no plano da foliação e envolvendo os cristais de quartzo.76
- Figura 4.14 - Vista panorâmica mostrando o relevo plano com morros abaulados caracterizado por ocorrência do Granito Lajeado.....77
- Figura 4.15 - a) Afloramento em lajedo do Granito Aroeira; b) Afloramento em blocos de granitos da Suíte Lajeado – Granito Aroeira.77
- Figura 4.16 - a e b) Granito da Suíte Lajeado com feições de mistura de magma, mostrando um granito mais meso/melanocrático com mais biotita e domínio mais leucocrático com mais quartzo e feldspato; c e d) Afloramento com texturas de mistura de magma com enclaves de formato arredondado e alongado de composição similar, mas de textura mais fina.78
- Figura 4.17 - a) Domínio pegmatítico de feldspatos; b) Rocha de coloração cinza rosado, de granulação fina a média, com composição sienogranítica e textura maciça; c, d) Granito Aroeiras mostrando suave foliação marcada pelas biotitas de direção $230^{\circ}/40^{\circ}$; e) Afloramento mostrando variação na granulação do granito, com domínio fino até grosso; f) Hornblenda monzogranito de coloração rosada, granulação fina e textura maciça.79
- Figura 4.18 -a e b) Fotomicrografia de cristais de hornblenda com hábito e clivagem características em monzogranito (TF18-XV-38); c, d) Granito mostrando cristais de plagioclásio com intensa alteração sericítica no centro marcando um possível zoneamento composicional, com o centro rico em Na-K e as bordas mais ricas em Ca; e, f) Cristais de K-feldspato apresentando pertitas, por vezes alteradas, resultado do rápido resfriamento e instabilidade composicional ou mistura de magma; g, h) Cristais de feldspato exibindo textura poiquilítica englobando cristais menores de quartzo, biotita e outros feldspatos.81
- Figura 4.19 - a) Afloramento em lajedo de dimensões métricas em relevo plano; b) Afloramento em lajedo mostrando capa de alteração diferenciada.82
- Figura 4.20 - Rocha porfirítica com fenocristais de plagioclásio em matriz fina de composição máfica; b) Rocha preta acinzentada com fenocristais de plagioclásio e matriz máfica mostrando suave orientação.....83
- Figura 4.21 -Fotomicrografia: a, I) Visão geral da lâmina mostrando o plagioclásio fortemente alterado para sericita e minerais do grupos do epidoto, além dos piroxênios sendo

substituídos por clinofibrolito. Os piroxênios apresentam textura coronítica formada por granadas anédricas e quartzo; b, II) Clinofibrolitos aciculares com alta birrefringência (2° ou 3° ordem) resultado da substituição dos clinopiroxênios; c, III) Detalhe de granadas anédricas e quartzo junto com anfibólitos com alta birrefringência e alterações para clorita; d e IV) Fenocristal de plagioclásio intensamente substituído mantendo geminação do tipo Lei da Albita.	85
Figura 4.22 - a) Afloramento em paredão do Grupo Canindé, mostrando relevo íngreme sustentado pelas sequências psamo-pelíticas; b) Afloramento na TO-070 exibindo as estruturas de estratificação plano-paralela, estratificação cruzada e bioturbações.	86
Figura 4.23 - a) Afloramento do Grupo Canindé, representado na subárea pelas Formações Jaicós e Pimenteiras. Em amarelo estão marcados os planos da estratificação cruzada, e em vermelho o limite de estrato de sedimentos remobilizado por fluidificação; b) Afloramento da Formação Pimenteiras mostrando estratificação cruzada.	86
Figura 4.24 - a) Abaixo da linha amarela pontilhada ocorrem arenitos de granulometria média a grossa e mal selecionados da Formação Jaicós; b) Estratificação cruzada nos arenitos médios da Formação Jaicós.	87
Figura 4.25 - Marcas onduladas observadas na Formação Pimenteiras. Em amarelo, marca-se a direção das cristas de onda.	88
Figura 4.26 - Amostra de dique básico acinzentado com capa de alteração avermelhada, granulção fina e textura maciça.	89
Figura 4.27 - a, b) Fotomicrografia com nicois paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando granulção fina da rocha, com cristais de plagioclásio alterados para sericita e minerais do grupo do epidoto, além de clinopiroxênios definidos como augita, com intenso processo de cloritização, deixando um aspecto fosco na lâmina; c, d) Cristal de carbonato secundário de granulção média mostrando geminação lamelar.	90
Figura 4.28 - Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.	92
Figura 4.29 - Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.	95
Figura 4.30 - Mapa estrutural da área XV.	96
Figura 4.31 - Afloramento de quartzito, no topo da Serra Manuel do Carmo, com foliação penetrativa de direção 262°/57° com espaçamento de 1 cm. b) Estereograma da foliação regional na Serra Manuel do Carmo produzido a partir de 31 medidas. Evidencia dobramento suave da foliação, com eixo de 62°/289°.	97

Figura 4.32 - Diferentes morfologias da foliação milonítica. Granito Ipueiras milonitizado, ponto TF18-XV-145 (a) e sua respectiva fotomicroscopia (b). A lâmina expõe foliação penetrativa evidenciada por muscovita e clorita, com porfiroclastos de quartzo e feldspato rotacionados. Quartzito milonitizado localizado na porção sul da Serra Manuel do Carmo próximo ao limite com a área vizinha, ponto TF18-XV-121. (a) Amostra com foliação milonítica com planos menos espaçados e pouco friável. (b) Recristalização dinâmica dos cristais de quartzo, regime 2 de temperatura intermediária (teórico 450°-550°C), com formato cristais sigmoidais com extinção ondulante além de redução e rotação dos grãos.97

Figura 4.33 - Dobra fechada de escala da 7 cm, TF18-XV-23. Esquema indica medidas de Sn em laranja e eixos de dobras em setas pretas.....98

Figura 4.34 - Afloramentos indicativos das zonas de cisalhamento que margeiam a Serra. a) Cataclasito associado a rochas da Unidade Metassedimentar. Fluxo cataclástico com porfiroclastos angulosos imersos em uma matriz fraturada. b) Metassiltito fraturado com planos de fratura paralela a Serra.99

Figura 4.35 - Zona de Cisalhamento União. a) Afloramento TF18-XV-156 de quartzo estirado e recristalizado, com plano e lineação de estria e fraturas em par conjugado b) Posicionamento do afloramento e suas respectivas estruturas no dado aeromagnetométrico. c) Fotomicroscopia com cristais de 400 micrometros ao lado cominuição dos grãos. Recristalização dinâmica com migração de borda de grãos de quartzo indicando deformação de T intermediária (450°-550° C)..... 100

Figura 4.36 - Morfologias de fraturas. a) Afloramento TF18-XV-143 o qual afloram metariolitos com fraturas em pares conjugados de *trend* 130° e 73°. b) Afloramento TF18-XV-73 em que aflora granito com vênulas de quartzo singenético com *trend* 330°. c) Afloramento TF18-XV-180, amostra de mão coletada em lavra de garimpo com dois líquidos de preenchendo fraturas, silicático e carbonático. d) Roseta dos Domínios 3 e 4, com medidas de fraturas associadas as zonas de cisalhamento. Indica direção média 108. 101

Figura 4.37 - a) Fraturas em afloramento, no ponto TF18-XV-104, de monzogranito. b) Diagrama de roseta respectivo as fraturas no corpo granítico Aroeira, produzido a partir de 32 medidas, indicando direção predominante 021° - 201° 102

Figura 4.38 - Estrias em bloco solto de 40 cm no topo da serra de quartzito, ponto TF18-XV-26..... 103

Figura 4.39 - Tectonito tipo L encontrado sobre granito Aroeira, tectonicos de feldspatos potássicos de até 3 cm de comprimento. 104

- Figura 4.40 – a) Fotomicrografia da lâmina TF18-XV-70a, mostrando os cristais de quartzo com feições do tipo *bulgin* (BLG) relativo a baixas temperaturas e alta taxa de deformação; b) Fotomicrografia da lâmina TF18-XV-121 representante da SMVSI mostrando feições de recristalização dinâmica característica de *subgrain rotation* (SGR), representando valores intermediários de temperatura e taxas de deformação. 106
- Figura 4.41 - Diagrama NCFMASH para rocha máficas e ultramáfica. Com destaque nos dois diagramas que apresenta a paragêneses da Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida, mostrando metamorfismo na fácies xisto verde alto, transicionando para anfíbolito. 107
- Figura 5.1 - Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Porto Nacional. 109
- Figura 5.2 - Ouro livre encontrado em veio de quartzo na área II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm. 110
- Figura 5.3 - a) Afloramento métrico de gondito, além de diversos blocos de dimensões centimétricas a métricas orientados na direção 300/70; b) Gondito de coloração preto acinzentado mostrando foliação; c) Brecha de quartzito preenchida por fluido oxidado. 114
- Figura 5.4 - a) e b) Brecha com clastos de diversos tamanhos, angulosos de granito esverdeado devido a alteração, e matriz composta por fluidos silicatados e posteriormente carbonatados; c) Amostra de filonito de coloração preta esverdeada, com foliação penetrativa e veios de quartzo; d) Granito Ipueiras intensamente alterado por processo de silicificação e brechação. 115
- Figura 5.5 - a) e b) Trincheira do garimpo IA mostrando o contato do granito intensamente alterado e brechado com o filonito de direção 125°/80°; c) Filito carbonoso do garimpo IB; marcada em vermelho a foliação de direção aproximada 230°/70°. 115
- Figura 5.6 - a) Garimpo encontrado no ponto TF18-XV-90 próximo ao contato entre a Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida e o Granito Aroeira; b) Veios intensamente intemperizados de quartzo com sulfetos. 116
- Figura 5.7 - a) Rocha leucocrática de granulação fina pertencente ao Granito Aroeira; b) Rocha leucocrática com domínios de minerais máficos representando o Anortosito Carreira Comprida intensamente alterado; c) e d) Encaixante dos veios mineralizados mostrando processos de alteração hidrotermal (silicificação). 117
- Figura 5.8 - a) *Feições de mistura de magmas em afloramento do Granito Aroeiras; b) Rocha de coloração rosada, granulação média e estrutura maciça isotrópica pertencente à Suíte Lajeado; c) Domínios pegmatíticos radiais no Granito Aroeiras.* 118

Figura 5.9 - a) Laterito de cor vermelho alaranjado, textura nodular com pisólitos de argilominerías vermelhos e domínios oolíticos; b) Crosta laterítica de coloração amarelada, textura nodular pisolítica com presença de hematita; c) Laterito de cor marrom avermelhado com presença de quartzo de granulometria fina a média e, por vezes, apresentando textura sacaroidal devido a intemperismo; d) Crosta laterítica associada a gonditos. Nesta região ocorrem intercalações mais quartzosas com fragmentos de gondito em matriz de argilominerais. 119

Figura 5.10 - Depósito aluvionar próximo ao Rio Tocantins, que corresponde a areias moderadamente selecionadas, de granulação fina a média, subangulosas e de moderada maturidade composicional. 120

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Dados sobre aquisição dos dados orbitais para mapeamento geológico do Projeto Monte do Carmo.	32
Tabela 2 - Parâmetros das imagens adquiridas para composição.	33
Tabela 3 - Protocolo de preparação de amostras para determinação mineralógica por difratometria de raio-x.	36
Tabela 4 - Método para determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis durante a análise geoquímica.	37
Tabela 5 - Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.	37
Tabela 6 - As unidades previamente descritas junto com suas idades correspondentes e seus respectivos autores.	51
Tabela 7 - Características dos principais domínios magnéticos composicionais.	57
Tabela 8 - Descrição das principais características dos domínios gamaespectométricos do Projeto Monte do Carmo.	59

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	22
1.1	Objetivo.....	22
1.2	Localização e vias de acesso.....	22
1.3	Aspectos fisiográficos.....	23
1.3.1	Geomorfologia.....	23
1.3.2	Clima.....	24
1.3.3	Hidrografia.....	25
1.3.4	Solos.....	25
1.3.5	Vegetação e uso do solo.....	27
2	MATERIAIS E MÉTODOS.....	29
2.1	Etapa pré-campo.....	29
2.1.1	Dados aerogeofísicos.....	29
2.1.2	Dados orbitais:.....	31
2.2	Etapa campo.....	34
2.3	Etapa pós campo.....	34
2.3.1	Estudos petrográficos.....	35
2.3.2	Difratometria de raios-X.....	35
2.3.3	Microsonda eletrônica.....	36
2.3.4	Dados geoquímicos.....	36
3	GEOLOGIA REGIONAL.....	39
3.1	Contexto tectônico e estratigráfico.....	39
3.2	Litoestratigrafia e Geocronologia.....	42
3.2.1	Arcabouço estrutural e geofísico.....	53
4	GEOLOGIA LOCAL.....	54
4.1	Domínios Geofísicos do Projeto Monte do Carmo.....	54
4.1.1	Domínios magnéticos-estruturais.....	55

4.1.2	Domínios gamaespectrométricos.....	58
4.2	Unidades estratigráficas do Projeto Monte do Carmo	60
4.2.1	Complexo Granulítico Porto Nacional	60
4.2.2	Formação Morro do Aquiles.....	61
4.2.3	Rochas plutônicas sin- a pós- tectônicas	61
4.2.4	Suíte Vulcânica Santa Rosa	62
4.2.5	Suíte Intrusiva Ipueiras	62
4.2.6	Suíte Aliança (NP3 γ a)	62
4.2.7	Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida (NP3mca).....	63
4.2.8	Intrusões Máficas-Ultramáficas.....	63
4.2.9	Formação Monte do Carmo.....	63
4.2.10	Suíte Lajeado (NP3 γ 2mt)	63
4.2.11	Suíte Gabro - anortosítica Carreira Comprida.....	64
4.2.12	Bacia do Parnaíba	64
4.2.13	Lateritos (Nqdl)	64
4.2.14	Diques e Soleiras	65
4.2.15	Depósitos Aluvionares.....	65
4.3	Unidades estratigráficas da Área XV	65
4.3.1	Complexo Granulítico Porto Nacional (CGPN).....	65
4.3.2	Formação Morro do Aquiles (FMA)	66
4.3.3	Suíte Vulcânica Santa Rosa (SVSR)	67
4.3.4	Suíte Intrusiva Ipueiras (SII)	69
4.3.5	Sequência metavulcanossedimentar indefinida (SMVSI)	73
4.3.6	Suíte Lajeado – Granito Aroeira (SL)	75
4.3.7	Suíte Gabro - anortosítica Carreira Comprida (SGACC).....	80
4.3.8	Bacia do Parnaíba - Grupo Canindé	84
4.3.9	Diques Básicos (DB)	88

4.4	Geologia estrutural do Projeto Monte do Carmo	91
4.4.1	Geologia estrutural Regional	91
4.5	Geologia estrutural - Área XV	95
4.5.1	Foliações	96
4.5.2	Dobra	98
4.5.3	Zonas de cisalhamento e falhas inferidas	98
4.5.4	Faturas	99
4.5.5	Estrias	102
4.5.6	Tectonitos L	104
4.5.7	Eventos e fases deformacionais	104
4.6	Metamorfismo	105
5	GEOLOGIA ECONÔMICA	108
5.1	Ocorrências e Potenciais Minerais Regionais	109
5.1.1	Ouro	109
5.1.2	Minério de Ferro	110
5.1.3	Manganês	110
5.1.4	Grafita	111
5.2	Minerais e rochas industriais.	111
5.2.1	Feldspatos	111
5.2.2	Agregados	111
5.2.3	Rochas ornamentais e/ou de revestimento	112
5.3	Recursos minerais da Área XV	112
5.3.1	Manganês	112
5.3.2	Ouro	113
5.3.3	Rochas ornamentais ou de revestimento	117
5.3.4	Laterito	117
5.3.5	Areia e seixos	119

6	INTERPRETAÇÃO/DISCUSSÃO.....	121
7	CONCLUSÕES.....	121
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122
8.1	TABELAS DE ANÁLISES GEOQUÍMICAS / MICROSSONDA / EDS / RAIIO-X ETC ETC ETC.....	37

1 INTRODUÇÃO

Este relatório em conjunto com o mapa geológico do Projeto Monte do Carmo – Tocantins, refere-se ao trabalho de conclusão de curso de graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IGD – UnB). Realizado no ano de 2018 sob a coordenação geral do professor Dr. Elton Luiz Dantas e apoio da equipe de professores composta por: Adriana Horbe, Elder Yokoyama, Eliza Peixoto, Federico Quadros, Gustavo Viegas, Jeremie Garnier, Natália Hauser, Nilson Francisquini, e Suzan Pequeno.

Apesar da geologia do Estado do Tocantins ter sido notada por diversos projetos de pesquisa nos últimos anos, poucos estudos sistemáticos de mapeamento geológico de detalhe foram realizados na região de Monte do Carmo (TO). Ribeiro e Alves (2017) mapearam as folhas em escala 1:250.000 contemplando, dessa forma, a área de interesse desse trabalho. Outros projetos de mapeamento de detalhe foram realizados de maneira esparsa no Estado, desenvolvido por 7 trabalhos de conclusão do curso de graduação em geologia da Universidade de Brasília dos anos de 1975, 1978, 1984, 1995, 2001, 2007 e 2015.

A área de estudo abrange 11 municípios com destaque para Monte do Carmo e Porto Nacional. Sua extensão total é de aproximadamente 2440 Km² com subdivisão de 19 áreas, variando de 96 Km² a 200 Km². O presente trabalho vem apresentar os resultados obtidos no mapeamento da área 15, com 158 Km², que foi realizado a partir da compilação de dados de sensoriamento remoto, geofísicos, análise de rochas, estruturas geológicas em campo, petrográfica e geoquímica, com a finalidade de detalhar as litologias e a geologia estrutural da área proporcionando um melhor entendimento da evolução geológica e tectônica da região.

1.1 Objetivo

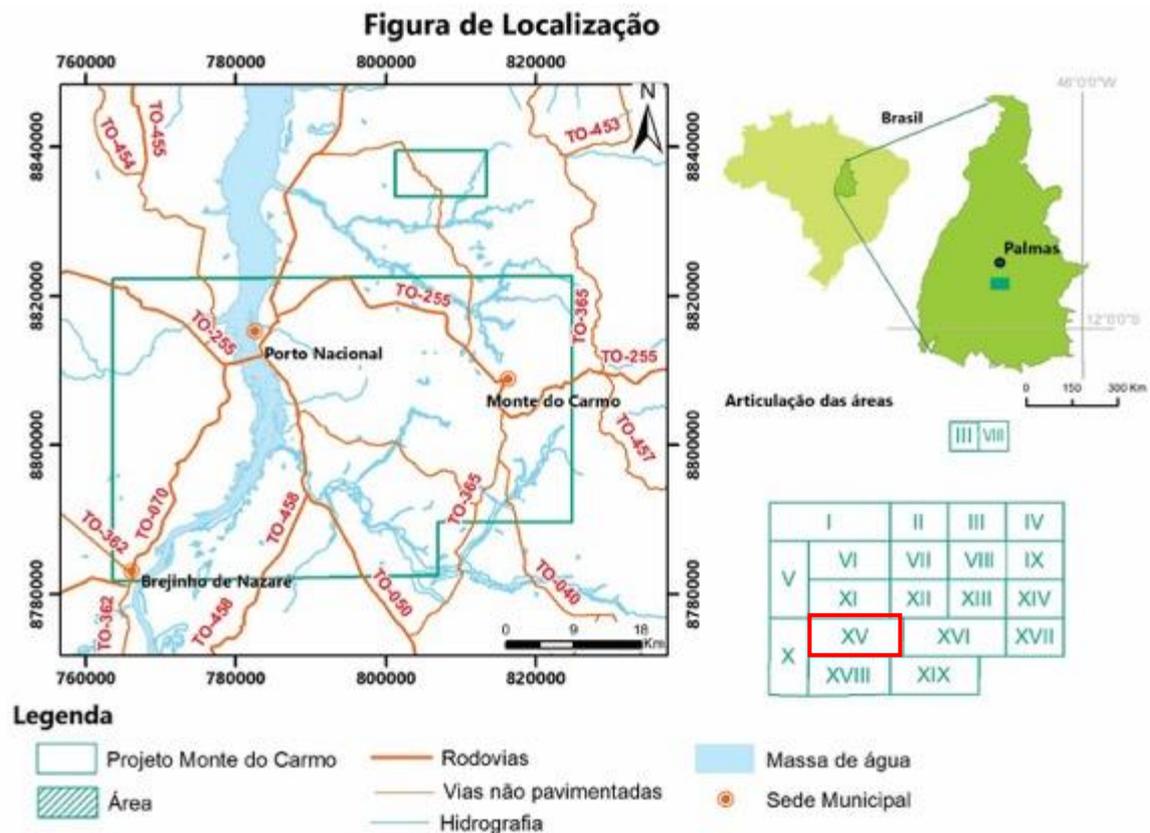
O Projeto Monte do Carmo apresenta o mapeamento geológico sistemático do município de Monte do Carmo no Estado do Tocantins. Desenvolvendo uma maior compreensão da evolução geológica e estrutural da área por meio da elaboração de um mapa geológico na escala de 1:50.000 e de um relatório final. Neste relatório são apresentadas as análises e interpretações resultantes da compilação dos dados adquiridos ao longo do projeto e mais especificamente da área 15.

1.2 Localização e vias de acesso

O projeto totaliza 2400 Km², divididas em 19 áreas (Fig.1.1), localizada nas adjacências dos municípios de Monte do Carmo e Porto Nacional no centro-norte do Estado do Tocantins (Fig. 1.1). Sendo que a segunda cidade foi escolhida como local base. Os povoados de Planalto, Cordeiro, São Roque, Pinheirópolis, Bacaba, Malhadinha, Areias,

Santana e Seis Irmãos também serviram de apoio logístico para os grupos. A cidade de Porto Nacional localiza-se a aproximadamente 800 Km a norte de Brasília - DF, e a 85 Km ao sul de Palmas - TO. As principais vias de acessos às áreas são: a leste BR-010, TO-458, TO-365, TO-050 e TO-040; a oeste TO-255 e TO-070 (Fig. 1.2).

Figura 1.1 – Em verde encontra-se delimitado a região de estudo do Projeto Monte do Carmo, dividido em 19 áreas e em vermelho destacada a área XV. Estão indicadas também as principais cidades e as vias de acesso.



1.3 Aspectos fisiográficos

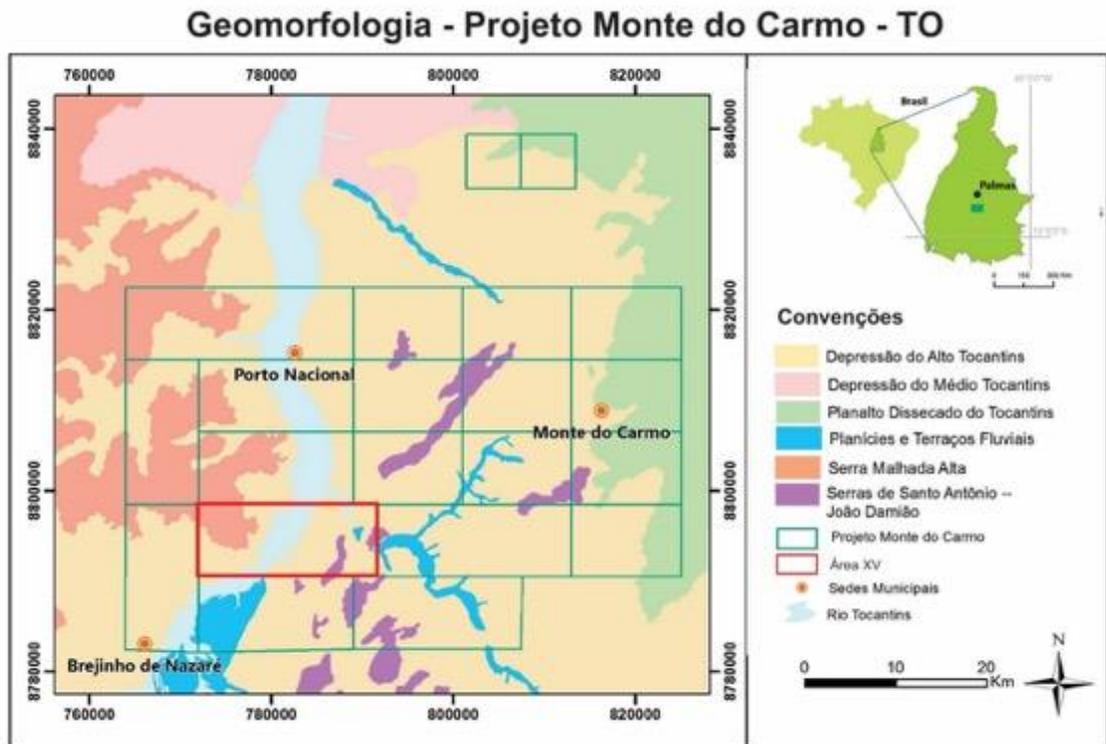
O Estado do Tocantins ocupa a porção central do território brasileiro, fazendo parte da Região Norte. É caracterizada, segundo suas propriedades fisiográficas, em cinco grandes áreas de estudo: geomorfologia, clima, hidrografia, solos e vegetação.

1.3.1 Geomorfologia

O estado do Tocantins está compartimentado em quatro principais domínios geomorfológicos: a) Formas estruturais: caracterizado por relevos controlado pelas estruturas geológicas em que as camadas mais resistentes sobressaem no relevo; b) Formas erosivas: relevos formados por processos morfodinâmicos erosivos onde ocorre rebaixamento e nivelamento; c) Tipos de dissecação: relevos acentuados moldados por agentes erosivos principalmente relacionado a redes hidrográficas; d) Formas de acumulação: determinado pelo acúmulo de sedimento em regiões de inundação como zonas fluviais, paludais e lacustres. A

área XV apresenta formas erosivas do tipo superfícies de pediplanos (ESpp) e terraços fluviais (Etf), além dos relevos de dissecação do tipo dissecado em patamares (Dpt; Embrapa/CNPM; Mamede *et al.*, 1981; Fig. 1.2).

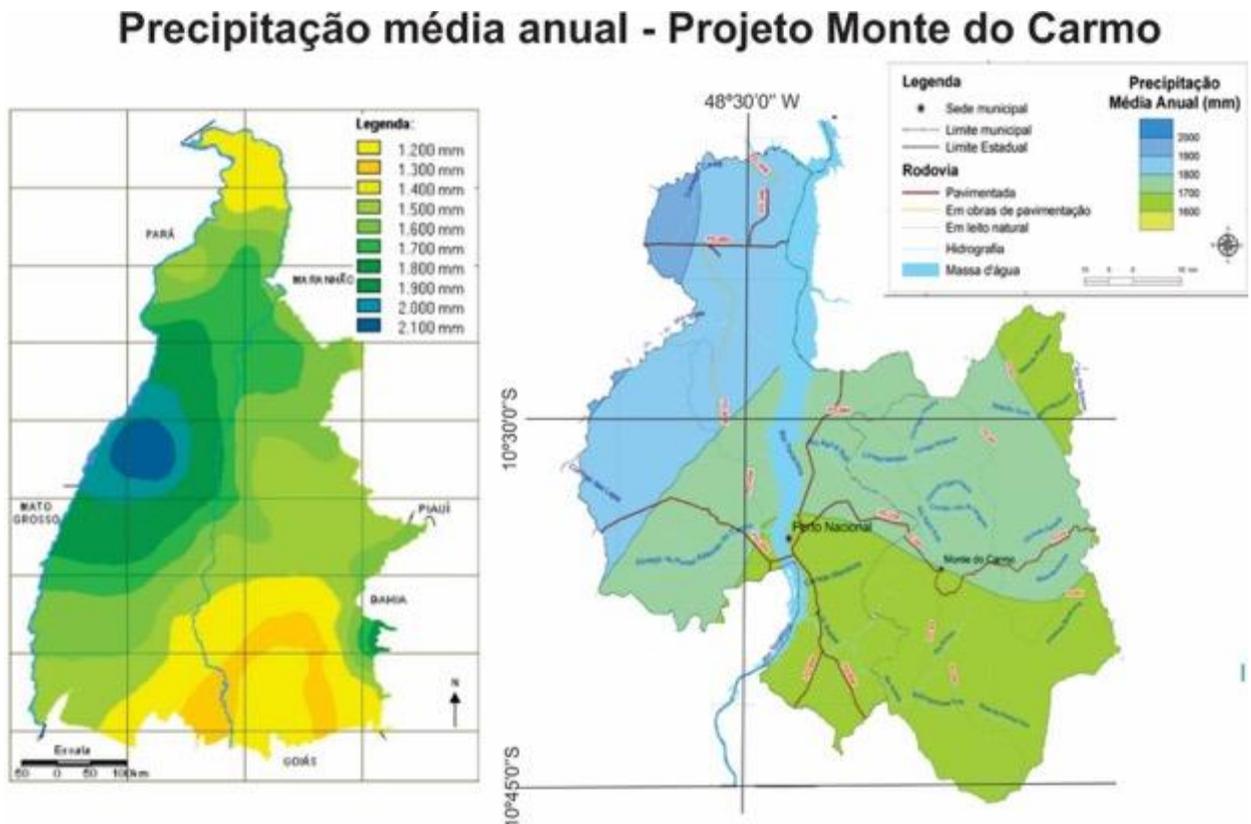
Figura 1.2 - Mapa geomorfológico do Projeto Monte do Carmo com de destaque em vermelho da área XV, que é composta pela depressão do Alto Tocantins, Serra Malhada Alta e Serra de Santo Antônio – João Damião (Lopes *et al.*, 2018).



1.3.2 Clima

Segundo o SEPLAN – TO (2008; 2017) o clima do Estado é caracterizado como tropical semiúmido com invernos secos e verões chuvosos, sendo o mês mais chuvoso o de janeiro e o mais seco o de agosto. Ao norte do estado ocorrem regiões mais úmidas com temperaturas médias de aproximadamente 26°C, com amplitude térmica significativa variando de máximas de 38° e mínimas de 22°. As precipitações pluviométricas da porção norte do Estado variam entre 1500 a 2100 mm/ano concentradas nos meses de novembro a março. Na região sul do Estado o clima é denominado como semiúmido com variações de meses chuvosos que ocorrem entre outubro a abril e secos no restante do ano (Fig. 1.3).

Figura 1.3 - Mapa de zoneamento de precipitação média anual do Estado do Tocantins com destaque na região de Porto Nacional – TO (Araujo *et al.*, 2018; SEPLAN/TO, 2017).



1.3.3 Hidrografia

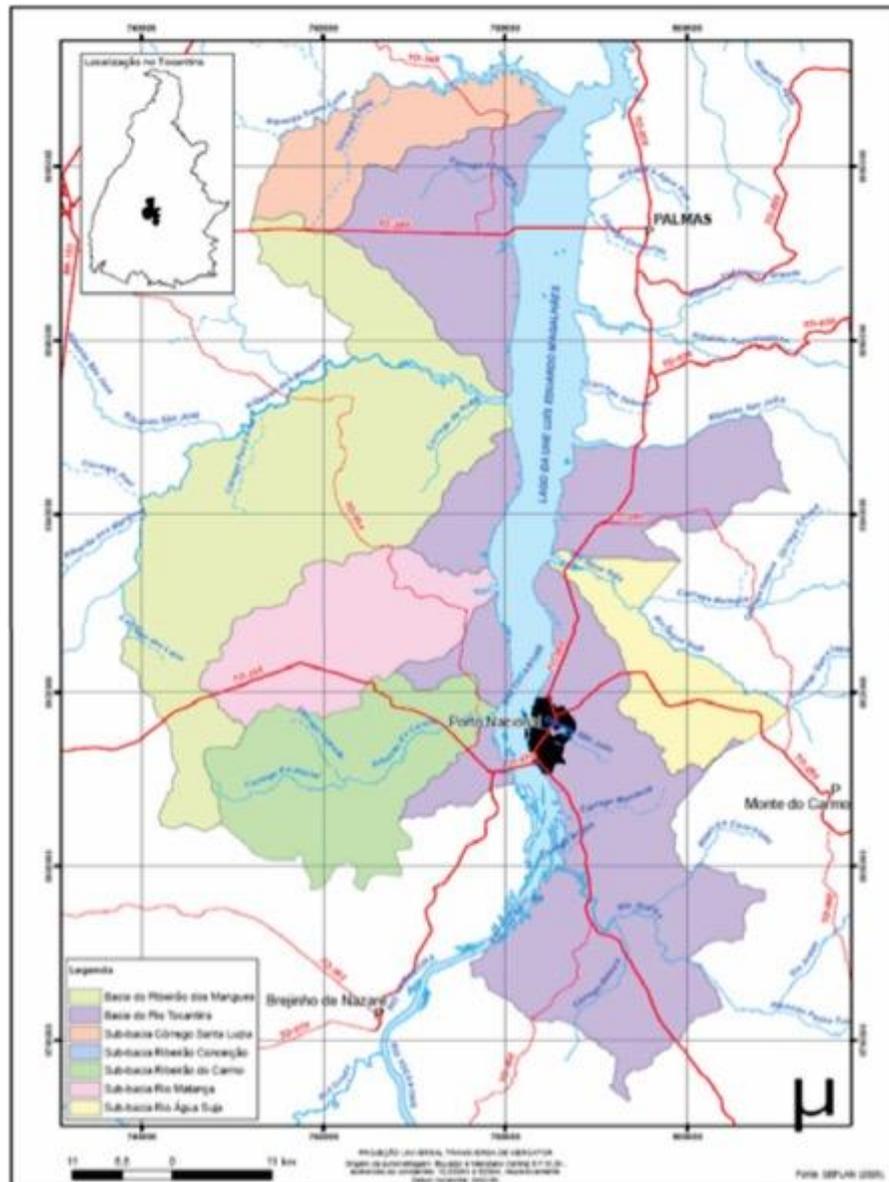
Caracterizado por duas bacias hidrográficas principais, Araguaia e Tocantins, com seu divisor de águas que corta o Estado de norte a sul. A bacia do sistema Tocantins é dividida em 14 sub-bacias, enquanto que a bacia do Araguaia está subdividida em 16 porções hidrográficas (Fig. 1.4). A área do Projeto Monte do Carmo – TO está localizado na bacia hidrográfica do Tocantins mais precisamente nas sub-bacias Rio Tocantins, Rio dos Mangues e Rio Crixás (SEPLAN – TO, 2008; 2017).

1.3.4 Solos

Segundo a SEPLAN-TO (2017), os solos encontrados no estado do Tocantins são divididos em: plintossolo, gleiossoso, neossolo, latossolo, argissolos e cambissolos. Sendo que apenas os quatro últimos afloram na área de estudo (Fig. 1.5):

Neossolo: caracterizado pela pequena espessura ou baixo desenvolvimento pedogenético *in situ*. Neste solo predominam areias quartzosas e resquícios de minerais primários. É um solo de baixa retenção de água e baixa fertilidade.

Figura 1.4 - Mapa dos domínios hidrológicos do Estado Tocantins (Oliveira, 2009 *in* SEPLAN, 2008).



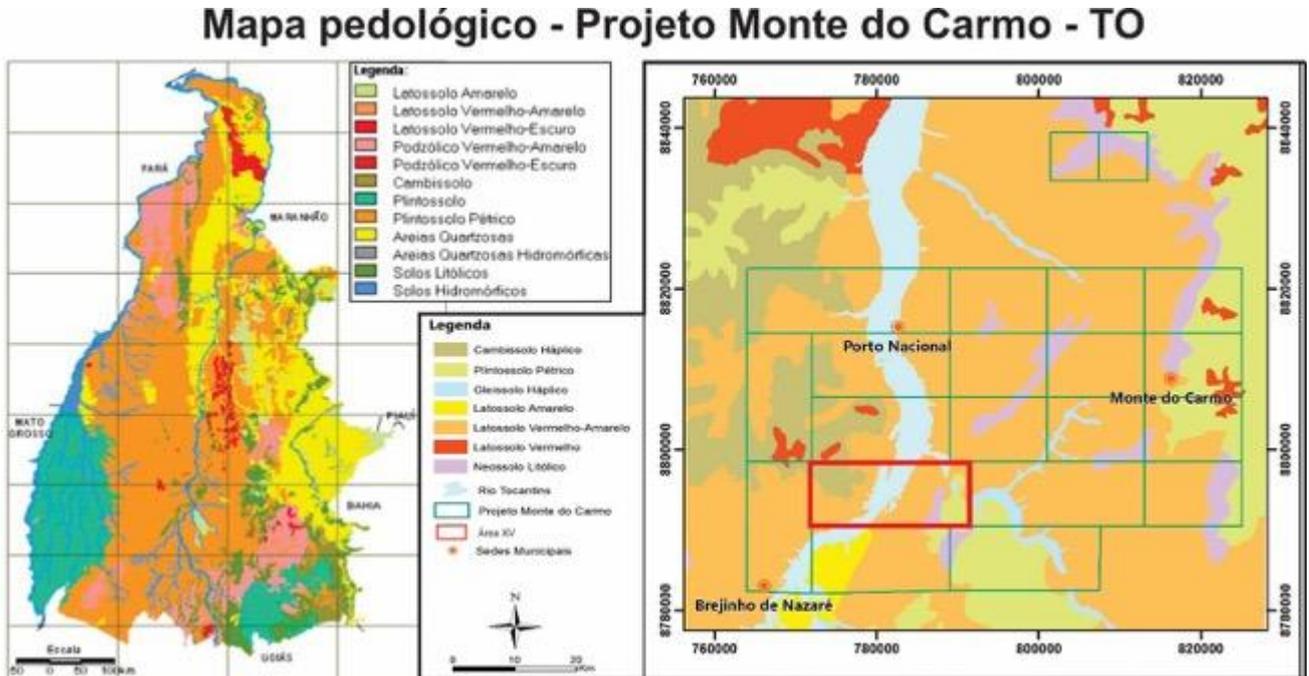
Latossolos: trata-se de um solo de coloração e textura homogênea mesmo com variação de profundidade. Os solos são profundos, com texturas médias a fina, minerais, bem drenados e geralmente de baixa fertilidade.

Argissolos: são solos de forte distinção entre horizontes, coloração amarelo avermelhado e caracterizados pelo abrupto aumento de argila em profundidade. Apresentam textura média areno-argilosa em superfície, e maior coesão e plasticidade em profundidade. São solos de fertilidade moderada e destacam-se pela alta retenção de água.

Cambissolos: abrange solos de baixo desenvolvimento pedogenético, com texturas fina a médias. Apresentam pouca profundidade, elevado teor de minerais primários e fragmentos

de rocha. Trata-se de um solo apto para a utilização agrícola devido a sua fertilidade. Neste caso são necessários cuidados com a pedregosidade e pequena espessura do solo.

Figura 1.5 - Mapa de pedologia do Estado do Tocantins com detalhe na área do Projeto Monte do Carmo (EMBRAPA; Lopes *et al.*, 2018).

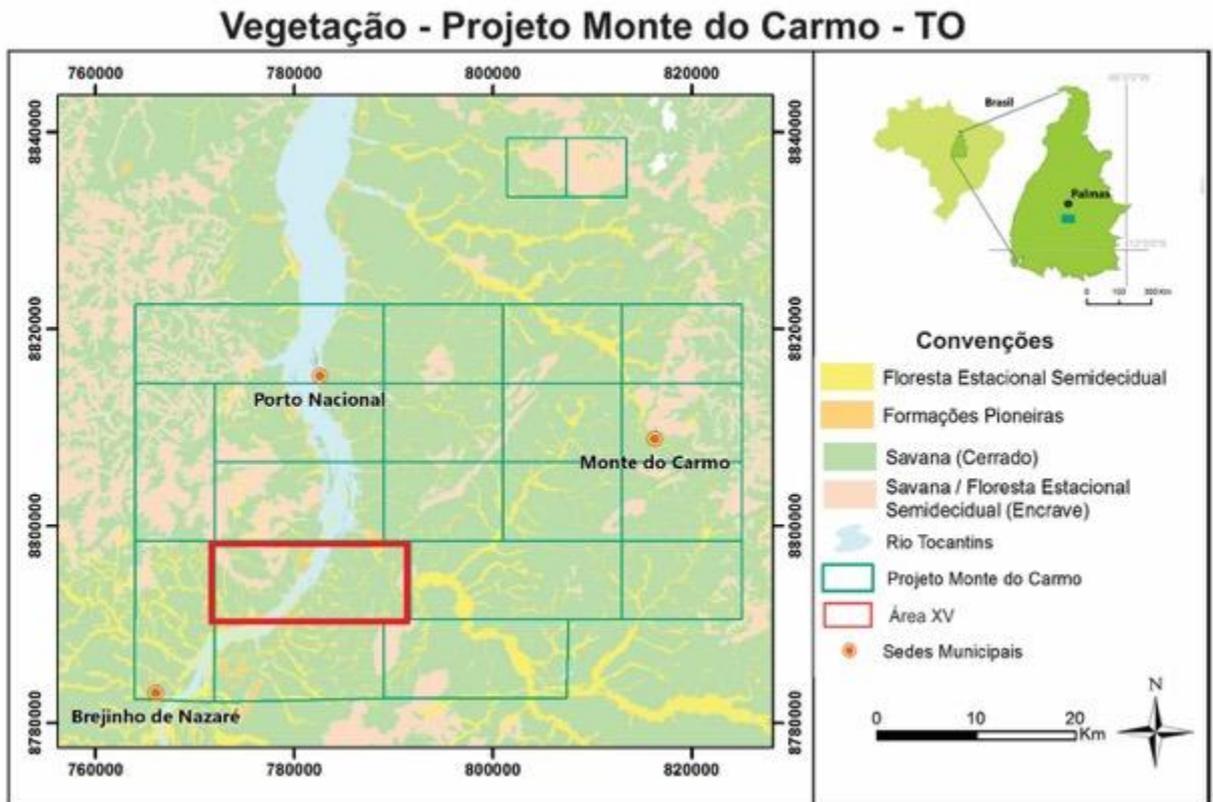


1.3.5 Vegetação e uso do solo

A vegetação do Estado do Tocantins é caracterizada por seu forte controle climático, pedológicos e geomorfológicos, sendo possível identificar um domínio bem marcado do cerrado com variadas formas de transição para vegetação florestal. A região é dividida em cinco principais classes de vegetação e nelas são feitas subdivisões específicas denominadas de região de floresta ombrófila densa, região de floresta ombrófila aberta, região de floresta estacional semidecidual, região de floresta estacional decidual e região de cerrado (SEPLAN/TO, 2008; 2017).

Na área de estudo são encontradas principalmente as subdivisões da região de cerrado caracterizada pela presença de vegetação xeromorfa aberta com estrato herbáceo. Ocorre no Estado relacionada aos climas secos e locais com solos lixiviados (Fig. 1.6).

Figura 1.6 - Mapa de vegetação do Projeto Monte do Carmo – TO (Lopes *et al.*, 2018).



2 MATERIAIS E MÉTODOS

O cronograma de atividades baseado nos objetivos e produtos gerados podem ser divididos em três fases, sendo elas: Etapa Pré campo, Etapa Campo e Etapa Pós-campo.

2.1 Etapa pré-campo

A etapa pré-campo ou etapa de planejamento ocorreu nos meses de março a junho e foi constituída de pesquisas bibliográficas e geração de subprodutos, sendo eles: mapa base, mapa fotolitológicos e mapa morfoestrutural, elaborados a partir dos dados aerogeofísicos e orbitais da região. Todos os mapas gerados para este relatório utilizam o Sistema de Projeção Universa Transversa de Mercator, UTM métrica, Datum WGS 84 – zona 22S.

2.1.1 Dados aerogeofísicos

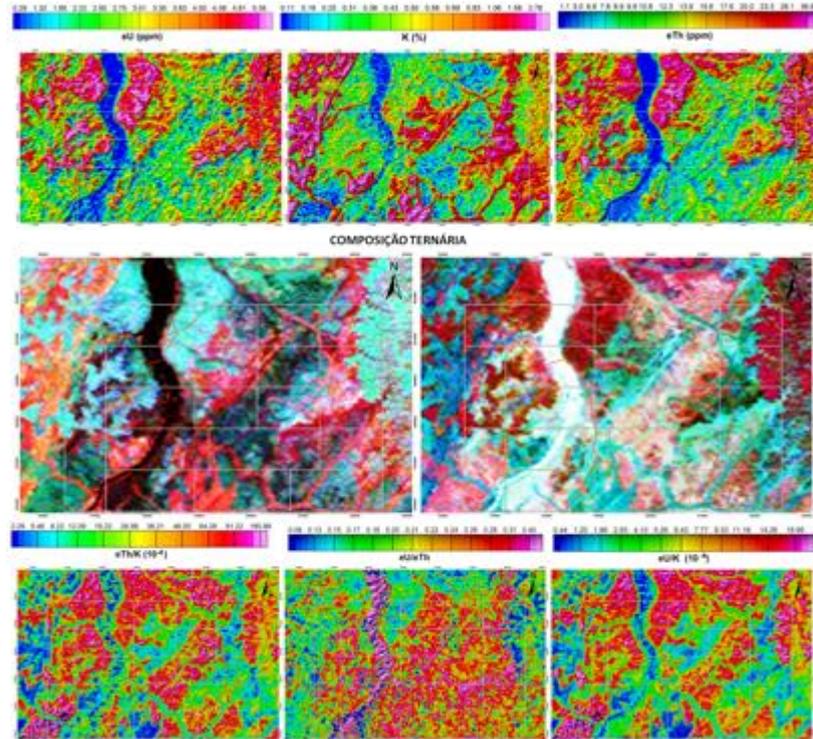
Os dados magnetométricos e gamaespectométricos utilizados são provenientes do projeto de pesquisa *'Levantamentos aerogeofísicos para identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Parnaíba: TOMO II, área Parnaíba'*, resultado do convênio entre Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e Universidade de São Paulo (USP) em 2002. O projeto desenvolveu 544.558 Km de perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectométricos de alta resolução. A aquisição de dados desse projeto foi executada no período de setembro de 2004 a novembro de 2006 e caracteriza-se pela altura de vôo constante de 100m, pelo espaçamento de linha de vôo de 500 m com orientação N-S e pelas linhas de controle de orientação E-W de espaçamento 4000 m.

Os produtos dos dados aerogamaespectométricos (Fig. 2.1) são imagens de concentração de K(%), U(ppm) e Th(ppm), composição ternária das concentrações dos elementos e razões (eU/K, U/Th e eTh/K).

Os dados aerogamaespectométricos refletem a composição química da superfície imageada. As composições ternárias se dão com a definição de cada elemento por uma cor primária, sua representação é dada por um diagrama ternário. A composição positiva, RGB (vermelho-verde-azul), e a negativa, CMY (ciano-magenta-amarelo) foram geradas respectivamente das concentrações de K, eTh e eU. A composição em RGB é considerada positiva porque região com resposta alta para os três elementos aparece na cor branca. A composição em CMY é considerada negativa porque a soma de altos valores gera região de coloração preta (Fig. 2.1).

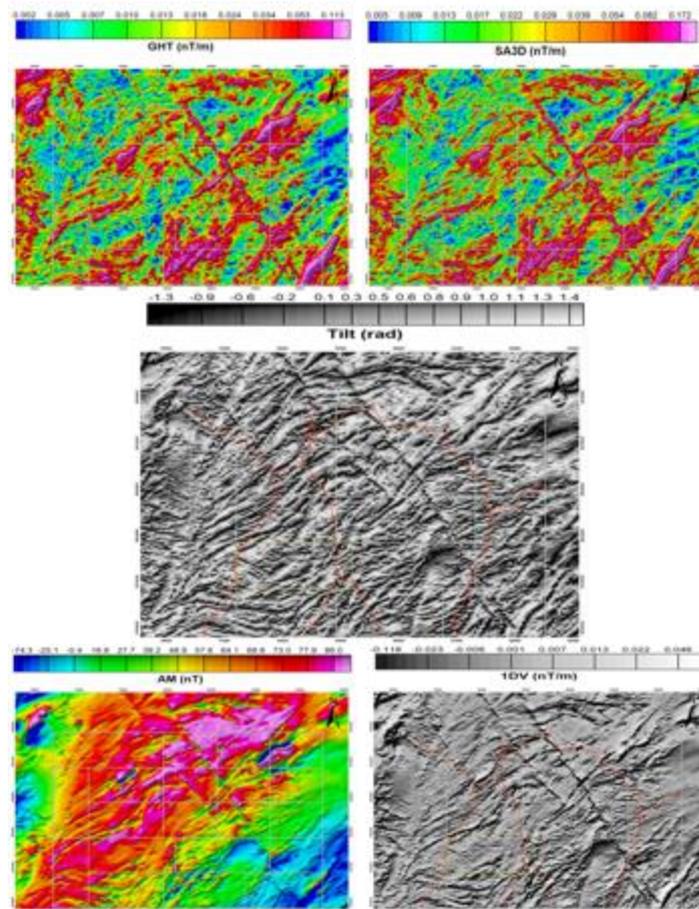
Os produtos dos dados aeromagnéticos (Fig. 2.2) são imagens de derivada TILT, gradiente horizontal total (GHT), sinal analítico (SA3D), derivada vertical (1DV) e campo magnético anômalo.

Figura 2.1 - Composição das imagens de aerogamaespectrometria do Projeto Monte do Carmo - TO.



A derivada TILT é o ângulo de inclinação de um vetor com as componentes derivadas DX , Dy e DZ . Varia de $\pi/2$ a $-\pi/2$, os valores positivos estando sobre os corpos e o valor zero, em um contato vertical e infinito, marca as bordas do corpo (Verduzco et al., 2004). Este produto equaliza os sinais das fontes rasas e profundas, tornando possível identificar os lineamentos profundos e rasos. O GHT relaciona o módulo dos gradientes horizontais em direções preferenciais perpendiculares (Faria, 2015). Os picos no GHT podem ser utilizados para mapear corpos semi-horizontais com contrastes de propriedades físicas assim como falhas e contatos geológicos (Cordell, 1979). O SA3D é calculado a partir de dados de derivadas direcionais. Esse produto marca lateralmente e em profundidade corpos anômalos magnéticos e é dependente das características das fontes geradoras do campo medido, todavia pode ser utilizado para delimitação de domínios quando relacionado com informações geológicas. Para corpos rasos pode marcar as bordas, sendo uma ferramenta importante para interpretar situações complexas (Isles e Rankin, 2013). O gradiente vertical, possui características como, intensificação das altas frequências, melhorando as informações sobre feições mais rasas, porque consiste em uma taxa de variação do campo magnético anômalo em relação à distância vertical da fonte causadora. É fundamental para traçar lineamentos, domínios e alinhamentos magnéticos, porque evidencia feições estruturais como lineamento, contatos e discontinuidades, como é possível observar na figura 2.2, a imagem associada ao Dz .

Figura 2.2 - Composição das imagens aeromagnéticas do Projeto Monte do Carmo - TO.



2.1.2 Dados orbitais:

Os dados orbitais utilizados para o mapeamento geológico foram as imagens do sensor Landsat 8 - Imageador OLI (Tabela 1) baixadas da plataforma online EarthExplorer de controle da USGS, imagens do satélite ALOS/PALSAR baixadas no site (<https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>) da *Alaska Satellite Facility's (ASF)* e a imagem disponível na data de utilização do *software* Google Earth Pro.

O *software* foi bastante consultado durante a execução do projeto, por apresentar inúmeras imagens de satélites temporariamente espaçadas não foi compilado os parâmetros de aquisição da imagem disponível em cada acesso.

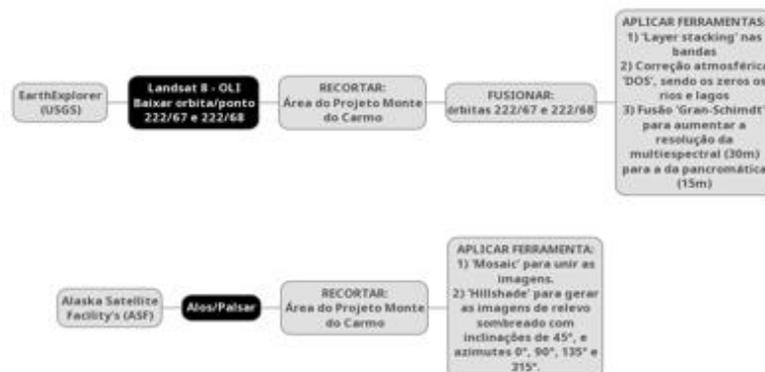
Tabela 1 - Dados sobre aquisição dos dados orbitais para mapeamento geológico do Projeto Monte do Carmo.

Sensor	Landsat 8 - Imageador OLI
Órbitas	67 e 68
Data de aquisição	17/09/2017 - 29/09/2017
Horário do imageamento	10:00
Bandas do sensor	9 bandas (8 é pancromática e demais multiespectrais)
Resolução	Banda pancromático 15m; Banda multiespectral 10m.
Sensor	PALSAR (Phase Array type L-band Synthetic Aperture Radar) - satélite ALOS
Produto de interesse	DEM (Modelo Digital de Elevação)
Imagens	Quatro imagens foram necessárias para recobrimento de toda a área do Projeto
Data da aquisição	08/02/2017
Resolução espacial	12,5 m

Os processamentos dos dados Landsat 8, conforme a figura 2.3, seguiu os seguintes passos: 1) Para as duas órbitas baixadas 222_67 e 222_68 aplicou-se a ferramenta *layerstacking* das bandas do sensor. 2) Recorte para a área de interesse (Área Projeto TF Monte do Carmo). 3) Correção atmosférica (DOS) utilizando como zeros drenagens e lagos. 4) Fusão *Gram-Schmidt* das bandas pancromáticas com a multiespectral para aumentar a resolução espacial.

Os processamentos dos dados ALOS PALSAR, conforme a figura 2.3, seguiu os seguintes passos: 1) Recorte da área de interesse, todo o Projeto Monte do Carmo; 2) Aplicou-se a ferramenta *mosaic*; 3) Geração de produtos de relevo sombreado, todos de inclinação 45°, mas azimute variável, 0°, 90°, 135° e 315°.

Figura 2.3 - Fluxograma simplificada do processamento dos dados orbitais.



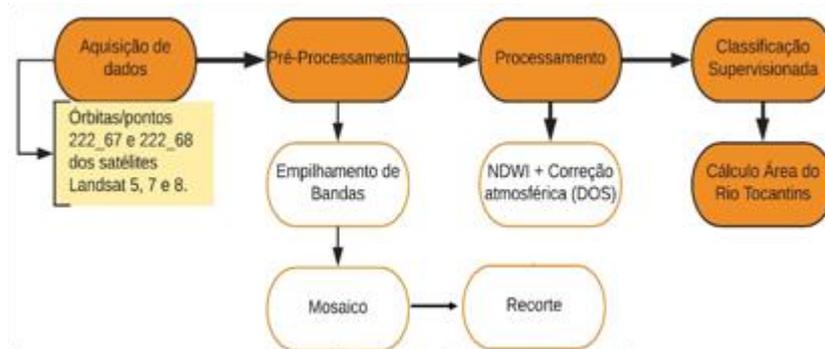
Os dados orbitais utilizados para a análise multitemporal do Rio Tocantins foram baixadas na plataforma online EarthExplorer de controle da USGS. Tal metodologia objetiva quantificar a área ocupada pelo Rio antes e depois da construção e funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães. As imagens utilizadas correspondem às orbitas/pontos 222_67 e 222_68, cujos parâmetros estão descritos na tabela 2. O trabalho foi realizado analisando dois intervalos de tempo distintos: 1) de 5 em 5 anos, de 1984 a 2017; 2) de mês em mês nos anos de 2001 a 2002, ano em que teve início o funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães e ano seguinte ao início do funcionamento.

Tabela 2 - Parâmetros das imagens adquiridas para composição.

IMAGENS UTILIZADAS PARA COMPOSIÇÃO 5 EM 5 ANOS				
Dia	Mês	Ano	Sensor	Satélite
20	Julho	1984	TM	Landsat 5
3	Julho	1989	TM	Landsat 5
13	Julho	1993	TM	Landsat 5
27	Julho	1998	TM	Landsat 5
9	Julho	2003	TM	Landsat 5
6	Julho	2008	TM	Landsat 5
4	Julho	2013	OLI	Landsat 8
15	Julho	2018	OLI	Landsat 8
IMAGENS UTILIZADAS PARA COMPOSIÇÃO DE MÊS EM MÊS				
Dia	Mês	Ano	Sensor	Satélite
21	Setembro	2001	ETM ⁺	Landsat 7
8	Novembro	2001	TM	Landsat 5
26	Dezembro	2001	TM	Landsat 5
20	Fevereiro	2002	ETM ⁺	Landsat 7
25	Abril	2002	ETM ⁺	Landsat 7
27	Maiο	2002	ETM ⁺	Landsat 7
18	Junho	2002	ETM ⁺	Landsat 7
14	Julho	2002	TM	Landsat 5

O trabalho foi dividido essencialmente em três etapas: pré-processamento, processamento e classificação, de acordo com o fluxograma da figura 2.4. No pré-processamento, as imagens foram selecionadas de acordo com a ocorrência de ruídos instrumentais, radiométricos e geométricos; além da análise das densidades de vegetação, partículas na coluna atmosférica e nuvens. Foi necessário realizar um mosaico com as cenas 222_67 e 222_68 e posteriormente um recorte com base na área de estudo. A correção atmosférica, por meio do algoritmo *dark subtraction*, foi gerada automaticamente no processamento de aplicação do índice de diferença normalizada da água.

Figura 2.4 - Fluxograma esquematizando os principais passos do processamento dos dados.



No processamento, foi aplicado o *Normalized Difference Water Index* (NDWI) para destacar feições hídricas e minimizar o restante dos alvos. O NDWI permite maximizar a refletância da água com o comprimento de onda verde; minimizar a baixa refletância da água no infravermelho próximo; e realçar o contraste entre cobertura vegetal e água, proporcionada pelo infravermelho próximo (MCFEETERS, 1996). Após o processamento, foi feita uma classificação supervisionada por máxima verossimilhança (MAXVER) do produto gerado pelo NDWI. Foram definidas duas classes nessa classificação: a) classe 1 – Rio Tocantins e b) classe 2 – outros. A etapa de classificação gerou *shapefiles* correspondentes às áreas de cada classe definida. Esses *shapes* foram editados no *software* ArcMap 10.3, a fim de eliminar a classe 2 e calcular, em quilômetros quadrados, a área do Rio Tocantins.

2.2 Etapa campo

Esta etapa consistiu no mapeamento geológico da área de estudo na escala 1:50.000. Teve início no dia 01 de julho de 2018 e foi concluída no dia 21 de julho do mesmo ano. Durante este período foram realizados caminhamentos geológicos para aquisição de dados. A sistemática de coleta de dados de campo é constituída por: 1) descrição de litotipo; 2) estruturas geológicas, com foco no tipo de estrutura, sua geometria e seus parâmetros; 3) delimitação de contatos geológicos, com auxílio da fotointerpretação e dos domínios geofísicos.

2.3 Etapa pós campo

Esta última etapa foi realizada ao longo do segundo semestre de 2018 e constituiu na integração e interpretação dos dados gerados ao longo das etapas anteriores, além de análises laboratoriais das amostras coletadas, confecção dos mapas geológicos e de estruturas.

Das amostras coletadas em campo 15 foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas, para estudos petrográficos e microtectônicos. A descrição segue o modelo proposto pelas disciplinas de petrologia ígnea, metamórfica e sedimentar ministradas ao longo da graduação em geologia da UnB. Para tal, inicialmente é realizada uma caracterização macroscópica da amostra a fim de determinar suas feições estruturais primárias e secundárias,

texturas e mineralogia. A partir da determinação do tipo de rocha, a ficha adequada é utilizada para a caracterização microscópica.

Ainda foi confeccionado um mapa geológico que integra os dados coletados ao longo das três etapas do projeto. Sendo que os dados de pré-campo e campo são complementados com os dados laboratoriais para auxiliar na interpretação e determinação de modelos evolutivos para a região, bem como das unidades mapeadas. Com os dados de geologia estrutural, estereogramas de foliação, tanto primária quanto secundária, e rosetas de direção de fraturas, eixos de dobra, clivagens e lineamentos diversos foram gerados para auxiliar na interpretação da evolução estrutural e tectônica da área de estudo.

O produto do projeto, em conjunto com o mapa geológico e os modelos evolutivos, está sintetizado neste relatório, estruturado em 7 capítulos. O capítulo 1 faz uma introdução a área de estudo, apresentando os objetivos do projeto, a localização, seus principais aspectos fisiográficos e as etapas do projeto. O capítulo 2 consiste nos materiais e métodos utilizados no decorrer do trabalho, com enfoque nos levantamentos e processamentos geofísicos, sistemática de campo e análises laboratoriais e tratamento dos dados obtidos. No capítulo 3 consta a revisão bibliográfica regional dos estudos prévios realizados na área de estudo. O capítulo 4 sintetiza os resultados obtidos no projeto, subdividido em resultados petrológicos e estruturais. O capítulo 5 apresenta as potencialidades econômicas do Projeto Monte do Carmo e mais especificamente da área XV. O capítulo 6 mostra a integração dos dados e os modelos propostos para a evolução geológica da região. Por fim, o capítulo 7 traz uma breve discussão e conclusão do projeto, abordando os avanços, dificuldades e possíveis trabalhos futuros que podem ser realizados a partir dos dados levantados.

2.3.1 Estudos petrográficos

Foram analisadas 15 lâminas delgadas petrográficas, para descrição dos arranjos microestruturais e das associações minerais. O estudo foi realizado no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB), utilizando o microscópio da marca Olympus BX41 com objetivas de até 100x e ocular de 10x.

2.3.2 Difratometria de raios-X

A análise por DRX foi realizada no Laboratório de Raios-X IG/UnB, no difratômetro RIGAKU – ULTMA IV, operando com tubo de cobre e filtro de níquel, sob 35 kV e corrente de 15 mA, velocidade da varredura de 2°/minuto e passos de 0,05°. As Análises foram realizadas no intervalo 2 θ a 40° e o processo consistiu em três varreduras: uma da argila

normal, com etileno glicol e por fim com glicerol. A composição mineralógica foi determinada por Difractometria de Raio-X no aparelho Rigaku D-MAXB com radiação em tubo de CuK α e velocidade de varredura de 2°/min, intervalo de medida de 0,05° e intervalo de varredura de 2 a 65°. O procedimento seguiu as técnicas de rotina do Laboratório de Difractometria de Raio-X do Instituto de Geociências da UnB (Tabela 3).

Tabela 3 - Protocolo de preparação de amostras para determinação mineralógica por difratometria de raio-x.

Determinação mineralógica
1 - Macerar a amostra > Dispor em lâmina para amostra total > Proceder para leitura em equipamento ;
2 - Extração da fração argila pelo método de sedimentação (Lei de Stokes) > Orientar a amostra em lâmina > Proceder para leitura no equipamento;
3 - Após a leitura da fração argila, solvatar com etileno glicol por 12h > Proceder para leitura no equipamento;
4 - Após leitura, fazer o tratamento térmico a 490°C por 4h30min > proceder para leitura no equipamento.

A identificação dos minerais se deu pela interpretação dos difratogramas e identificação dos minerais com base nas intensidades dos picos das distâncias interplanares (d), considerando suas constâncias e alterações nas quatro varreduras de leitura (total, argila, glicolada e aquecida) e posteriormente confirmadas no software JADE 3.0 para Windows, *XRD Pattern Processing for the PC, 1991-1995 Materials Data*. Após a identificação foi feita uma análise semi-quantitativa dos minerais presentes.

2.3.3 Microsonda eletrônica

As análises foram realizadas no equipamento JEOL modelo JXA-8230, sob voltagem de 15kV e corrente de 1,5 mA, o tempo de contagem de 10 a 20 segundos conforme o elemento e o foco de aproximadamente 01 μ m. Os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P (ferro assumido como Fe²⁺) determinados sobre lâminas delgadas, polidas e metalizadas com carbono.

2.3.4 Dados geoquímicos

Para a elaboração de análises geoquímicas de rocha total foram selecionadas amostras representativas de algumas unidades do Projeto Monte do Carmo

2.3.4.1 Geoquímica de elementos maiores e traços

a) Perda ao Fogo (PF)

A Perda ao Fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (Tabela 4 **Error! Reference source not found.**).

Tabela 4 - Método para determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis durante a análise geoquímica.

Determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis
1 - Pesar o cadinho de porcelana vazio (M_{cv}) + 1,0000 ± 0,0001g de amostra (M_a);
2 - Queimar por 8h em forno mufla a 500°C;
3 - Esfriar em dessecador e obter o peso (M_f);
4 - Calcular a porcentagem de PF pela fórmula: $[(M_{cv} + M_a) - M_f] * 100 / M_a$;
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.

b) Digestão das amostras

Em laboratório limpo, as amostras foram digeridas seguindo o protocolo abaixo, tabela 5, com mistura ácida (HF, HCl, HNO₃) e H₂O₂ em Savilex® e utilização de chapa quente e capela de exaustão.

Tabela 5 - Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.

Protocolo processual
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.

c) Determinação química

As soluções obtidas em laboratório (digestões) foram analisadas para a determinação da concentração de elementos maiores e alguns traços por método de ICP-OES (Agilent 5100 Dual-View), espectrofotômetro de absorção atômica - AAS (*Atomic Absorption Spectrophotometer*), da marca *Perkin Elmer*, modelo *AAAnalyst 200* com chama de ar-acetileno, no Laboratório de Geoquímica da UnB.

d) Águas coletadas nos rios

Os ânions F^- , Cl^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} , NO_3^- das soluções coletadas (águas superficiais e intersticiais) foram determinados por cromatografia iônica com condutividade suprimida no equipamento *Dionex*, modelo *ICS90*, do Laboratório de Geoquímica da UnB.

Os parâmetros físico-químicos de temperatura, pH e condutividade elétrica da água superficial foram medidos diretamente em campo com equipamento multiparâmetro portátil da marca *WTW*, modelo *multi350I*.

A alcalinidade das amostras de água superficial e de fundo foram analisadas pelo método de titulação automática com H_2SO_4 , 0,02M no equipamento *Tritoline Easy* da marca *Scott* e calculada a concentração de bicarbonato de sódio (HCO_3^-) pela equação (1):

$$C[HCO_3^-](mg/L) = \frac{[H_2SO_4](mol/L) \times MM(HCO_3^-) \times 1000 (mg/g) \times V(H_2SO_4)(ml)}{V_{amostra}} v$$

3 GEOLOGIA REGIONAL

As investigações pioneiras realizadas na região de Porto Nacional e Monte do Carmo remetem aos projetos Araguaia (Ramos e Barbosa, 1967), Letos (Costa *et al.*, 1976) e RADAMBRASIL (Cunha *et al.*, 1981). Com a metodologia pautada essencialmente no uso de fotografias aéreas e reconhecimento de campo, foram construídas as primeiras sínteses geológicas e propostas hipóteses do entendimento tectônico regional da Província Tocantins, cujos resultados foram publicados por Costa (1982), Costa *et al.* (1984) e Gorayeb (1996). Costa *et al.* (1984) individualizaram as demais unidades litoestratigráficas, tomando como base mapeamentos geológicos realizados pela Universidade Federal do Pará -UFPA, bem como reconhecimentos de campo de Barbosa *et al.*, (1966) e dados geofísicos. O até então chamado de Complexo Goiano (Cunha *et al.*, 1981) foi desmembrado em diversas outras unidades granulíticas, gnáissicas, graníticas e vulcanossedimentares. 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 e Hasui (1985) propiciaram o surgimento dos primeiros modelos tectônicos envolvendo colisão de blocos crustais arqueanos. Por sua vez, baseado em dados químicas, datações radiométricas e geotermobarometria, Gorayeb (1996) propõe idade Paleoproterozóica para o Complexo Porto Nacional. Recentemente, Arcanjo *et al.* (2013), Gorayeb *et al.* (2013) e Pinheiro *et al.* (2011) continuaram a contribuir com dados radiométricos, ampliando o conhecimento geológico da região.

3.1 Contexto tectônico e estratigráfico

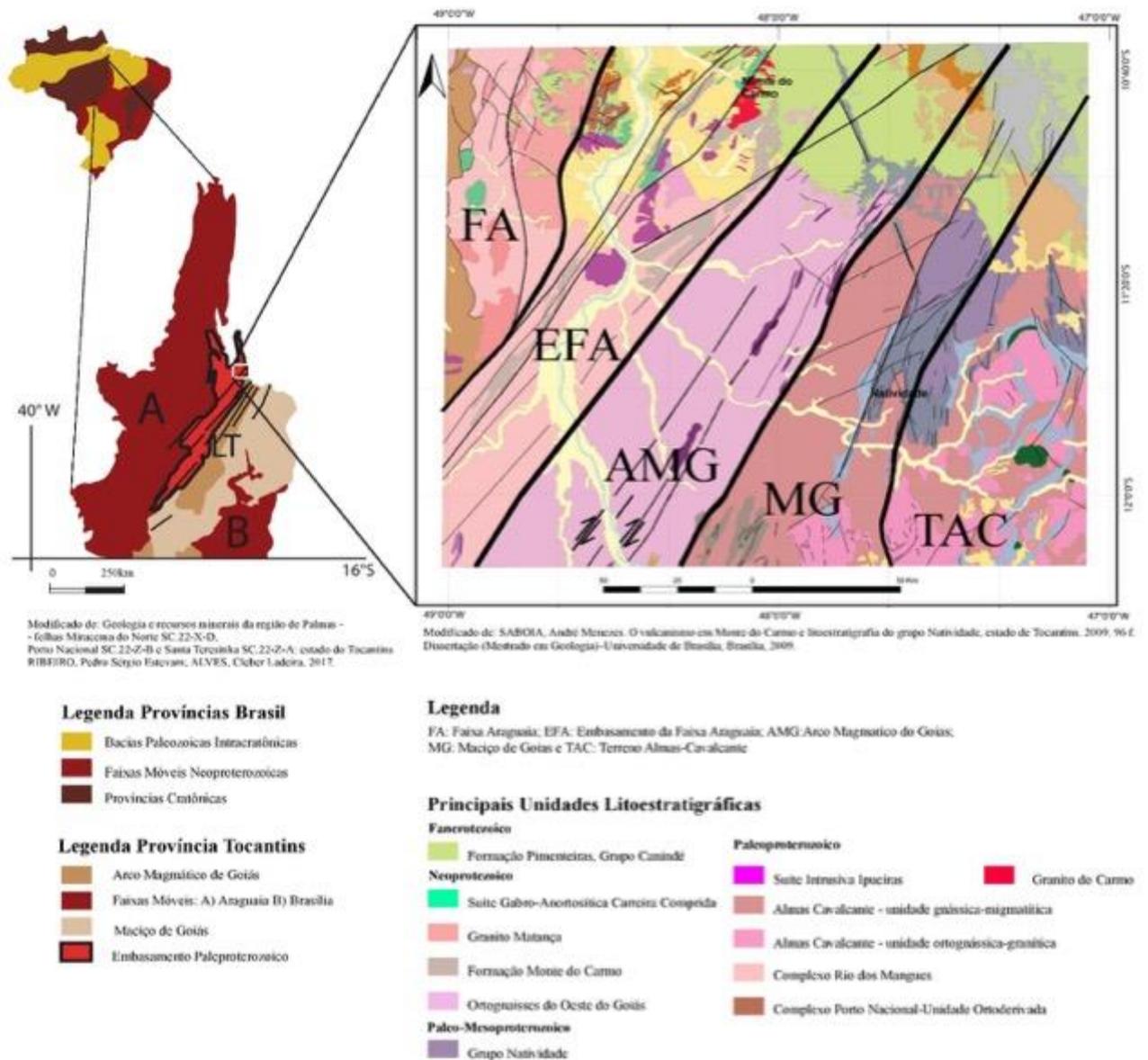
A área em estudo abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba e encontra-se inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da faixa Brasília e a porção meridional da faixa Araguaia (Fig. 3.1).

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

A Faixa de Dobramentos Brasília (FDB) é um sistema de dobramentos neoproterozóicos que ocupa a porção leste da PET (Almeida *et al.*, 1981, Fuck, 1994, Costa e Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Marini *et al.*, 1984b; Fuck, 1994). A FDB 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 de Dobramentos Araguaia (FDA), 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 FDB e FDA, o Lineamento Transbrasiliano (LTB) é a principal feição estrutural observada (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975) e é responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive unidades de embasamento paleoproterozóicas granito-gnáissicas, além das unidades meso-neoproterozóicas (Gorayeb *et al.*, 1988). Esse lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada NE20-50SW, provavelmente de idade Paleoproterozóica, que foram posteriormente reativadas em regime rúptil-dúctil e rúptil no Meso e Neoproterozóico (Costa *et al.*, 1984, 1988 a; Hasui *et al.*, 1984; Costa, 1985; Gorayeb *et al.*, 1988). O LTB 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; Fig. 3.1).

Figura 3.1 - Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.



Fonte: Modificado de Ribeiro e Alves, 2017 e Saboia, 2009 – Trabalho de Conclusão de Graduação, Projeto Monte do Carmo - Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

3.2 Litoestratigrafia e Geocronologia

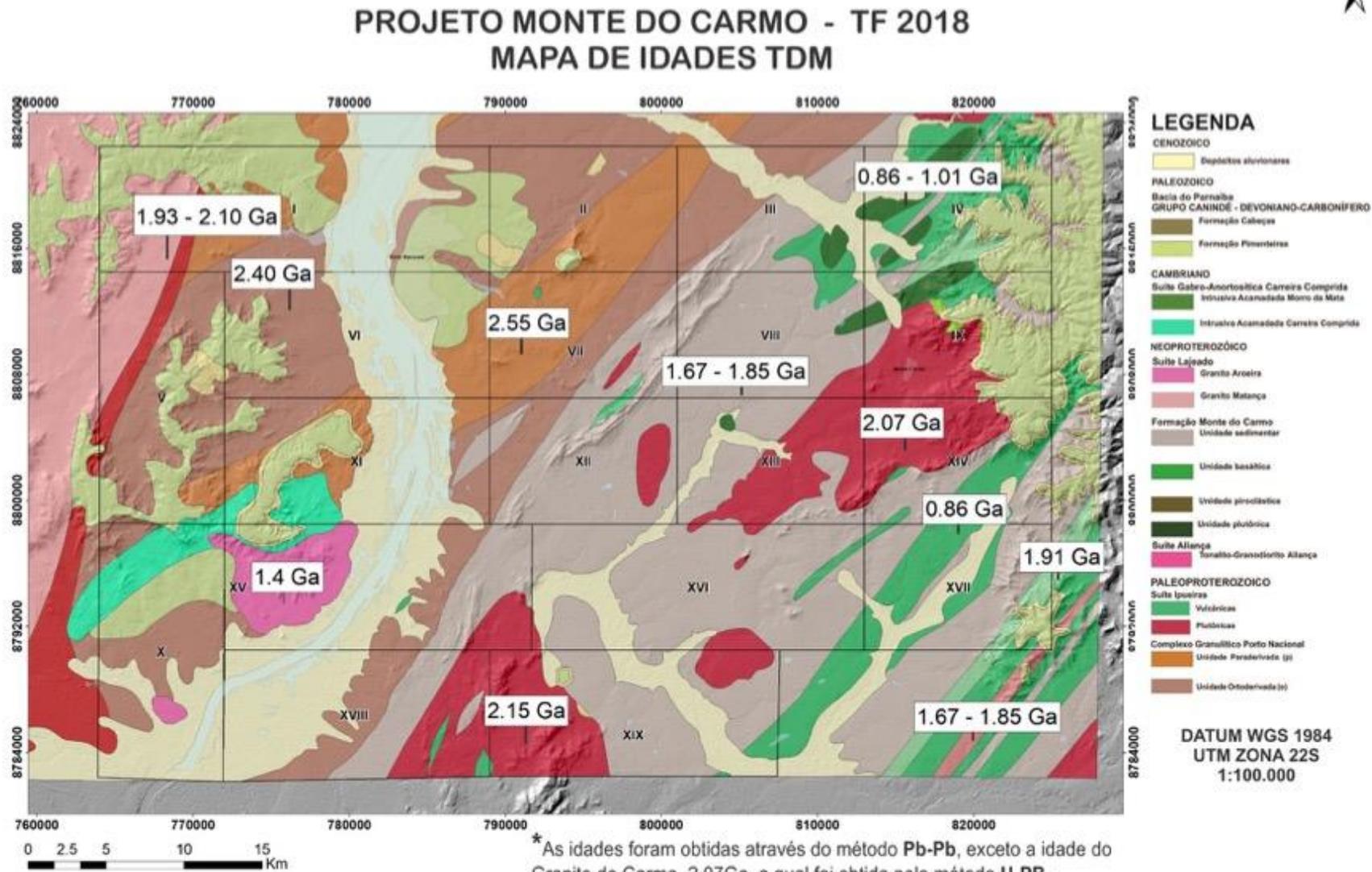
Com intuito de organizar a apresentação do trabalho, será descrita a seguir as unidades existentes na região do Projeto Monte do Carmo, a partir de critérios geocronológicos, descrevendo das unidades mais antigas para as mais recentes (Fig. 3.2).

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; Fig. 3.2), possuindo orientação NE-SW e uma largura aproximada de 35 km, tendo uma parte recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Gorayeb, 1996). Apresenta rochas metamórficas tanto ortoderivadas quanto paraderivadas, que atingiram fácies granulito, e se reequilibram posteriormente em condições metamórficas de menor grau. Os principais litotipos são granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e raros charnockitos e granitos peraluminosos (Gorayeb, 1996; Chaves *et al.*, 2008).

Gorayeb (1996) descreve a **Formação Morro do Aquiles**, definida primeiramente por Costa *et al.* (1982) como uma unidade do Terreno de Alto Grau Metamórfico Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfibolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragneisses aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas intercaladas com ortogneisses e anfibolitos (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 corpos da Suíte Lajeado ou limitadas por falhas, gerando contatos tectônicos com as formações mais novas do Fanerozóico.

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

Figura 3.2 - Mapa geológico adaptado de Ribeiro e Alves (2017) com idades geocronológicas extraídas de Gorayeb et al. (2000); Quaresma e Kotschoubey (2001); Gorayeb e Moura (2002); Arcanjo (2002); Chaves et al. (2008); Saboia (2009); Gorayeb et al (2013); Maia (2016) e Ribeiro e Alves (2017).



O Granito *Serrote* se encontra nesta unidade, sendo um conjunto de corpos graníticos leucocráticos datado em 1,86 Ga e com idades modelo TDM (Idade Modelo do Manto Empobrecido) entre 2,43 e 2,50 Ga (Arcanjo *et al.*, 2013). Baseado em dados geocronológicos de Rb-Sr, Barradas (1993) propõe idade em torno de 2,1 Ga. Estudos mais recente, com base de idade entre 2,05 a 2,08 Ga (Pb-Pb), idade modelo TDM de 2,21 e 2,35 Ga com valores de ϵNd (t) entre -1,04 e +2,4, interpretaram a gênese do complexo como sendo influenciada predominantemente por material juvenil paleoproterozóico em ambiente tectônico envolvendo crosta oceânica com interação de núcleos siálicos mais antigos (Arcanjo e Moura, 2000; Arcanjo, 2002; Arcanjo, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). Estudos geocronológicos realizados por Fuck *et al.*, (2002) forneceram idades U-Pb sobre zircões entre 2,13 e 2,14 Ga e idades modelo TDM entre 2,0 e 2,3 Ga com valores positivos de ϵNd de +0,86 e +2,40, que também indicam caráter juvenil (Fig. 3.2).

Na região de estudo, encontram-se algumas suítes graníticas, com idades variando entre paleoproterozóica e neoproterozóica. Os eventos magmáticos granitogênicos ocorridos no paleoproterozóico, responsáveis pela formação das suítes, são interpretados como uma resposta ao fechamento de bacias de arcos vulcânicos no final do ciclo transamazônico. Dentre elas, podemos citar a **Suíte Intrusiva Ipueiras**. Esta foi primeiramente caracterizada como a composição de sete corpos graníticos e rochas vulcânicas associadas cogenéticas (Bezerra *et al.*, 1981). Posteriormente, foi reclassificada por Chaves e Gorayeb (2007) em quatro plútons graníticos paleoproterozóicos: Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo. Segundo Chaves (2008), estes corpos têm características subalcalina e peraluminosa, com assinatura geoquímica indicativa de granitos anorogênicos e dispostos ao longo de uma faixa orientada NNE-SSW. A partir de datações em zircões pelo método Pb-Pb, Chaves e Gorayeb (2007) definiram o período de cristalização desses corpos graníticos em terrenos gnáissicos e granulíticos de idade em torno de 2,08 Ga. As idades modelos Sm-Nd com valores de TDM entre 2,19 a 2,15 e ϵNd (2,08 Ga) entre +2,5 e +2,9, indicam curto tempo de residência crustal para a rocha fonte da qual derivou este magmatismo granítico (Fig. 3.2). Os valores de ϵNd indicam contribuição mantélica para a formação desses granitos, conferindo um caráter juvenil. Saboia (2009) fez uma correlação entre o *Granito do Carmo* e a Suíte Intrusiva Santa Rosa através da similaridade de idade, dos padrões de ETR e dos elementos traços. O referido autor propôs que essa associação ocorre decorrente da acreção juvenil paleoproterozóica durante a fase tardia do Evento Transamazônico.

Outra suíte de idade paleoproterozóica foi definida por Cunha *et al.*, (1981) como a **Suíte Serrote**. Esta suíte é caracterizada por um batólito granítico como fácies do Complexo Goiano. O corpo é caracterizado por ter uma forma alongada segundo a direção NNE-SSW, com 18Km de comprimento e 14 Km de largura. Está alojado em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Além disso, *stocks* de monzogranitos e sienogranitos compõem a Suíte, segundo Costa *et al.*, (1983). Os estudos geocronológicos feitos por Moura e Souza (1996) conferiram idades de 1,8 Ga em zircão pelo método Pb-Pb. Arcanjo (2002) obteve idades modelo entre 2,5 e 2,43 Ga e valores de ϵNd entre -6,01 e -5,21 (Fig. 3.2).

A **Suíte Vulcânica Santa Rosa** também faz parte das suítes paleoproterozóicas presentes na área. Esta suíte é caracterizada por uma sequência de rochas vulcânicas ácidas, sendo elas riolitos, dacitos e piroclásticas, como tufos e brechas, com baixo grau metamórfico. Os estudos geocronológicos, realizadas por Sachett *et al.*, (1996), determinaram idades de 2,1 Ga por meio do método de U-Pb, enquanto Saboia *et al.*, (2009) obtiveram idades semelhantes pelo método U-Pb em 2,08 Ga e TDM entre 2,11 e 2,12 Ga, além de valores positivos de ϵNd que define, portanto, uma fonte mantélica paleoproterozóica com forte influência continental em níveis crustais pouco profundos (Fig. 3.2).

A compartimentação tectônica de Porto Nacional-Monte do Carmo relacionado ao LTB, se divide entre as classificações dos autores Gorayeb (1996) e Praxedes (2015). Gorayeb 1996 faz sua abordagem entre Porto Nacional-Monte do Carmo e Nova Rosalândia, que apresenta predominantemente terrenos granulíticos de origem orto- e paraderivada, além de terrenos gnáissicos, sendo eles os já descritos Complexo Granulítico Porto Nacional e Complexo Rio dos Mangues, e suas respectivas relações de surgimento na Zona de Cisalhamento Porto Nacional. Já Praxedes (2015), tem sua área localizada desde Dianópolis-TO até Pindorama-TO, fazendo uma abordagem de correlação através da geocronologia, da geofísica e da geologia, a fim de caracterizar o embasamento da Faixa Brasília e sua relação espacial envolvida com o LTB na porção centro sul do Tocantins.

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

Ao longo do LTB, ocorrem as rochas relacionadas ao **Arco Magmático de Goiás**, que é descrito como um terreno jovem localizado na porção oeste da Faixa Brasília, representando

um expressivo episódio de acreção de crosta juvenil Neoproterozóica durante a formação do supercontinente Gondwana (Pimentel e Fuck, 1992). É composto por sequências metavulcanossedimentares associadas a ortognaisses tonalíticos a graníticos. Sua evolução começou há aproximadamente 900 Ma, como arco de ilha interoceânico (Pimentel e Fuck, 1992), com um evento magmático posterior entre 630-600 Ma durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusian (Cordani *et al.*, 2013). Ribeiro e Alves (2017) consideram a *Formação Monte do Carmo* como a extensão a nordeste do Arco Mágmatco 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 reinterpretam 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).

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

A **Formação Monte do Carmo** foi proposta por Costa *et al.*, (1976), como uma sequência vulcanossedimentar composta por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e máficas, além de pacotes de arenitos, siltitos, ardósias, grauvacas, conglomerados e arcóseos. O pacote de rochas vulcânicas foi subdividido em duas sequências, conforme a compartimentação proposta por Saboia *et al.*, (2009) e Braga *et al.*, (2008): I) Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinha composta por basaltos, gabros e andesitos e II)

Sequência Pedra Furada, composta por riolitos, dacitos e rochas piroclásticas félsicas com tufo e brechas. As Idades modelo TDM obtidas por Saboia (2009) variam entre 1.91 e 0.86 Ga, indicando que a Formação Monte do Carmo foi derivada de fontes paleo- a neoproterozóicas. Ribeiro e Alves (2017) obtiveram idades U-Pb em brecha vulcânica e basalto andesítico de 643 ± 10 Ma e $588,8 \pm 8,6$ Ma, respectivamente. Frasca *et al.*, (2010) e Saboia (2009) interpretam o ambiente de formação da sequência relacionando-o à abertura de um *rift* continental (Fig. 3.2).

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

Em relação ao magmatismo Neoproterozóico na região de Porto Nacional, Gorayeb (1996) descreveu a existência de outras suítes no final do neoproterozóico (em torno de 540 Ma) resultantes de magmatismo, gerando associação de granitos alcalinos, charnockitos, anortositos e rochas máficas associadas. Dentre elas, podemos citar a **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**, a qual foi definida por Gorayeb (1996) como sendo composta por um plúton alongado na direção NNE-SSW, de 25 K m de comprimento e de 8 a 10 Km de largura. Esta suíte se encontra inserido na *Zona de Cisalhamento dúctil de Porto Nacional*, encaixada em xistos da formação Morro de Aquiles. Os dados geocronológicos

deram idades de 2.07 Ga em cristais de zircão pelo método de evaporação de Pb (Gorayeb e Moura, 2001). Porém, Lima *et al.* (2008) definiram que essa idade corresponde a idades de zircões herdados de um material crustal mais antigo. Eles dataram as rochas máficas pelo método U-Pb em zircão e encontraram idades de 526 Ma e 533 Ma, além de idade modelo de 2160 Ma e ϵNd variando entre -7 e -12,24 (Fig. 3.2). A idade modelo é compatível com a contribuição de rochas pertencentes ao embasamento formado pelas rochas dos Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional.

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

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

Por fim, a última suíte neoproterozóica da região é denominada **Suíte Lajeado**. Esta foi definida inicialmente por Barbosa *et al.*, (1966) para caracterizar corpos graníticos próximos à cidade de Lajeado. Tal denominação foi utilizada posteriormente por Gorayeb *et al.*, (2001, 2013) para agrupar três corpos graníticos paleoproterozóicos: *Palmas*, *Matança* e *Lajeado*. Ribeiro e Alves (2017) mantêm a designação de Gorayeb *et al.*, (2013) e adicionam o Granito Aroeiras, de dimensões reduzidas comparados aos outros à unidade. Os granitos dessa unidade possuem assinatura geoquímica subalcalina e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso (Gorayeb *et al.*, 2013). Os dados geocronológicos, pelo método de evaporação de Pb em zircão, revelam idades de cristalização entre 552 e 545 Ma. As análises isotópicas de Sm-Nd forneceram idades modelo TDM variando entre 2,1 e 1,7 Ga e valores de ϵNd (0,55 Ga) variando entre -10 e -13, sugerindo envolvimento da crosta Paleoproterozóica na formação desses granitos (Gorayeb *et al.*, 2013; Fig. 3.2). A Suíte representa assim, uma

granitogênese do tipo A tardi-colisional, desenvolvida em regime extensional, marcando o final da evolução da Faixa Araguaia.

De idade paleozóica, a borda sul da **Bacia do Parnaíba** se encontra na região de estudo. Na literatura mais antiga, essa Bacia intracratônica do Parnaíba é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. A bacia, de 665.888 km², localiza-se entre os Crátons Amazônico e São Francisco, distribuindo-se pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (Vaz *et al.*, 2007). Com comprimento de aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura, a bacia apresenta forma elíptica, contendo uma pequena espessura em comparação à sua grande extensão, o que está relacionado à subsidência termal flexural, que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (Figueiredo e Raja-Gabaglia, 1986). A espessura da sua coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição (Vaz *et al.*, 2007), com 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclásticas (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007). As rochas são principalmente sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007), com ocorrência de rochas metamórficas e ígneas de várias idades. Almeida e 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. A Bacia do Parnaíba se destaca na morfologia apresentando escarpas, planaltos e planícies formando o *Gráben* de Porto Nacional (Gorayeb, 1996). Foi dividida estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (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 Canindé** 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). Ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutido no interior de *grábens* na borda da Bacia do Parnaíba. O contato com a *Formação Pimenteiras*, a sudeste do município de Palmas, se dá por falha normal e de forma discordante sobre o *Granito Lajeado*. Ocupa, ainda, áreas abatidas por falhamentos, na margem oeste do Rio Tocantins, além de aflorar na base da *Serra das Cordilheiras*, entre 5 e 10 km a oeste do município de Porto Nacional. A formação é caracterizada por arenitos médios conglomeráticos, localmente arcoseanos, mal selecionados e imaturos texturalmente. Ocorre presença constante de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalhos subordinados (Góes & Feijó, 1994).

A Bacia do Parnaíba apresenta-se truncada por três principais lineamentos que foram responsáveis pelo controle das direções deposicionais até o Eocarbonífero, sendo: Pico-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Lineamento Transbrasiliano (Vaz *et al.*, 2007). No Estado do Piauí, algumas intrusões kimberlíticas, como as de Redondão, Gilbués e Fazenda Largo, foram encontradas na bacia. De idade cretácea, elas são interpretadas como resultando do Lineamento Transbrasiliano (Kaminsky *et al.*, 2009).

Por fim, na área de estudo, podemos destacar ocorrência de **coberturas detrítico-lateríticas ferruginosas**, compostas por quartzo e argilominerais, e horizontes concessionários de óxidos e hidróxidos de ferro. Segundo Ribeiro e Alves (2017), esses depósitos recobrem parcialmente várias unidades da área de estudo. Nos domínios da Bacia do Parnaíba, as coberturas se desenvolveram quase exclusivamente sobre os siltitos argilosos e arenitos finos da base da *Formação Pimenteiras*. Estas coberturas encontram-se também expostas em vasta área plana no topo da *Serra do Lajeado*. Já as coberturas desenvolvidas

sobre as rochas da Faixa Araguaia são mais restritas, descontínuas e pouco espessas. Geralmente, ocorrem como *platôs* lateríticos constituídos por materiais detríticos diversos, como areia, fragmento de rocha e de veios de quartzo.

Além destas, as **coberturas do quaternário**, caracterizadas por Ribeiro e 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 intuito de sintetizar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas na tabela 6 a seguir, de acordo com os critérios geocronológicos.

Tabela 6 - As unidades previamente descritas junto com suas idades correspondentes e seus respectivos autores.

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

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

UNIDADE		IDADE (Ma)	T _{DM} (Ga)	εND _(t)	Autores
Suíte Ipueiras: 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)
Suíte Ipueiras: Granito Itália		2078±4 Ma (Pb-Pb)	-	-	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Ipueiras: Granito Ipueiras		2073±2 Ma (Pb-Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Grupo Natividade		Idade máxima de deposição de 1779±6 Ma	-	-	Silva <i>et al.</i> , (2005)
Formação Monte do Carmo	Máficas		Entre 0,86 e 1,01 Ga	(0,588 Ga) Entre +1,08 e +3,10	Saboia (2009)
	Arcóseo		1,67 e 1,85 Ga	(0,588 Ga) - 8,96 e -11,11	Saboia (2009)
	Piroclásticas	Idade máxima de deposição 600 Ma (Pb-Pb)	1,54 a 1,91	(0,588 Ga) - 5,32 -10,37	Saboia (2009)
	Andesitos	588±8 (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
	Brecha vulcânica	643±10 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Aliança: Granodiorito-Tonalito Aliança		593±59 (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Granito Aroeira		571±2 (Pb-Pb)	1,4	(0,55) -4,73	Quaresma e Kotschoubey (2001) Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Lajeado	Granito Lajeado	547±4 (Pb-Pb) 554±5 (U-Pb)	1,71 e 1,86 1,82	(0,55 Ga) -10,5 e -9,8 (0,55 Ga) - 16	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013) Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Matança	552±4 (Pb-Pb) 551±4 (U-Pb)	1,93 e 2,10 1,58	(0,55 Ga) -13,3 e -13,1 (0,55 Ga) - 10,31	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013) Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Palmas	548±2 (Pb-Pb)	1,73 e 1,81 1,67	(0,55 Ga) -10,3 (0,55 Ga) -9,73	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013) Ribeiro e Alves (2017)

3.2.1 Arcabouço estrutural e geofísico

A evolução geológica da área está estritamente relacionada com o progresso de eventos que ocorreram na Província Tocantins, incluindo seu embasamento paleoproterozóico e as sequências supracrustais que compõem os orógenos Araguaia e Brasília. A reconstrução paleogeográfica do ambiente de deposição torna-se complexa devido a complicada estruturação crustal causada pelos expressivos eventos tectônicos ocorridos no mesoproterozóico-neoproterozóico marcado pela abertura do rift Araguaia e durante o Neoproterozóico pelo Evento Transbrasiliano (Schobbenhaus *et al.*, 1984).

O embasamento do Orógeno Araguaia foi caracterizado como uma extensa bacia plataformal paleoproterozóica com deposição profunda predominantemente de material siliciclástico e uma porção mais rasa de sedimentação pelito-carbonática, definidas como unidades paraderivadas dos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues. A presença de uma plataforma carbonática pode indicar que a sedimentação ocorreu em um limite continental ou pela entrada do mar no continente. Adicionalmente, a comparação entre as idades em histograma de zircões detríticos das rochas paraderivadas dos complexos supracitados, que mostram uma semelhança nas idades dos zircões, sugerem que ambas fazem parte da mesma bacia. Assim o embasamento paleoproterozóico do orógeno Araguaia, composto pelos complexos Porto Nacional, Rio dos Mangues e pelas suítes Ipueiras e Serrote, tem sua evolução conjunta durante o Paleoproterozóico (Ribeiro e Alves, 2017)

Os processos de inversão tectônica que estruturaram a FDA são evidenciados por deformações dúctil, compressiva-transpressiva, incluindo a formação de empurrões e dobras inversas com vergência para WNW. Os granitos sin-tectônicos a tardi-tectônicos peraluminosos da Suíte Aliança e Santa Luzia foram datados no período entre 590-540Ma, e interpretados como tendo sido gerados a partir de fusão parcial das rochas metassedimentares e embasamento da FDA. Estes mostram condições de metamorfismo que gradam de anfibolito superior, a leste do Orógeno Araguaia, para fácies xisto verde, no limite oeste (Ribeiro e Alves, 2017).

As rochas da Faixa de Dobramentos Araguaia, de direção aproximada NS, foram truncadas pelo Lineamento Transbrasiliano, de direções NE. Ocorrem correlatas ao evento um grupo de rochas de composição granítica pertencentes a Suíte Lajeado - Granito Matança, Aroeira, Palmas e Lajeado - Estes ocorrem associados a rochas máficas reunidas na Suíte Gabro-Anortositica Carreira Comprida. Há evidências de afloramento que indicam mistura

desses magmas e indícios que sugerem um processo de delaminação crustal (Ribeiro e Alves, 2017).

Enquanto o orógeno Brasília está representado pelo arco Magmático de Goiás, as rochas vulcanossedimentares deste segmento do arco são representadas pela Formação Monte do Carmo (600 Ma). Trata-se de uma sequência formada na base por conglomerados polimíticos sobrepostos por rochas vulcânicas (andesitos, riolitos, tufos e brechas), com intercalações de rochas sedimentares pelíticas, incluindo peperitos, e raras rochas sedimentares químicas. esta sequência foi afetada pelo Lineamento transbrasiliano.

A cobertura paleozoica da Bacia do Parnaíba, é representada por sedimentos fluviais e marinhos depositados em diversos *grábens* na região, onde ocorrem as formações: Jaicós (Grupo Serra Grande) e Pimenteiras, (Grupo Canindé).

4 GEOLOGIA LOCAL

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

A seguir são descritas as unidades geofísicas e geológicas mapeadas no projeto Monte do Carmo e mais especificamente da área XV:

4.1 Domínios Geofísicos do Projeto Monte do Carmo

Dados magnetométricos e gamaespectrométricos foram processados e analisados com o objetivo de auxiliar o mapeamento geológico e estrutural do Projeto Monte do Carmo.

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.

4.1.1 Domínios magnéticos-estruturais

A partir dos produtos da aeromagnetometria disponíveis para a região do Projeto Monte do Carmo, foi possível a divisão da área em cinco domínios estruturais distintos com base no padrão e orientação dos lineamentos (Fig. 4.1).

I. 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.

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

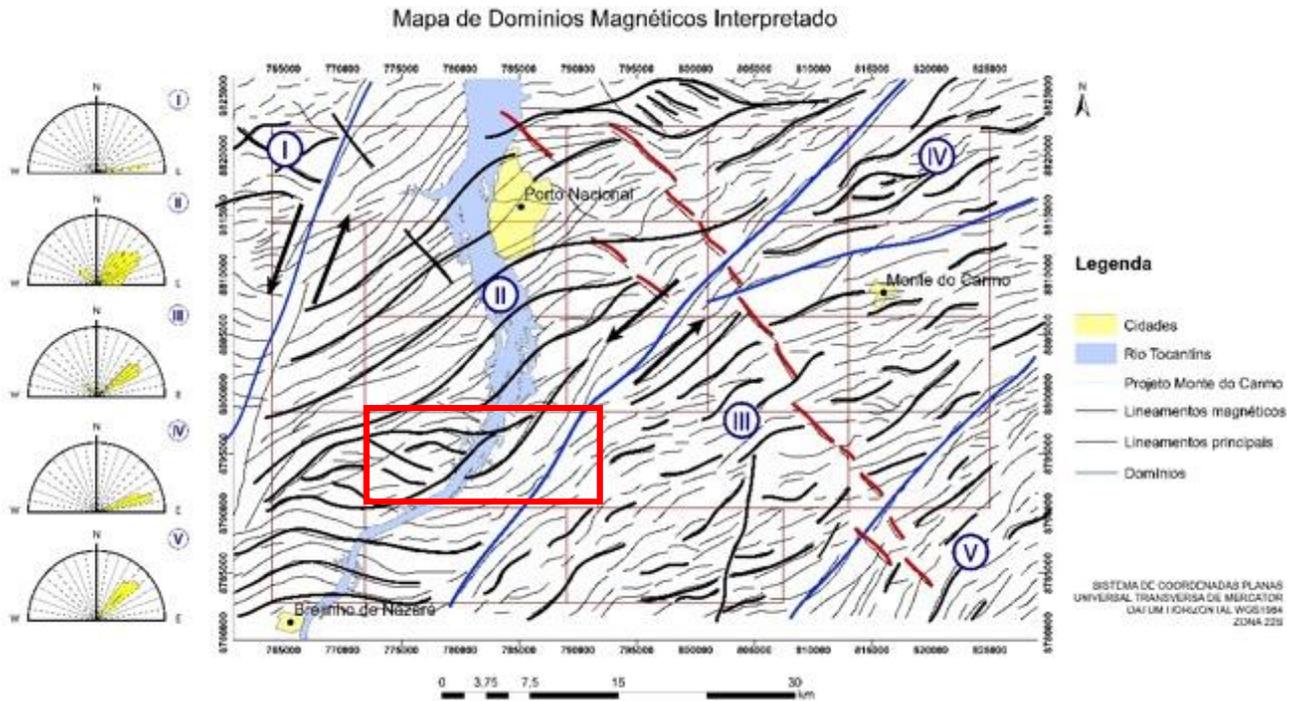
III. O domínio III abrange as áreas do extremo nordeste do PMC. Nesse domínio os lineamentos possuem uma direção predominantemente NE, como sigmóides discretos de cinemática sinistral, chegando até 10 km de comprimento.

IV. 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.

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

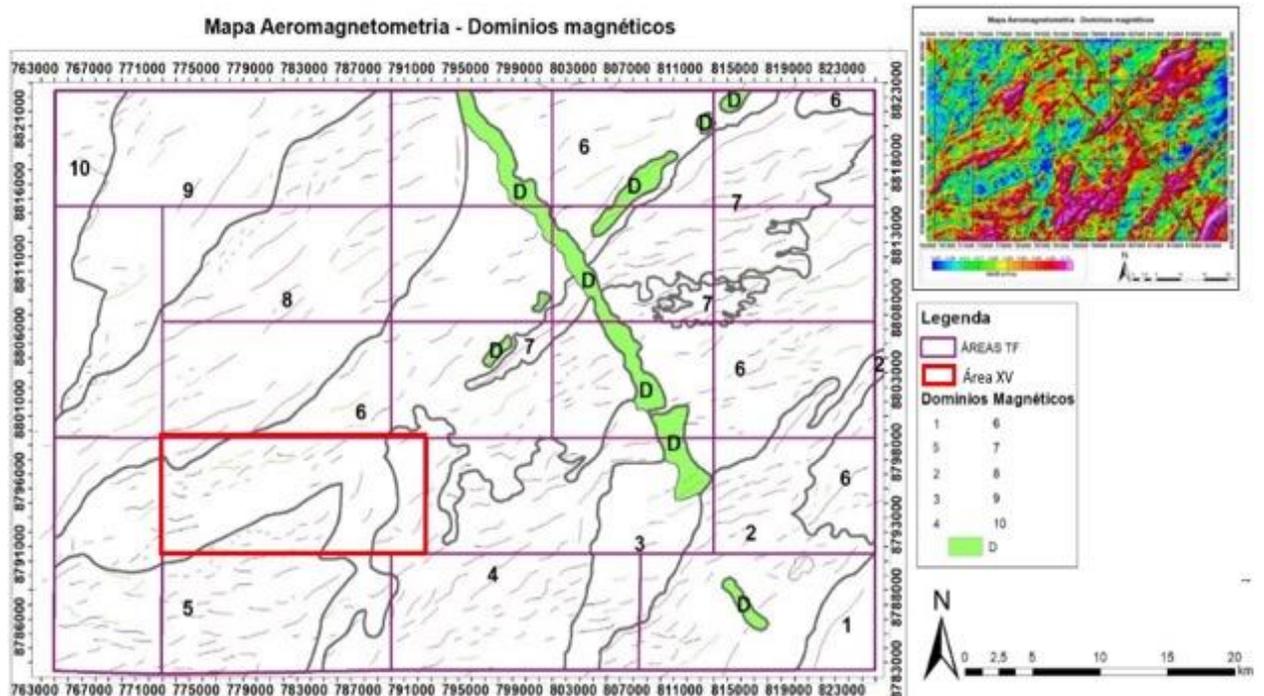
Portanto, de forma geral, a direção predominante de estruturação dos domínios é NE, como algumas porções E-W e N-S relacionadas às curvas dos sigmóides que exibem uma cinemática predominantemente sinistral. Na porção central da área do PMC, diques de diabásio estão encaixados nesses lineamentos NW, cortando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

Figura 4.1 - 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.



Foram gerados também mapas com domínios magnetométricos (Fig. 4.2) baseado na composição magnética, a partir dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D, dividido em 11 domínios magnéticos que estão sintetizados na tabela 7.

Figura 4.2 - Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos.



O quadro a seguir descreve as principais características dos 11 domínios delimitado com base na assinatura magnética.

Tabela 7 - Características dos principais domínios magnéticos composicionais.

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 uma tendência NE forte de alta amplitude com uma tendência sigmoidal.
3	Domínio com uma amplitude baixa que varia a média em eventuais locais do domínio, apresenta uma tendência NS bem marcado que divide o domínio na porção Leste. A amplitude tem sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m e lugares localizados possui uma amplitude alta com tendência EW.
4	Anomalia magnética sigmoidal, com uma tendência preferencial NE dos lineamentos de alta intensidade exclusivamente. 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 uma tendência 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 cento-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 sigmoides. A intensidade é 0,005 a 0,013 nT/m.
7	Domínio de alta intensidade, estruturalmente marcado pela tendência NE de 0,172 nT/m de intensidade. 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 são sigmoidais também, 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, eventuais lineamentos de alta intensidade apresentam-se também. 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 pela tendência NW agora, tanto dos lineamentos de alta quanto baixa intensidade. A sinal é muito fraco também, 0,005 nT/m.
D	São grandes corpos alinhados segundo os tendências NE e NW de alta intensidade com valores médios de 0,082 nT/m.

A partir da análise dos dados, nota-se que:

- I. A geofísica tem uma forte estruturação com tendência principal NE, além de diferenças na amplitude do sinal e também estruturas menores com formatos sigmoidais. As duas maiores são grandes zonas de cisalhamentos com cinemática sinistral, com sigmoides dentro dessas zonas de cisalhamento, reforçando esse cisalhamento;
- II. Os dados propõem duas gerações de diques, uma NE e outra NW, que são correlacionadas a nível de afloramento;
- III. As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas juntamente com variações litológicas, onde a amplitude do sinal aumenta drasticamente, temos corpos MUM (máficos-ultramáficos), onde a amplitude se apresenta com um alto a moderado,

temos rochas félsicas com minerais magnéticos associados, gnaisses tonalíticos com ilmenita como mineral acessório, e quando a amplitude é muito baixa ou baixa, temos rochas com nenhum mineral magnético associado em sua assembleia, quartzitos, e rochas sedimentares da bacia, por exemplo;

IV. A análise sugere uma estruturação N-S que colocam rochas com alta amplitude magnética e baixa amplitude magnética lado a lado, indicando falhas regionais;

4.1.2 Domínios gamaespectrométricos

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 e uma tabela com suas principais características (Fig. 4.3; Tabela 8).

Figura 4.3 - Domínios gamaespectrométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB.

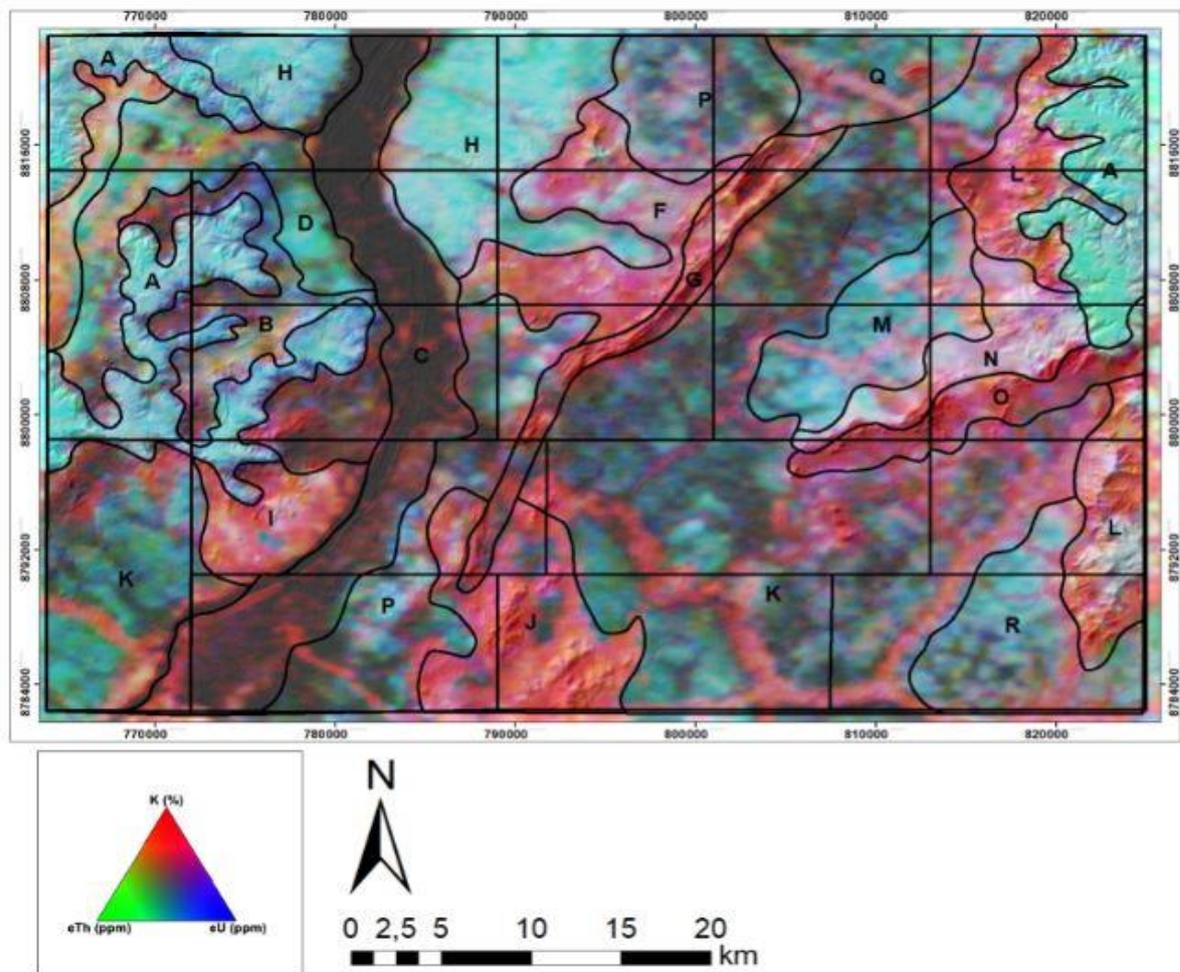


Tabela 8 - Descrição das principais características dos domínios gamaespectométricos do Projeto Monte do Carmo.

DOMÍNIO	COR RGB	eU	K	eTh	INTERPRETAÇÃO
A	Branco e ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio de relevo plano, apresentando contato anastomosado com outros domínios. A alta concentração de eTh e eU está relacionada à presença de crosta laterítica e aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Grande parte da ocupação do solo é destinada à atividade agrícola.
B	Preto, Azul e Vermelho	Baixo	Baixo-Moderado	Baixo	Ocorre na porção leste da área, encaixado com os sedimentos da Bacia do Parnaíba. O relevo é plano a suavemente ondulado e a resposta gamaespectométrica é relativamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K.
C	Preto	Baixo	Baixo	Baixo	Esse domínio representa o Rio Tocantins e sua planície de inundação. Possui como característica baixa concentração nos três canais e coloração preta no produto RGB.
D	Verde Azulado	Baixo	Baixo	Moderado	Apresenta relevo plano e resposta verde azulada no produto RGB. O canal de eTh se destaca em relação aos eU e K.
E	Vermelho Amarelado	Baixo-Moderado	Muito alto	Alto	Bordeado pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e pelo domínio D, essa região destaca-se das suas redondezas por apresentar alto K, eTh e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua 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. Provavelmente trata-se de uma área onde predominam os processos intempericos e com ausência de afloramentos.
I	Vermelho e Branco	Baixo	Muito alto	Baixo	Relevo plano a suave ondulado, com formato circular. Esse domínio apresenta alta concentração de K em relação aos outros canais e provavelmente representa os granitos da unidade Aroeiras
J	Vermelho	Baixo	Muito alto	Baixo	Esse domínio, de relevo suave a forte ondulado e formato circular, está relacionado à presença da intrusão granítica pertencente a Suíte Ipueiras. O alto K está ligado à composição dos granitos, que apresentam feldspato potássico
K	Verde Musgo	Baixo	Moderado -Baixo	Baixo	Extenso domínio de relevo plano, ele é caracterizado pelo tom de verde musgo na composição RGB e pelos valores baixos nos três canais.

DOMÍNIO	COR RGB	eU	K	eTh	INTERPRETAÇÃO
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.

4.2 Unidades estratigráficas do Projeto Monte do Carmo

A geologia do Projeto Monte do Carmo é formada por rochas do Complexo Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Rochas plutônicas sin a pós tectônicas (Granitos Torre, Santana e à Suíte Granítica Manduca), Suíte vulcânica Santa Rosa, Suíte Ipueiras, Suíte Aliança, Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida, Intrusões máficas - ultramáficas, Formação Monte do Carmo, Suíte Lajeado, Suíte Gabro - anortosítica Carreira Comprida, Bacia do Parnaíba, Lateritos, Diques e soleiras, Depósitos aluvionares.

Os litotipos de cada unidade serão descritos a seguir.

4.2.1 Complexo Granulítico Porto Nacional

O Complexo Granulítico Porto Nacional está localizado a oeste da área do Projeto Monte do Carmo, com tendência NE-SW e é composto por rochas paraderivadas e

ortoderivadas. Ocorre principalmente nas áreas I, III, V, VI, VIII, X e XI. As rochas pertencentes a essa unidade estão associadas a um baixo topográfico.

As rochas paraderivadas ocorrem como lentes, intercalados dentro da unidade ortoderivada, em geral alongados e de direção NE-SW. As rochas do Complexo Granulítico Porto Nacional estão metamorfizadas em fácies xisto verde alto a fácies granulito, onde o grau metamórfico aumenta de leste para oeste nesse complexo.

A unidade ortoderivada (PP2 γ pn(o)) compreende granada-hornblenda gnaisses tonalíticos, clinopiroxênio-ortopiroxênio-biotita gnaisses tonalíticos, olivina-plagioclásio-piroxênio gnaisses, cianita-plagioclásio-hornblenda gnaisses, anfíbolitos, granulitos máficos, clorita-talco-tremolita xistos, enderbitos e metamáficas.

A unidade paraderivada (PP2pn(p)) compreende gnaisses feldspáticos, estauroilita-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.

4.2.2 Formação Morro do Aquiles

A Formação Morro do Aquiles está localizada na parte centro norte e sudoeste do Projeto Monte do Carmo e está disposta em faixas com tendência NE-SW, limitado por contatos tectônicos. Ocorre principalmente nas áreas II, VI, VII e XV.

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

4.2.3 Rochas plutônicas sin- a pós- tectônicas

As rochas plutônicas localizam-se no centro norte do Projeto Monte do Carmo, principalmente na área VII, e são representadas por três corpos graníticos intrusivos nos xistos da Formação Morro do Aquiles. Elas correspondem aos granitos Torre, Santana e à Suíte Granítica Manduca, com cerca de 2 km, 1 km e 3 km de diâmetro, respectivamente.

O Granito Torre localiza-se na divisa das áreas 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, composto por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, muscovita e biotita.

O Granito Santana localiza-se na divisa com a área VI e corresponde a um biotita granito de granulação grossa, milonitizado, composto por quartzo, biotita, plagioclásio, feldspato potássico e muscovita.

A Suíte Granítica Manduca localiza-se na divisa com a área XII corresponde a dois corpos granitoides de granulação fina a média, variando em composição de granito a granodiorito, prevalecendo a fácies muscovita-biotita granito médio. Ocorre intercalado com os xistos da Formação Morro do Aquiles, em uma estrutura do tipo *roof pendant*.

4.2.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa

A Suíte Vulcânica Santa Rosa encontra-se no extremo sudeste da área do Projeto, apresentando-se estruturada com direção aproximada NNE-SSW. Está restrita às áreas IV, IX, XV, XVI, XVIII e XIX. Sua melhor exposição está localizada a norte da cidade de Monte do Carmo, constituída por blocos e lajedos ao longo do Córrego Santa Rosa. Está associada ao Granito do Carmo e é composta por riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos.

4.2.5 Suíte Intrusiva Ipueiras

A Suíte Intrusiva Ipueiras aflora nas porções centro-sul e leste da área do PMC. Seus corpos estão alongados segundo a direção NE-SW e apresentam dimensões batolíticas, sendo que o maior deles apresenta cerca de 24 km de comprimento e o menor, 14 km. Há exposições localizados próximos ao município de Monte do Carmo e em fazendas nos arredores nas áreas IX, XIII, XIV, XV, XVI, XVIII e.

Esta unidade (PP3gl(p)) é representada por biotita-sienogranitos, hornblenda-biotita-monzogranitos, sienogranitos, monzogranitos, leucomonzogranitos, calcita-clorita-metagranitos e granodioritos.

4.2.6 Suíte Aliança (NP3γa)

A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada que ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, com direção NE-SW, fazendo contato tectônico com as rochas do Complexo Granulítico 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 áreas I, V e X.

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

4.2.7 Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida (NP3mca)

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

4.2.8 Intrusões Máficas-Ultramáficas

Estão localizadas a leste da Serra Manoel do Carmo, aflorando desde o extremo nordeste da área do projeto até o sul. São corpos intrusivos com escassez de afloramentos. Contudo, são rochas com elevada resposta magnética. Desta forma, a delimitação de seus corpos foi feita com o auxílio de produtos de aeromagnetometria.

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

4.2.9 Formação Monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo está localizada no extremo sudeste da área do projeto, estruturada segundo a direção NE-SW. Suas ocorrências ocorrem com direção preferencial E-W e no caminho para a Fazenda da Escadinha, na área XVII. É constituída pelas Sequências Sedimentar (NP3mca), Vulcânica Ácida e Vulcânica Básica e Intermediária (NP3bmca). Os litotipos presentes na área de estudo são conglomerados polimíticos, grauvacas líticas, grauvacas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita-xistos e basaltos.

4.2.10 Suíte Lajeado (NP3γ2mt)

A Suíte Lajeado é composta por dois corpos graníticos e ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, com direção NE-SW, 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 áreas I, V, X e XV.

Essa unidade é representada pelos hornblenda-biotita sienogranitos que caracterizam o Granito Matança, e pelos granitos peraluminosos que caracterizam o Granito Aroeira.

4.2.11 Suíte Gabro - anortosítica Carreira Comprida

A Suíte Gabro - anortosítica Carreira Comprida ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, com direção NE-SW mais ou menos paralela às rochas do Complexo Granulítico Porto Nacional, em contato tectônico com as rochas da Formação Morro do Aquiles, 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 áreas V, X, XI e XV.

Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos e lajedos. Essa unidade é representada por meta-anortositos e hornblenda gabros das intrusões Carreira Comprida (e1δcc) e Morro da Mata (e1δmm), respectivamente.

4.2.12 Bacia do Parnaíba

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

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

4.2.13 Lateritos (Nqdl)

As crostas lateríticas ocorrem em todas as subáreas do Projeto Monte do Carmo, com variação na sua extensão em cada uma delas. Ocorrem em áreas de relevo aplainado, e também no topo de muitos morros, sempre recobrimdo unidades mais antigas.

Foram encontradas, na área do projeto, crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

4.2.14 Diques e Soleiras

Afloram predominantemente na porção leste da área do PMC nas áreas XIII, XIV e XVI. Estão direcionados segundo as direções E-W, NE-SW e SW-NE e são constituídos por gabros e diabásios.

4.2.15 Depósitos Aluvionares

São caracterizados como sedimentos inconsolidados associados a drenagens e áreas alagadas, tendo uma fração cascalhenta a arenosa predominante, e sedimentos finos com matéria orgânica.

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

4.3 Unidades estratigráficas da Área XV

A Área XV é composto por rochas ígneas e metamórficas das seguintes unidades: Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Vulcânica Santa Rosa, Suíte Intrusiva Ipueiras, Sequência Metavulcanossedimentar indefinida, Suíte Lajeado, Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida e Diques Básicos

4.3.1 Complexo Granulítico Porto Nacional (CGPN)

O Complexo Granulítico Porto Nacional ocorre no extremo noroeste da área XV. Sua ocorrência tem tendência preferencial na direção NE-SW e foi definido a partir das interpretações de lineamentos aeromagnetométricos, além de pontos de campo das áreas X e XI, pois na área XV o complexo encontra-se encoberto por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e coberturas lateríticas. Os contatos com as unidades adjacentes são definidos como tectônico, caracterizados por uma zona de cisalhamento.

As rochas do CGPN são caracterizadas como paraderivadas e ortoderivadas. As rochas paraderivadas são gnaisses feldspáticos, estaurolita-silimanita-granada gnaisses, biotita-hornblenda-grafita gnaisses, silimanita-granada-biotita gnaisses, cianita-silimanita-granada gnaisses, gonditos, granitos peraluminosos e xistos grafitosos. Enquanto a unidade ortoderivada é representada por granada-hornblenda gnaisses tonalíticos, clinopiroxênio-ortopiroxênio-biotita gnaisses tonalíticos, olivina-plagioclásio-piroxênio gnaisses, cianita-

plagioclásio-hornblenda gnaisses, anfibolitos, granulitos máficos, clorita-talco-tremolita xistos, enderbitos e metamáficas (Gorayeb, 1996, 2000; Chaves *et al.*, 2008).

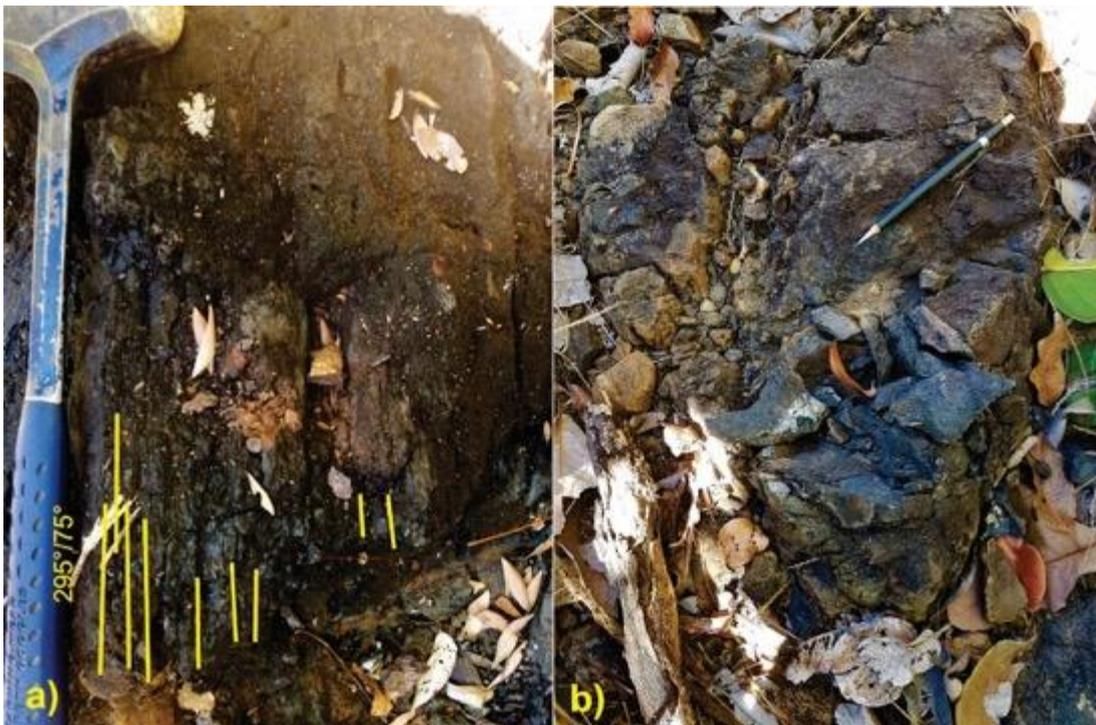
4.3.2 Formação Morro do Aquiles (FMA)

A Formação Morro do Aquiles, compreende a porção central da área de estudo. É representada por uma faixa de aproximadamente 10 Km de extensão e 5,5 Km de largura, com direção NE-SW. Os contatos desta unidade são indefinidos ou encobertos por coberturas lateríticas e sedimentares quaternárias.

As regiões aflorantes da FMA constituem relevo suavemente ondulado, composto por terrenos planos com presença de pequenos morros, com predominância das crostas lateríticas. No mapa aeromagnetométrico é possível distinguir lineamentos de direção NE-SW marcados por altos magnéticos relacionados a FMA. Na imagem de gamaespectrometria não foi possível definir um padrão de respostas desta Formação, porém de modo geral ocorrem teores altos de eTh, moderado eU e baixa porcentagem de K.

Os afloramentos *in situ* desta formação são representados apenas por gonditos restritos em lajedo métricos, além de blocos decimétricos e métricos orientados concordantemente com a tendência regional NE-SW (Fig. 4.4).

Figura 4.4 - a) Afloramento de gondito caracterizado por sua coloração preta e alta densidade. Apresenta foliação com direção $295^{\circ}/75^{\circ}$, concordante com a foliação regional; b) Afloramento de gondito descrito como rocha escura, de alta densidade, composta por quartzo e óxido de manganês, e localmente presença de grafita.



Na área XV afloram apenas os gonditos da Formação Morro do Aquiles, caracterizados por rochas de coloração preta acinzentadas, de granulação fina, alta densidade e estrutura predominantemente maciça com domínios laminados de direção 310°/80°. No ponto TF18-XV-118 foi observada uma brecha formada por clastos de quartzito e gondito (Fig. 4.5).

Sua mineralogia consiste fundamentalmente em granada (espessartita) e quartzo, além de hematita, grafita e anfibólio, com alteração para hidróxido de manganês.

Figura 4.5 - a) Gondito preto acinzentado de granulação fina e textura maciça; b) Rocha brechada composta por clastos de tamanhos médios a grossos de quartzito e gondito.



Esses gonditos foram interpretados por Gorayeb (1996) como formações ferríferas bandadas resultantes de deposição exalativa de sílica, ferro e manganês, em alto grau metamórfico.

Gorayeb (1996), Gorayeb et al. (2013) e Sachett (1996), descrevem que na Formação Morro do Aquiles ainda podem aflorar rochas metavulcanossedimentares, que compreendem micaxistos, biotita xistos e quartzitos com granada, paragneisses aluminosos, xistos grafitosos, xistos granadíferos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas, por vezes intercaladas com ortogneisses e anfibolitos.

4.3.3 Suíte Vulcânica Santa Rosa (SVSR)

A Suíte Vulcânica Santa Rosa está localizada no extremo sudeste da área de estudo, próximo à rodovia TO-050. Ocorre como um corpo de forma ovalada associado aos granitos da Suíte Intrusiva Ipueiras.

A unidade é caracterizada por mostrar relevo ondulado, com morros abaulados e domínios de relevo suave a plano. A suíte apresenta resposta aerogamaespectrométrica

discreta com textura rugosa, de coloração variando entre roxo e rosado, indicando altos e moderados teores de K e tênue presença de eU e eTh. A assinatura desta litologia pode ter interferência devido a relação com os granitos e por coberturas detríticas.

A fácies vulcânica é caracterizada por coloração cinza escuro, caráter hipocristalino, com cristais de granulação média (1,0-10mm) de quartzo e feldspato em matriz afanítica densa (0,009-0,1mm), caracterizando uma textura porfirítica (Fig. 4.6).

Em lâmina delgada a rocha apresenta arranjo inequigranular ou porfirítico, com granulação variando entre muito fina (0,05-1,0 mm) a média (1,0-10 mm), hipidiomórfica, com contatos irregulares e textura granular maciça com domínios cataclásticos.

Figura 4.6 - a) Afloramento em lajedo da fácies vulcânica intensamente fraturada em pelo menos quatro direções; b) Amostra de riolito de coloração acinzentada apresentando fenocristais de quartzo e feldspato potássico em matriz muito fina.



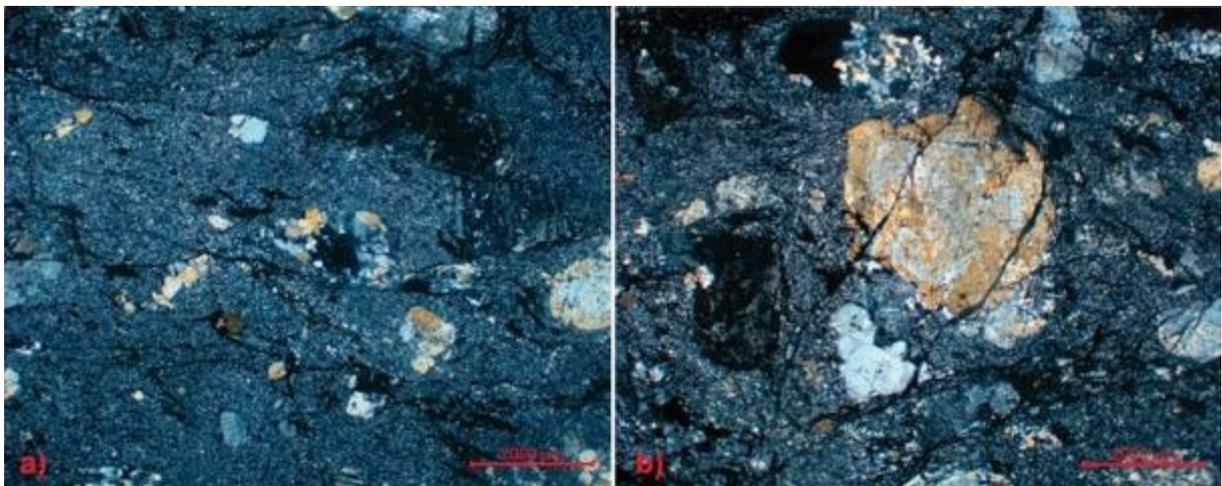
Sua mineralogia é composta por quartzo (40%), feldspato potássico (30%), plagioclásio (25%) e biotita (5%; Fig. 4.7). Como minerais secundários há micas brancas e clorita. O quartzo exibe-se como cristais anédricos e de granulação fina a média. Os cristais de quartzo também apresentam feições de deformação, como extinção ondulante, formação de subgrãos, cristais sigmoidais e cordões de quartzo, além de fluxo cataclástico evidenciado por fraturamento e cominuição dos cristais. O feldspato potássico apresenta-se subedral a anedral e de granulação fina a média. Neste mineral ocorre forte fraturamento de grão, além de alteração do tipo sericitização que aparece de maneira concentrada no núcleo ou espalhada por todo o cristal. Os cristais de plagioclásio são subédricos e de granulação fina. Estes apresentam sericitização em seu interior. Os cristais de biotitas mostram um pleocroísmo moderado, variando de verde escuro a tons de marrom, apresentam forma subédricos a anédricos, as vezes com hábito lamelar e granulação fina. Estão geralmente localizadas em porções mais deformadas (Fig. 4.7).

Os fenocristais da rocha mostram evidências de deformação dútil como fratura por meio de microfalhas e juntas. O quartzo apresenta-se deformado com feições de recristalização, formação de subgrãos e extinção ondulante, além de geração de cristais sigmoidais e *ribbons*. Tais processos podem ser relacionados a condições de deformação de menor temperatura e pressão, tendo como valores experimentais aproximados, respectivamente, 400 - 550°C (Trow & Passchier, 2005; Hirth & Tullis, 1992; Fig. 4.7).

Enfim, o fluxo cataclástico é caracterizado nesta rocha por acentuado fraturamento e cominuição dos cristais, resultando na diminuição do tamanho dos grãos durante deslizamento friccional. Em observação petrográfica o fluxo é evidenciado por clastos falhados e fraturados em duas direções preferenciais, além de domínios de granulação fina recristalizada (Fig. 4.7).

O plagioclásio e a biotita apresentam menor deformação. O primeiro mineral, em compensação, exibe alteração por processo de saussuritização e sericitização, indicando um possível zoneamento composicional do mineral, talvez relacionado com a percolação de fluidos durante a deformação.

Figura 4.7 -Fotomicrografia em nicois cruzados de rocha plutônica exibindo fenocristais de quartzo com feições de recristalização com extinção ondulante e formação de subgrãos; b) Fotomicrografia de fenocristais de feldspato potássico mostrando microfalha. Além de cristais de quartzo intensamente recristalizados.



4.3.4 Suíte Intrusiva Ipueiras (SII)

As rochas desta Unidade estão localizadas no extremo leste e sudeste da subárea de estudo, próximo à rodovia TO-050 e às margens do Rio Areias. A SII ocorre como um corpo de forma ovalada com aproximadamente 4 Km de comprimento e 3 Km de largura. Sua relação de contato com as formações mais antigas foi inferida como discordante e intrusivo, porém devido a coberturas sedimentares, não foi possível estabelecer com segurança essa relação.

Na área de estudo esta unidade é caracterizada por apresentar geomorfologia ondulada, composta por morros abaulados, além de domínios de relevo suave a plano (Fig. 4.8). A suíte apresenta assinatura aerogamaespectrométrica caracterizada por textura moderadamente lisa, coloração variando entre vermelho e rosado, indicando elevados teores de K e tênue presença de eU e eTh. Relacionando com o relevo, que é heterogêneo, com porções onduladas de morros e outras porções mais baixas e planas, além de ocorrência significativa de drenagens, pode se explicar as variações nas respostas gamaespectométricas, sendo as porções aplainadas mais ricas em eTh e as elevações mais ricas em eU.

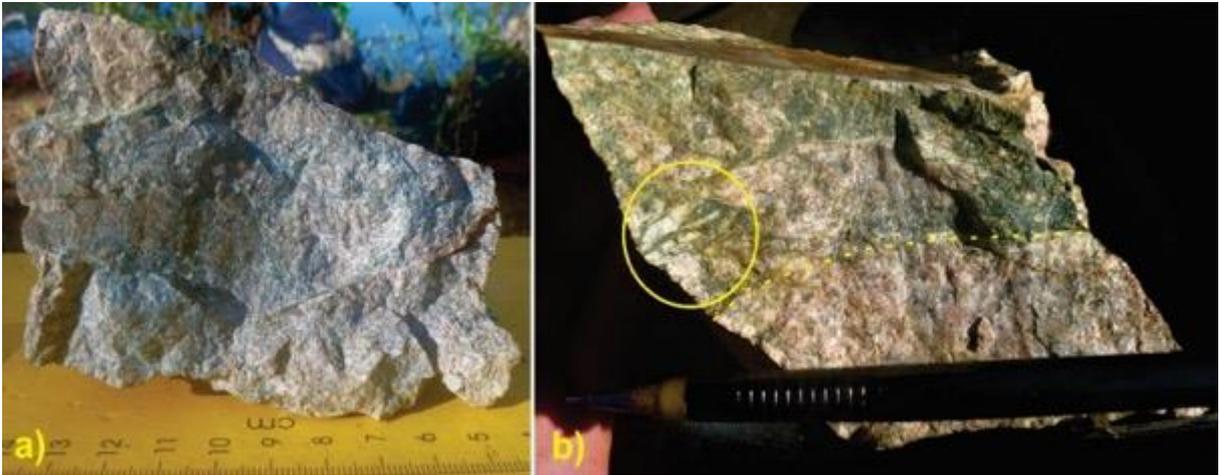
Os afloramentos das rochas plutônicas desta suíte são caracterizados por lajedos e blocos métricos, preferencialmente em encostas e subida dos morros. Apresentam vegetação de cerrado fechado, com árvores de médio a grande porte dispostas de maneira densa ao longo dos morros e transicionando para gramíneas e mata de galeria nas áreas planas e próximo a drenagens (Fig. 4.8).

Figura 4.8 - Relevo ondulado característico da Suíte Plutono-vulcânica Ipueiras; b) Afloramento em lajedo e blocos da Fácies Plutônica da Suíte Ipueiras.



É descrita como uma rocha de coloração rosa acinzentado, holocristalina, com cristais subédricos de granulação fina (0,1-1,0mm) a média (1,0-10mm), com textura isotrópica maciça. Localmente observam-se feições de brecha, foliações e venulação, relacionada a uma deformação rúptil a rúptil-dúctil, principalmente nas bordas (Fig. 4.9).

Figura 4.9 - a) Amostra de granito cinza da Suíte Ipueiras (TF18-XV-143; UTM: 788689/8790588); b) Granito intensamente alterado com coloração rosa esverdeado; localmente apresenta fluxo cataclástico (circulado em amarelo).



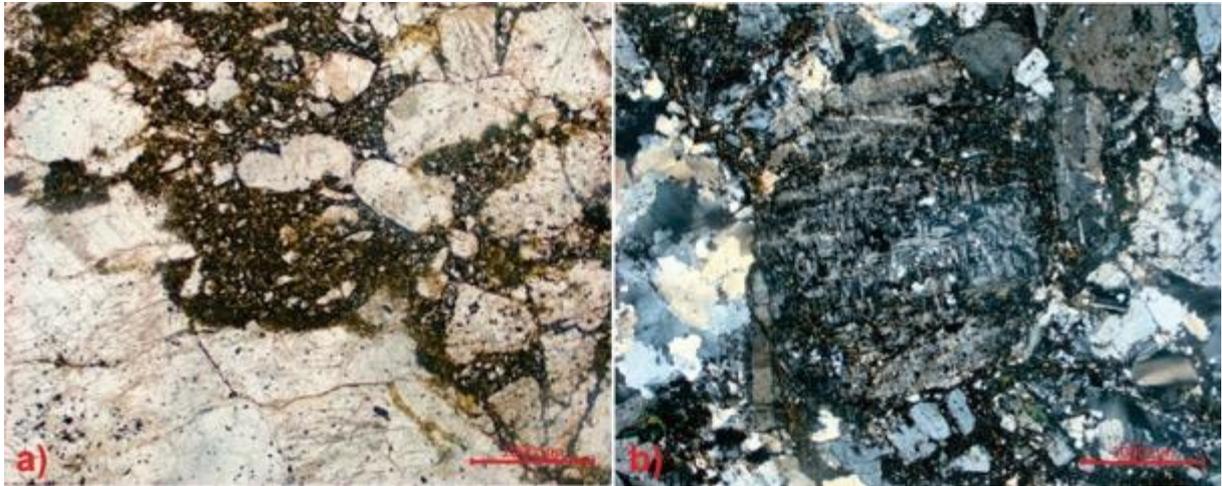
As rochas apresentam arranjo inequigranular, com granulação variando entre fina (0,1-1,0 mm) e média (1,0-10 mm), hipidiomórfica, com contatos irregulares e textura granular maciça com feições cataclásticas de moagem fina (0,1-0,5cm). Sua mineralogia é definida por feldspato potássico (35%), quartzo (30%) e plagioclásio (20%) e biotita (5%). Como minerais secundários ou de substituição ocorrem biotita e clorita (Fig. 4.10).

Os cristais de feldspato potássico são subédricos, com tamanho fino (0,1-1,0mm) a médio (1,0-10mm) e geminações do tipo Carlsbad, Lei da Albita e do Periclínio. Estão intensamente fraturados e com processos de substituição por mica branca e clorita. Os cristais de plagioclásio apresentam-se com forma subédrica e hábito tabular, com cristais de tamanhos fino, por vezes exibindo maclamento do tipo Lei da Albita, e parcialmente substituídos por sericita. O quartzo ocorre como cristais anedrais a subedrais e com granulação entre fino a médio. Além disso os cristais de quartzo mostram um forte fraturamento, extinção ondulante, formação de subgrãos e recristalização do tipo *bulging* (BLG; Fig. 4.10).

A biotita ocorre em menor proporção na amostra exibindo um pleocroísmo moderado, variando de verde escuro a tons de marrom, apresentam forma subédrica a anédrica com hábito lamelar e granulação fina. Estão geralmente localizadas em porções intensamente alteradas. A clorita também apresenta pleocroísmo entre verde e marrom claro, tem forma anédrica, granulação fina e as vezes com hábito lamelar. Este mineral está relacionado a processo de alteração (Fig. 4.10).

Outros minerais acessórios observados são: mica branca (sericita), epidoto, zircão, titanita e minerais opacos.

Figura 4.10 - a) Fotomicrografia do Granito Ipueiras com nicois paralelos mostrando clastos angulosos a subarredondados em matriz de granulação muito fina; b) Fotomicrografia com nicóis cruzados de fenocristal de feldspato potássico intensamente fraturado e alterado, além de cristais de quartzo que exibem fraturas, extinção ondulante e formação de subgrãos.



De maneira geral a fácies plutônica pode ser interpretada como derivada de um magma parental possivelmente oxidado, devido a presença de feldspatos potássicos de tonalidade rosada e de magnetita, sugerindo uma granitogênese tipo I ou M.

Em termos estruturais ocorrem feições do tipo rúptil-dúctil, onde há fenocristais intensamente deformados, mostrando a deformação rúptil que fratura os cristais por meio de microfalhas e fraturas, além do quartzo que certamente é o mineral que melhor exhibe a deformação dúctil, sendo que nos cristais são observados processos de recristalização, formação de subgrãos e extinção ondulante. Estas feições podem ser relacionadas a efeitos do estresse deformacional, que para diminuição da energia interna do sistema forma tal feições em condições de menor temperatura e pressão. Estas características microestruturais podem ser relacionadas com valores de temperatura e pressão de aproximadamente, 300 - 400°C (Trow & Passchier, 2005; Hirth & Tullis, 1992).

O fluxo cataclástico é definido pelo fraturamento, cominuição e diminuição dos tamanhos dos grãos durante deslizamento friccional, que nas amostras é evidenciado por brecha formada por clastos de tamanhos variando de fino a médio, subangulosos, em matriz muito fina de minerais cominuidos durante a deformação.

Todos os processos supracitados, junto com a presença de minerais secundários de alteração como a clorita, o epidoto e as micas brancas indicam a ação de fluidos em processos metassomáticos na rocha.

4.3.5 Sequência metavulcanossedimentar indefinida (SMVSI)

Na área de estudo, a Sequência Metavulcanossedimentar indefinida compreende uma faixa localizada a leste do Rio Tocantins, de 8,5 Km de comprimento e 2,5 Km de largura, composta por rochas metassedimentares de direção NNE-SSW. Os afloramentos são encontrados predominantemente na Serra Manoel do Carmo (SMC), próximo à rodovia TO-050. As rochas metassedimentares ocorrem em contato tectônico, por zona de cisalhamento regional, com as rochas da Formação Morro do Aquiles.

A região em que aflora esta subunidade é caracterizada por um relevo ondulado com destaque para a Serra Manoel do Carmo. As estruturas regionais que limitam a Sequência Metavulcanossedimentar indefinida foram definidas pela interpretação dos dados aerogeofísicos. No mapa de anomalias magnéticas, as rochas desta unidade apresentam forma alongada com direção NNE-SSW, distinguindo-se por sua assinatura magnetométrica moderada de tonalidade laranja (58 a 64 nT). Os lineamentos estruturais foram traçados a partir do mapa de primeira derivada vertical, marcando duas zonas de cisalhamento no limite da serra, além de uma estrutura regional de direção NW-SE responsável pela mudança de direção da Serra Manoel do Carmo de NE-SW para N-S. No mapa gamaespectrométrico ternário (RGB), a Formação Monte do Carmo apresenta textura rugosa com tonalidades avermelhadas, destacando altos teores de K, possivelmente relacionados à presença de filossilicatos.

O padrão de afloramento é na forma de lajedos e blocos métricos ao longo da Serra Manoel do Carmo, sendo o quartzito responsável pela sustentação do relevo ondulado da região. A vegetação desenvolvida sobre as rochas desta unidade é definida como típica de cerrado, que em sua maioria está composta por gramíneas e árvores esparsas de pequeno e médio porte (Fig. 4.11).

Figura 4.11 - a) Serra Manoel do Carmo com blocos de quartzito da Sequência Metavulcanossedimentar indefinida; b) Afloramento de blocos métricos na base da Serra Manoel do Carmo.



A fácies metassedimentar é caracterizada como quartzito fino a médio, por vezes micáceo. Apresenta coloração branca acinzentada e cor de alteração avermelhada. Tem granulação variando de fina (0,1-1,0mm) a média (1,0-10mm). A rocha é composta por quartzo (85%), muscovita (10%) e minerais opacos (5%), e possui foliação penetrativa marcada por orientação mineral, principalmente dos filossilicatos, com direção de $305^{\circ}/80^{\circ}$ (Fig. 4.12).

Figura 4.12 - a) Amostra de quartzito da SMVSI. A rocha é caracterizada por coloração branca amarelada, alteração vermelha, granulação média e foliação marcada por orientação mineral, tendo como direção $340^{\circ}/75^{\circ}$; b) Os afloramentos ao longo da Serra apresentam várias fraturas, por vezes preenchidas principalmente por quartzo sintaxial com direção preferencial $170^{\circ}/85^{\circ}$.



Na observação petrográfica da rocha nota-se arranjo inequigranular, com granulação muito fina (0,01-1,0 mm) a média (1,0-10mm), com contatos irregulares e textura lepidoblástica dos filossilicatos (Fig. 4.13).

Os cristais de quartzo mostram-se anhedrais a subhedrais e de granulação fina a média destacando-se pelas feições de deformação, como extinção ondulante, formação de subgrãos,

cristais sigmoidais e *ribbons*, além de recristalização dinâmica do tipo *bulging* e *subgrain rotation*. Os cristais de muscovita mostram pleocroísmo leve em tons de verde e amarelo, forma subhedral com hábito lamelar e granulação muito fina. O mineral encontra-se em bandas lepidoblásticas entre os cristais de quartzo (Fig. 4.13 – c,d).

As microestruturas observadas nos cristais de quartzo, principalmente as feições de recristalização dinâmica, correspondem a temperatura e pressão intermediárias de deformação com valores aproximados de, respectivamente, 400 – 550 °C (Trow e Passchier, 2005; Fig. 4.13).

A muscovita aparece como mineral secundário marcando planos de foliação resultantes da deformação (Fig. 4.13 – e,f).

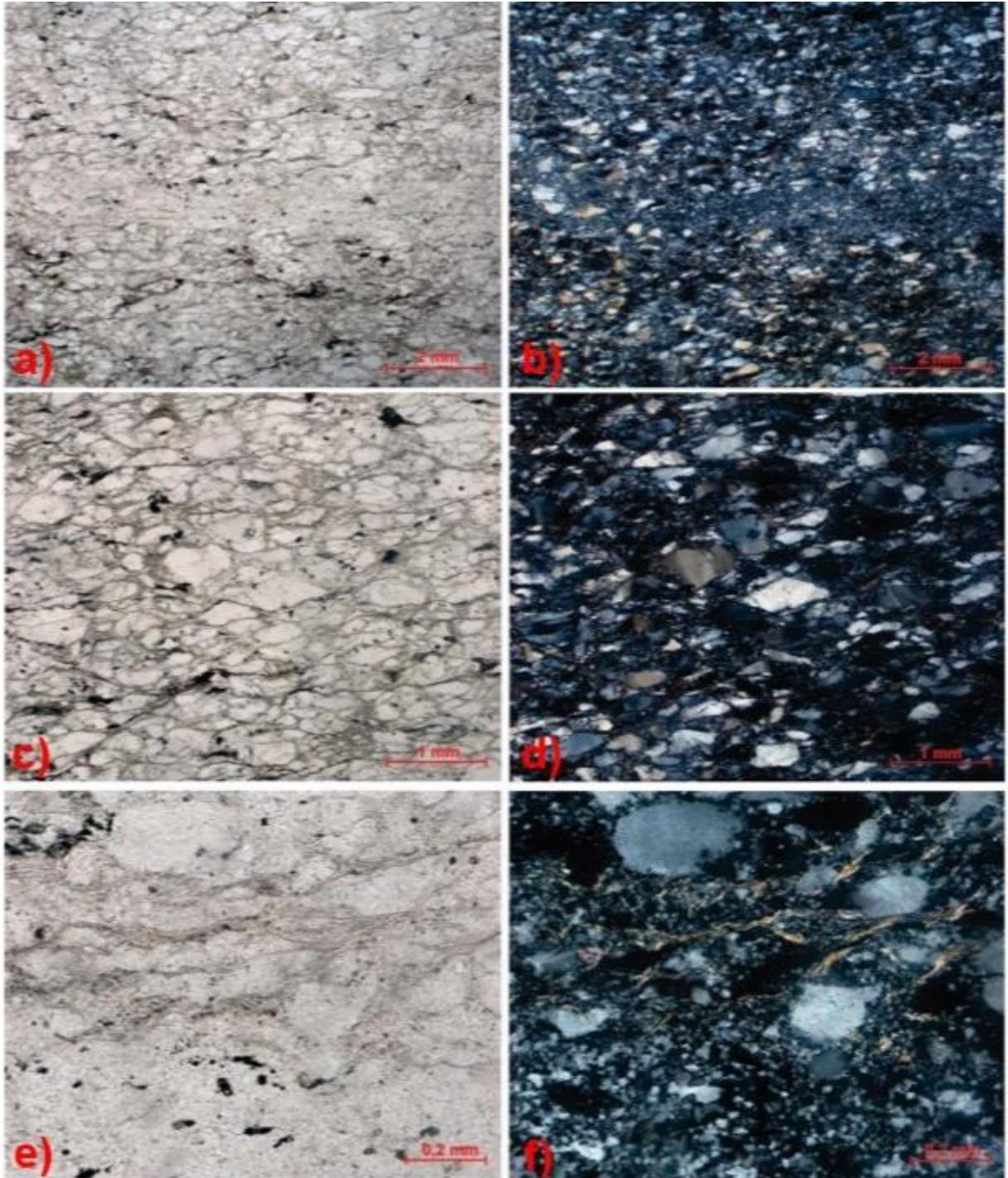
Na lâmina, é observado um domínio ou faixa de granulação mais fina e densa de quartzo aparentemente recristalizado. Estes planos podem estar relacionados a planos de acamamento inicial do arenito que concentrou a deformação durante o metamorfismo (Fig. 4.13 – a,b).

Uma das hipóteses para interpretação da rocha é que ela tenha sido afetada por deformação em baixo grau e percolação de fluidos através de arenitos da Sequência Metavulcanossedimentar indefinida. Este processo causou a recristalização e orientação mineral formando a foliação.

4.3.6 Suíte Lajeado – Granito Aroeira (SL)

Foram mapeadas exposições do Granito Aroeira na porção oeste da área XV. Os afloramentos deste granito predominam na margem oeste do Rio Tocantins, nas estradas que ligam a Rodovia TO-070 com as fazendas do entorno. O Granito Aroeira é um corpo intrusivo elíptico de aproximadamente 8 km de largura e 6km de comprimento, alongado na direção NE-SW. Sua relação de contato com a Formação Morro de Aquiles e o Anortosito Carreira Comprida é exclusivamente intrusivo, marcado por metassomatismo próximo ao contato, observado no ponto TF18-XV-90, onde ocorre uma intensa percolação de fluidos e alteração da Suíte Gabro - anortosítica Carreira Comprida e do Granito Aroeira.

Figura 4.13 - a, b) Fotomicrografia com nicóis paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando quartzito médio com foliação marcada por orientação dos cristais de quartzo e orientação dos filossilicatos, além de domínio milimétrico de granulação fina; c,d) Cristais de quartzo de granulação fina a média mostrando formato sigmoidal por deformação de cisalhamento; e, f) Detalhe das moscovitas orientadas no plano da foliação e envolvendo os cristais de quartzo.



O relevo deste Granito é caracterizado por morfologia suave a ondulada, composto por extensas áreas planas onde ocorrem serras e morros isolados (Fig. 4.14). A partir do mapa de aerogamaespectrometria foi possível a melhor delimitação do corpo. A resposta geofísica do corpo é caracterizada por exibir uma textura moderadamente lisa, coloração variando entre

vermelho, rosado e amarelo, indicando elevados teores de K e teores medianos de eU e eTh. Sendo assim as variações nas respostas gamaespectométricas podem estar relacionadas com a oscilação do relevo, sendo as porções aplainadas mais ricas em eTh e as elevações mais ricas em eU.

Figura 4.14 - Vista panorâmica mostrando o relevo plano com morros abaulados caracterizado por ocorrência do Granito Lajeado.



Os afloramentos desta unidade correm na forma de lajedos contínuos e blocos métricos nas porções planas, além de morros e blocos (Fig. 4.15).

Figura 4.15 - a) Afloramento em lajedo do Granito Aroeira; b) Afloramento em blocos de granitos da Suíte Lajeado – Granito Aroeira.



Destaca-se ainda a presença de porções pegmatíticas de feldspato potássico e textura de mistura de magma (*mingling*), em forma de bolhas ou bastões imiscíveis de composição félsica. A vegetação desenvolvida sobre a unidade é predominantemente de cerrado típico

reconhecido por gramíneas e árvores de pequeno a médio porte, e localmente há ocorrências de matas de galeria (Fig. 4.16).

Figura 4.16 - a e b) Granito da Suíte Lajeado com feições de mistura de magma, mostrando um granito mais meso/melanocrático com mais biotita e domínio mais leucocrático com mais quartzo e feldspato; c e d) Afloramento com texturas de mistura de magma com enclaves de formato arredondado e alongado de composição similar, mas de textura mais fina.



São rochas plutônicas, holocristalinas, leucocráticas, de coloração cinza a rosa acinzentado. Exibe granulação fina (0,1-1,0mm) a média (1,0-10mm), com domínios pegmatíticos (Fig. 4.17 -a, e). Sua mineralogia é composta em geral por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotitas, e em alguns casos, minerais aciculares descritos como anfibólios (Fig. 4.17 -b, f). Tem textura inequigranular, isotrópica e maciça. Ainda vale ressaltar a presença de domínios foliados, marcados pela orientação mineral dentro do corpo granítico (Fig. 4.17- c, d).

Nos estudos petrográficos é possível observar um arranjo inequigranular, com granulação variando entre fina (0,1-1,0 mm) a média (1,0-10 mm), hipidiomórfica, com contatos irregulares e textura granular, ocasionalmente apresentando domínios com variação da granulação.

Figura 4.17 - a) Domínio pegmatítico de feldspatos; b) Rocha de coloração cinza rosado, de granulação fina a média, com composição sienogranítica e textura maciça; c, d) Granito Aroeiras mostrando suave foliação marcada pelas biotitas de direção $230^{\circ}/40^{\circ}$; e) Afloramento mostrando variação na granulação do granito, com domínio fino até grosso; f) Hornblenda monzogranito de coloração rosada, granulação fina e textura maciça.



A mineralogia comum é composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e, por vezes, hornblenda e opacos (Fig. 4.18).

Os feldspatos potássicos apresentam-se euhedrais a subhedrais, de granulação fina a média e com geminações do tipo Carlsbad, Lei da Albita e Lei do Periclínio. Por vezes apresentam forte alteração sericítica em seu núcleo e textura poiquilítica, com alguns cristais englobando cristais finos de quartzo, biotita e outros feldspatos (Fig. 4.18 – c, d, g, h). Também

ocorrem exsoluções do tipo pertita (Fig. 4.18 – c, d, e, f). O quartzo exibe-se como cristais subhedrais a anhedrais e de granulação fina a média. É possível observar que estes por vezes ocupam o espaço intergranular formado após a cristalização dos feldspatos, além de uma recristalização moderada dos cristais com extinção ondulante e formação de subgrãos. Os cristais de plagioclásio são subhedrais a anhedrais e de granulação fina. Estes apresentam sericitização em seu interior. As biotitas mostram um pleocroísmo moderado, variando de verde escuro a tons de marrom, apresentam forma subhedral e granulação fina. Os cristais de hornblenda apresentam um pleocroísmo entre tons de verde, têm forma euhedral a subhedral e granulação fina (Fig. 4.18 – a, b). Ocorrem geralmente associados a biotita e minerais opacos.

Os cristais de plagioclásio são interpretados como zonados, ressaltado pelas alterações internas, resultados de variações composicionais, sendo os centros formados por composições mais cálcicas, enquanto que as bordas são sódicas. A hornblenda, por vezes, estão associadas ou parcialmente alteradas para biotita.

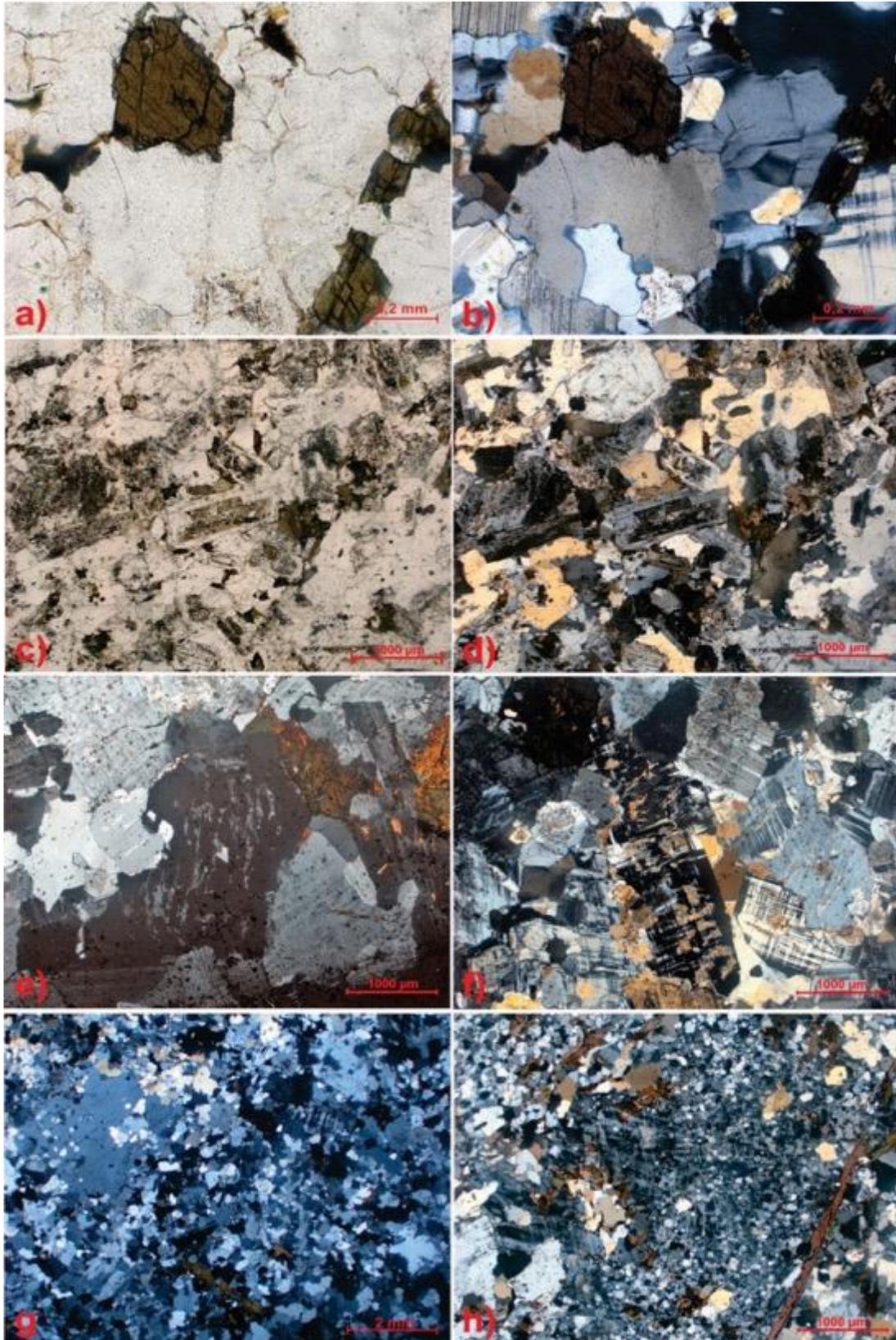
Os domínios marcados por granulações diferentes e as texturas poiquilíticas podem estar relacionados ao contato com a encaixante que modificou a temperatura de cristalização e gerou uma orientação na rocha através de fluxo magmático, além de uma possível deformação de borda durante a intrusão e soerguimento, causando uma discreta orientação mineral em algumas rochas.

4.3.7 Suíte Gabro - anortosítica Carreira Comprida (SGACC)

É representado pelas rochas aflorantes a sul da Vila de Malhadinha, nas Fazendas Landin e Angicos, até aproximadamente 2 Km a leste da beira do Rio Tocantins, na porção noroeste da área XV. A SGACC é uma intrusão que possui cerca de 12 Km de comprimento e 5,5 Km de largura, com direção preferencial NE-SW. Sua relação de contato com as rochas da Formação Morro do Aquiles é tectônica, caracterizado por uma zona de cisalhamento (Zona de Cisalhamento União). Nota-se também um contato discordante relacionado ao Grupo Canindé. Ainda vale ressaltar que o corpo está encoberto por formações lateríticas e depósitos aluvionares, o que dificulta a delimitação da geometria da unidade, assim como seus contatos.

A Suíte Gabro – anortosítica Carreira Comprida é definida geomorfologicamente por relevo suave ondulado, sustentando pequenos morros na porção noroeste da subárea. Os limites e estruturas do corpo são definidos pela interpretação dos dados aerogeofísicos.

Figura 4.18 -a e b) Fotomicrografia de cristais de horblenda com hábito e clivagem características em monzogranito (TF18-XV-38); c, d) Granito mostrando cristais de plagioclásio com intensa alteração sericítica no centro marcando um possível zoneamento composicional, com o centro rico em Na-K e as bordas mais ricas em Ca; e, f) Cristais de K-feldspato apresentando peritas, por vezes alteradas, resultado do rápido resfriamento e instabilidade composicional ou mistura de magma; g, h) Cristais de feldspato exibindo textura poiquilítica englobando cristais menores de quartzo, biotita e outros feldspatos.



A estruturação do corpo, extraído a partir do mapa de primeira derivada vertical é definido por alta densidade de lineamentos, com duas direções preferencias; uma de direção NE-SW, com geometria sigmoidal, e outra NW-SE, aproximadamente linear. No mapa gamaespectométrico ternário (RGB) a suíte é definida por uma textura fortemente rugosa, com tonalidades entre vermelho, roxo e preto, indicando altas concentrações de K, eTh e eU possivelmente resultante das coberturas recentes que ocorrem sobre a rocha. Devido às coberturas sedimentares aluvionares e à proximidade com o Rio Tocantins, ocorre maior absorção dos raios- γ nas áreas de inundação, o que reduz a qualidade dos dados.

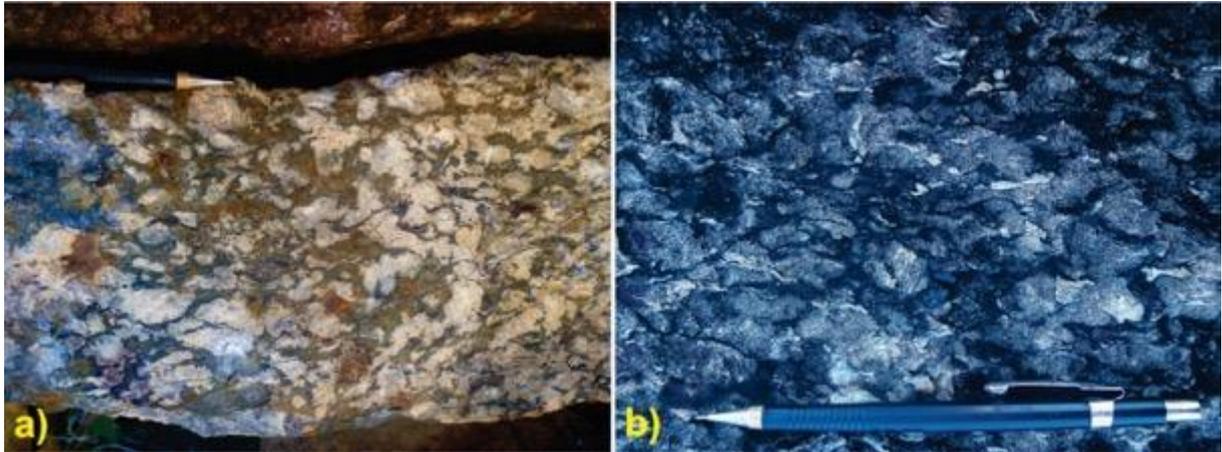
O padrão de afloramento para as rochas pertencentes a esta unidade é de blocos métricos com ocorrências restritas de afloramentos *in situ*. A vegetação é caracterizada por cerrado típico ou cerrado aberto com gramíneas e árvores de médio porte (Fig. 4.19).

Figura 4.19 - a) Afloramento em lajedo de dimensões métricas em relevo plano; b) Afloramento em lajedo mostrando capa de alteração diferenciada.



A rocha é de textura porfirítica, mesocrática, de coloração preta acinzentada. Apresenta cristais de plagioclásio com granulação variando de tamanho médio (1,0-10 mm) a grosso (1,0-3,0 cm), sendo que os minerais máficos formam uma matriz de granulação fina (0,1-1,0mm; Fig. 4.20).

Figura 4.20 - Rocha porfiritica com fenocristais de plagioclásio em matriz fina de composição máfica; b) Rocha preta acinzentada com fenocristais de plagioclásio e matriz máfica mostrando suave orientação.



A rocha mostra cristais intensamente alterados, com coloração verde amarronzada. É composta essencialmente por plagioclásio, clinopiroxênio, anfibólio, granada, quartzo, clorita e minerais do grupo do epidoto, sendo apenas os dois primeiros minerais citados de origem magmática. Adicionalmente, observa-se minerais opacos e titanita como acessórios (Fig. 4.20).

Sua mineralogia é constituída por plagioclásio que se mostra intensamente alterado com tons preto amarronzado nas porções com sericitização e epidotização, gerando assim uma textura de peneira na superfície dos grãos. A granulação deste mineral é de tamanho médio a grosso (1,0-30 mm) e apresenta resquícios de maclamento do tipo Lei da Albita. As alterações são caracterizadas por minerais com cor de interferência moderado, com tons de azul da prússia, possivelmente minerais do grupo de epidoto, além de sericita. Os cristais de clinopiroxênio, apresentam em sua maioria processos de uralitização, que consiste na substituição por clinoanfíbólio, possivelmente actinolita, identificada por cor de pleocroísmo verde claro, granulação fina e hábito acicular ou fibroso. Os cristais de granada são incolores, subédricos a anédricos e de granulação fina (Fig. 4.21 e; f). Refere-se a um resultante de reações entre os minerais máficos (anfibólios e piroxênios) e o plagioclásio, formando uma textura coronítica, associado a cristais de quartzo. Os cristais de granada frequentemente apresentam alteração para clorita. O quartzo apresenta-se incolor, subédrico a anédrico, de granulação fina a média, extinção ondulante e processos de recristalização com extinção ondulante e formação de subgrãos (Fig. 4.21). Estes podem ser interpretados como resultado posterior da reação dos plagioclásios com minerais máficos, exibindo granulação fina, formas anédricas e forte relação com as granadas. Os cristais de clorita exibem forma anédrica, granulação fina, as vezes com hábito lamelar. Trata-se de um mineral resultante de processo

de alteração dos anfibólios e granadas (Fig. 4.21 g; h). Os minerais do grupo do epidoto ocorrem como cristais incolores que ocasionalmente exibem um pleocroísmo verde claro. São cristais anédricos, de granulação fina e birrefringência moderada, podendo se diversificar para tons azulados. Resultam da alteração, principalmente, dos plagioclásios (Fig. 4.21).

Nestas rochas, o metamorfismo pode ser interpretado como progradante de baixo grau até a transição da fácies xisto verde para a fácies anfíbolito, atingindo cerca de 500° C. A rocha inicialmente teria a mineralogia composta por plagioclásio, actinolita e minerais acessórios. Com o aumento das condições de pressão e temperatura, inicialmente ocorreu a formação de uma paragênese de fácies xisto verde com epidoto e clorita e posteriormente a reação de consumo do plagioclásio e dos piroxênios, dando lugar à reação coronítica formando granada, quartzo e opacos. Na área XV, os plagioclásios encontram-se quase totalmente recristalizados e alterados o que dificulta a preservação de propriedades óticas e feições ígneas. A granada é formada em alguns anortositos mais ricos em alumínio a partir de reação do plagioclásio com o anfibólio, marcando a transição da fácies xisto verde para anfíbolito. Este mineral geralmente forma coronas em torno de aglomerados de anfibólio (Gorayeb, 1996; Ribeiro e Alves, 2017). A reação metamórfica gera granada e liberação de sílica; assim, observa-se a sucessão mineralógica de plagioclásio, granada anédricas, fino cordão de quartzo e anfibólio.

Verifica-se também uma intensa substituição dos piroxênios por anfibólio, dos plagioclásios por cristais do grupo do epidoto e a transformação das granadas e anfibólios em clorita o que torna difícil a caracterização mineral devido à perda das propriedades óticas originais. Estas alterações causam um aspecto escuro ao microscópio.

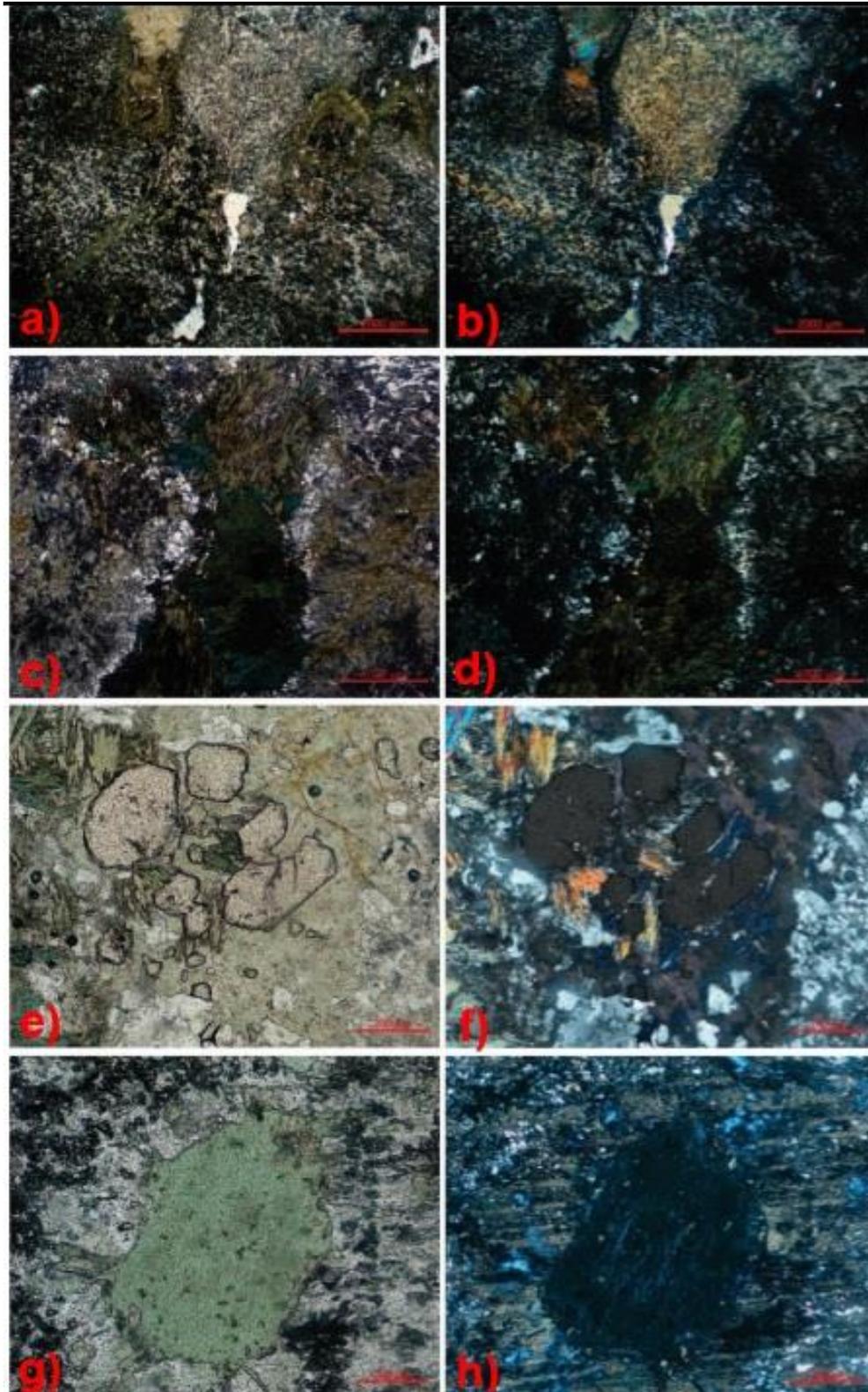
As substituições supracitadas também podem estar vinculadas a retrometamorfismo e possíveis hidrotermalismo relacionados a zonas de cisalhamento onde ocorreu a intensa percolação de fluidos.

4.3.8 Bacia do Parnaíba - Grupo Canindé

Na Área XV o Grupo Canindé ocupa o extremo nordeste com forma irregular de, aproximadamente, 5 Km de comprimento e 3 Km de largura, encontrando suas maiores exposições ao longo da rodovia TO-070 e nas estradas para fazenda próximas. Sua relação com as outras unidades é por discordância angular.

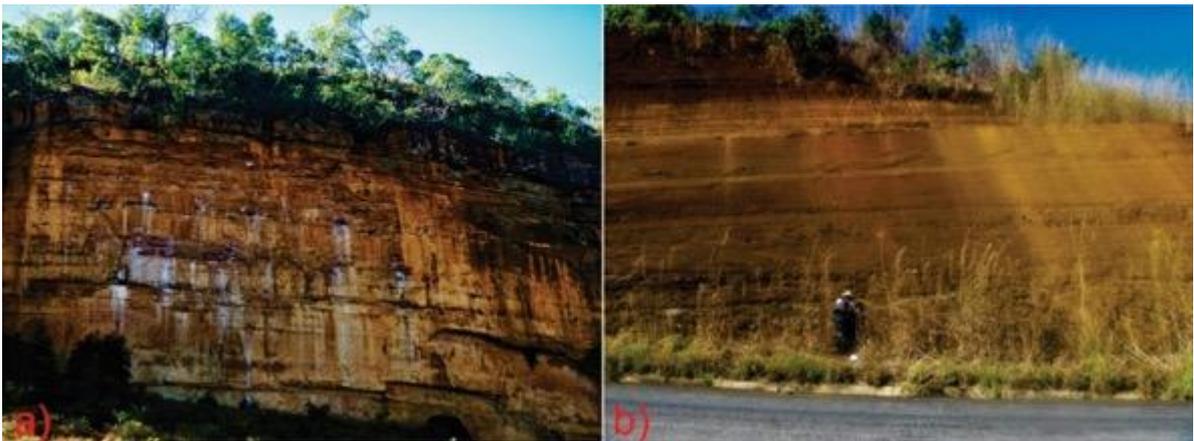
As rochas do grupo são responsáveis por sustentar uma geomorfologia de textura rugosa e relevo fortemente ondulado, composto por serras íngremes de topos aplainados (Fig. 4.22).

Figura 4.21 -Fotomicrografia: a, I) Visão geral da lâmina mostrando o plagioclásio fortemente alterado para sericita e minerais do grupos do epidoto, além dos piroxênios sendo substituídos por clinofibolios. Os piroxênios apresentam textura coronítica formada por granadas anédricas e quartzo; b, II) Clinofibolios aciculares com alta birrefringência (2° ou 3° ordem) resultado da substituição dos clinopiroxênios; c, III) Detalhe de granadas anédricas e quartzo junto com anfíbólios com alta birrefringência e alterações para clorita; d e IV) Fenocristal de plagioclásio intensamente substituído mantendo geminação do tipo Lei da Albita.



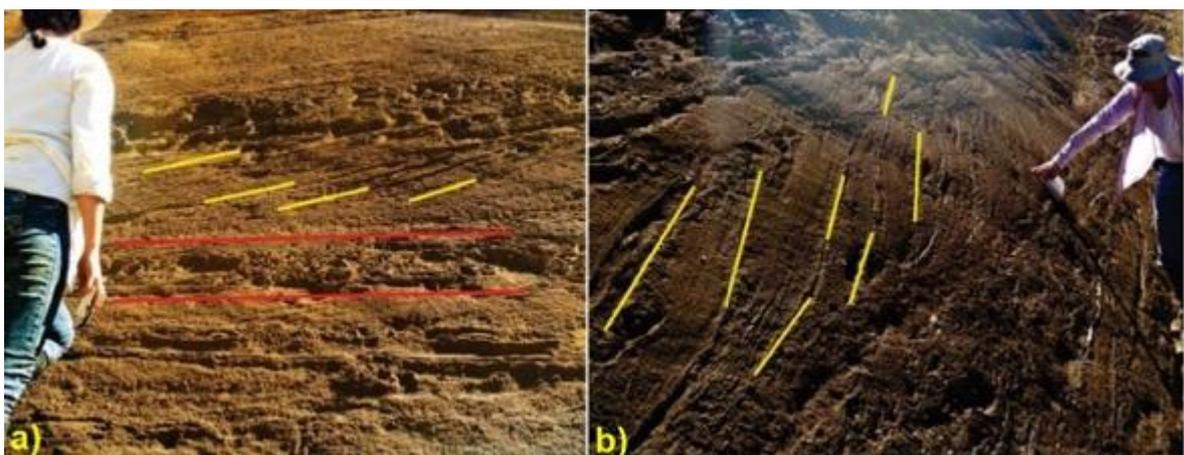
No produto ternário de aerogamaespectometria, esta unidade apresenta formato irregular com direção preferencial, aproximadamente NW, definido por uma resposta geofísica de textura moderadamente lisa, coloração verde claro a azul, correspondente a elevados valores de eTh, moderado eU e baixa porcentagem de K, possivelmente relacionados à alta mobilidade do K durante intemperismo.

Figura 4.22 - a) Afloramento em paredão do Grupo Canindé, mostrando relevo íngreme sustentado pelas sequencias psamo-pelíticas; b) Afloramento na TO-070 exibindo as estruturas de estratificação plano-paralela, estratificação cruzada e bioturbações.



Os afloramentos do Grupo Canindé são representados por cortes na beira de estrada, paredões, afloramentos restritos *in situ* e blocos. As rochas aflorantes na subárea XV são correspondentes às Formações Jaicós e Pimenteiras, descritas a seguir (Fig. 4.22 e 4.23).

Figura 4.23 - a) Afloramento do Grupo Canindé, representado na subárea pelas Formações Jaicós e Pimenteiras. Em amarelo estão marcados os planos da estratificação cruzada, e em vermelho o limite de estrato de sedimentos remobilizado por fluidificação; b) Afloramento da Formação Pimenteiras mostrando estratificação cruzada.

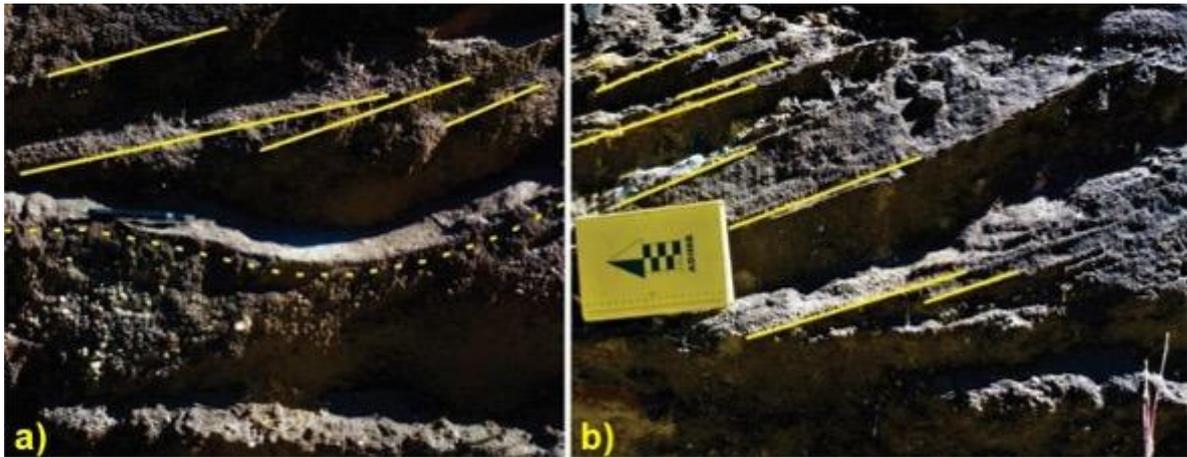


4.3.8.1 Formação Jaicós.

A Formação Jaicós é caracterizada por camadas centimétricas a métricas de arenitos de granulometria média a grossa, subangulosos e mal selecionados com frequente presença de seixos. As estruturas descritas são de estratificação plano paralela e estratificação cruzada e

cruzada acanalada (Fig. 4.24). Acima, ocorrem camadas centimétricas de conglomerados matriz suportados com seixos subangulosos. Esta formação é interpretada como representante de um sistema fluvial entrelaçado com intervalo regressivo, fundamentado por uma superfície de ravinamento (Góes, 1995).

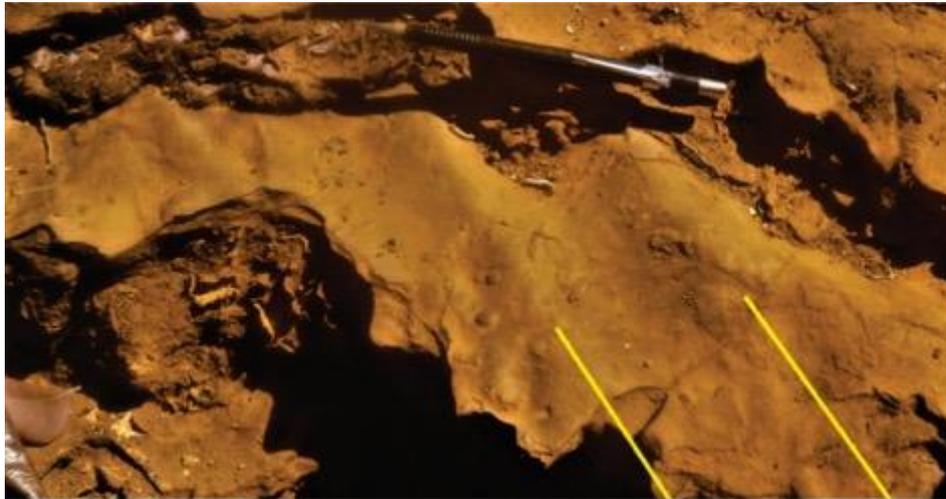
Figura 4.24 - a) Abaixo da linha amarela pontilhada ocorrem arenitos de granulometria média a grossa e mal selecionados da Formação Jaicós; b) Estratificação cruzada nos arenitos médios da Formação Jaicós.



4.3.8.2 Formação Pimenteiras

A transição da Formação Jaicós para a Formação Pimenteiras se dá de maneira gradacional. Esta última é descrita como arenitos de granulometria fina a média, subangulosos, moderadamente selecionados e com estratificações plano paralelas e cruzadas. Junto a eles ocorrem intercalações centimétricas de siltito e argilitos roxo avermelhado com laminação plano paralela e preservando as marcas onduladas da fácies inferior (Fig. 4.25). Estas rochas são relacionadas a sistemas transicionais de deltas com ação de marés e sistema marinho raso com ação de ondas (Góes & Feijó, 1994; Góes, 1995).

Figura 4.25 - Marcas onduladas observadas na Formação Pimenteiras. Em amarelo, marca-se a direção das cristas de onda.



4.3.9 Diques Básicos (DB)

As rochas dessa unidade afloram de maneira restrita, predominantemente na porção sudeste da subárea XV. Apresentam formato alongado, com menos de 1 Km de espessura e aproximadamente 5 Km de largura com direção NNE-SSW. Afloram na porção oeste da Serra Manoel do Carmo, e mostram relação de contato intrusivo com as demais unidades.

Os diques básicos não apresentam relevo característico, porém, costumam estar associados a solos argilosos de coloração marrom avermelhada. São melhor definidos a partir de produtos aeromagnetométricos, onde no mapa de primeira deriva é possível identificar dois conjuntos de lineamentos; um de direção N-S, condizente com os encontrados na subárea, e outro NW-SE.

As rochas que compõem estes diques são caracterizadas por coloração cinza escuro a cinza esverdeado, granulação densa a fina (0,05-1,0mm), caráter equigranular, de textura granular maciça, e às vezes apresentando magnetismo (Fig. 4.26).

Em estudo petrográfico a rocha apresenta arranjo equigranular, com granulação fina (0,1-1,0 mm), caráter holocristalino, hipidiomorfo, com contatos irregulares e textura granular maciça (Fig. 4.26).

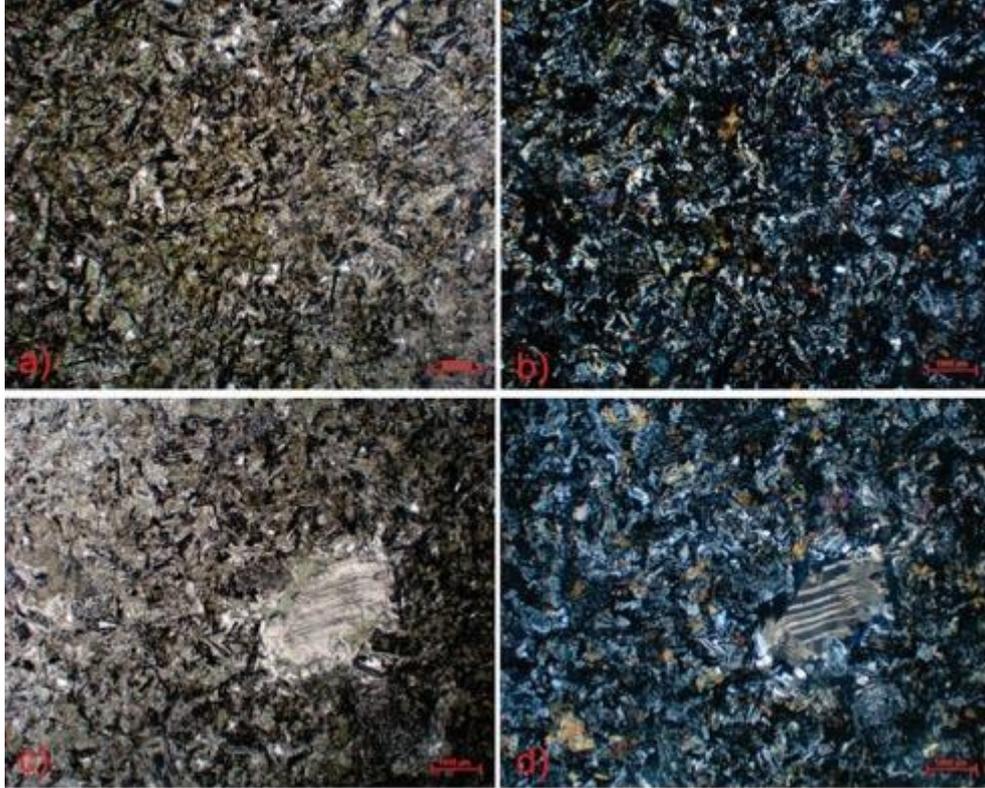
Figura 4.26 - Amostra de dique básico acinzentado com capa de alteração avermelhada, granulação fina e textura maciça.



A rocha é composta por: plagioclásios euhedrais a subhedrais e de granulação fina que apresentam intensa sericitização em seu interior. Os clinopiroxênios, caracterizados como augitas, exibem cor marrom esverdeado, com formas subhedrais a anhedrais e de granulação fina. Estes minerais apresentam forte cloritização encobre algumas propriedades óticas do mineral, dificultando sua identificação. Os minerais opacos exibem formas subhedrais, com granulação fina, e geralmente encontram-se associados aos clinopiroxênios (Fig. 4.27 – a, b). O carbonato mostra-se incolor, com forma anedral, de granulação fina a média, cor de birrefringência moderado e geminações lamelares. A clorita e minerais do grupo do epidoto são resultados de alteração da rocha (Fig. 4.27 – c,d). Os cristais de clorita apresentam pleocroísmo suave em tons de verde, com forma anedral, granulação fina e as vezes com hábito lamelar, que resultam de processo de alteração dos clinopiroxênios. Os minerais do grupo do epidoto mostram cristais incolores e que ocasionalmente exibem um pleocroísmo verde claro. São cristais anhedrais e granulação fina.

Assim, a relação dos plagioclásios e clinopiroxênios é intergranular, e localmente subofítica. A partir da mineralogia, a rocha pode ser considerada como um clinopiroxenio-gabro fino. O carbonato ocorre em interstícios, originado pela adição de CO_2 relacionado a processo hidrotermal. O clinopiroxênio ainda pode apresentar alterações de borda, para epidoto ou clorita, e no seu interior são encontrados pontualmente minerais do grupo do epidoto. Essas feições podem também estar relacionadas a processos hidrotermais. A rocha não apresenta indícios de deformação.

Figura 4.27 - a, b) Fotomicrografia com nicois paralelos e cruzados, respectivamente, mostrando granulação fina da rocha, com cristais de plagioclásio alterados para sericita e minerais do grupo do epidoto, além de clinopiroxênios definidos como augita, com intenso processo de cloritização, deixando um aspecto fosco na lâmina; c, d) Cristal de carbonato secundário de granulação média mostrando geminação lamelar.



4.4 Geologia estrutural do Projeto Monte do Carmo

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

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

O mapeamento dessas zonas, assim como a definição dos domínios estruturais, utilizou da integração de dados de aeromagnetometria, imagens de satélite e dados de campo. Nas imagens de aeromagnetometria as zonas de cisalhamento são expressas na forma de estruturas de primeira ordem com forte contraste em relação 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.

4.4.1 Geologia 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 e Zona de Cisalhamento Areias. Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (Fig. 4.28).

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

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

Figura 4.28 - Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.

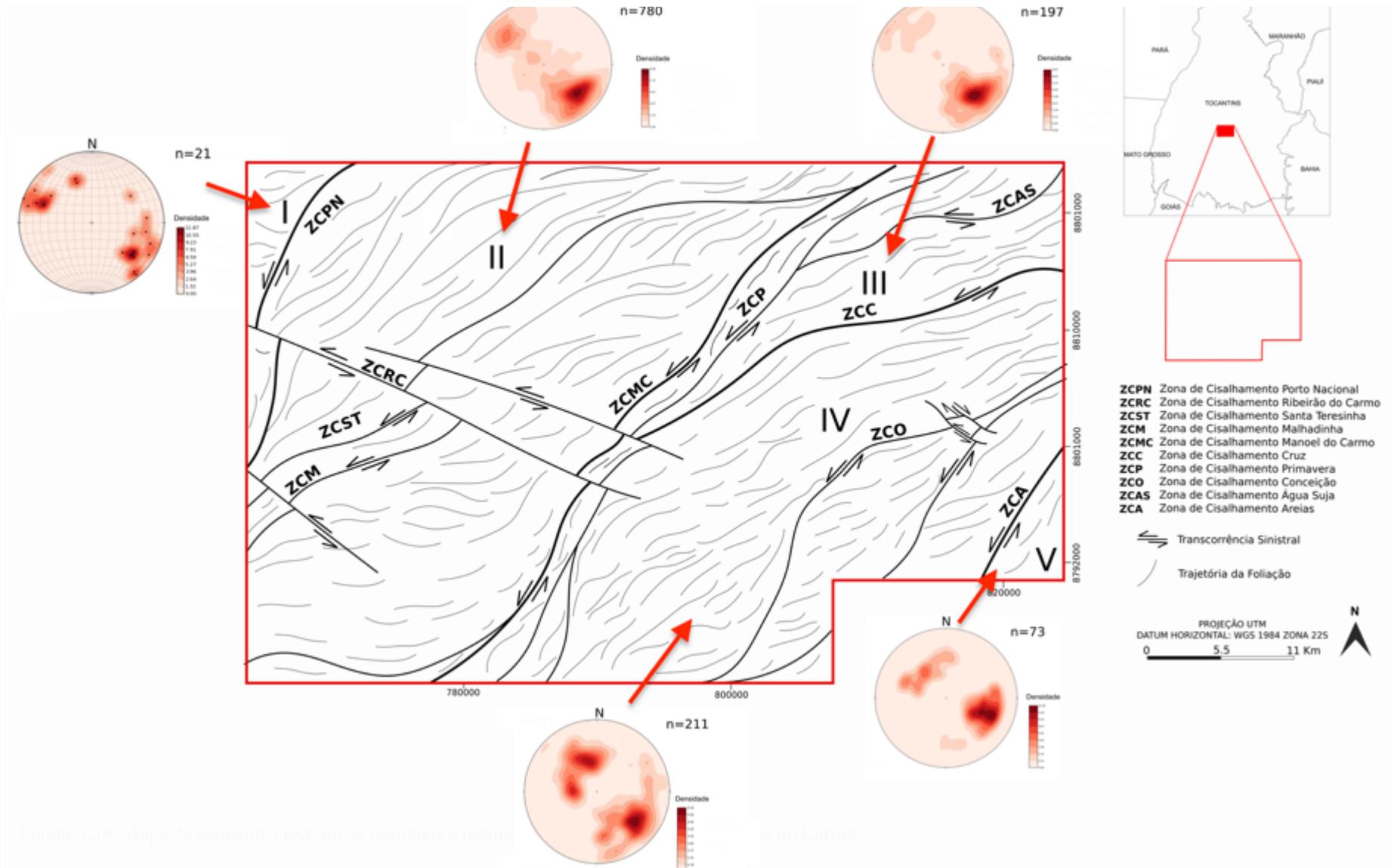


Figura 5.34 - Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios

estruturais do Projeto Monte do Carmo.

A **ZCC** compreende uma estrutura de aproximadamente 30 km, situada na porção nordeste da área. Apresenta tendência 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 tendência NE-SW.

4.4.1.1 Domínio I

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

4.4.1.2 Domínio II

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

As regiões próximas as zonas de cisalhamento apresentam trama milonítica (S_m) de alto ângulo (70° a 80°) e lineações de estiramento mineral de baixo ângulo (15° a 20°) oblíquas as foliações. Essa fábrica tectônica é observada tanto nas bordas quanto nas porções centrais das rochas cristalinas do Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Aliança, Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida e Suíte Lajeado.

4.4.1.3 Domínio III

Este domínio está localizado na porção nordeste da área do projeto. Compreende uma faixa de direção NE-SW de aproximadamente 26 km de comprimento e 15 km de largura. É delimitado a oeste pela **ZCMC** e a sul pela **ZCC**. Engloba as unidades litoestratigráficas intrusivas máfica-ultramáficas e a Sequência 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 Sn neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50 a 84 graus em tendência NE-SW.

4.4.1.4 Domínio IV

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

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

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

4.4.1.5 Domínio V

Localizado na extrema posição sudeste da área mapeada este domínio é delimitado a oeste pela **ZCA**. Compreende uma faixa de aproximadamente 10km de largura e 10 km de comprimento que engloba a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse domínio é definido pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área e zonas de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas na área em zonas de localização da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham a tendência 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 uma tendência 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 tendência NE-SW e outra NW-SE (Fig. 4.29). A interação entre essas duas famílias resulta em um recorte escalonado das unidades litotectônicas, marcada por um pronunciado gradiente de relevo e um forte controle sobre as serras que circundam a área de estudo. Tais feições são observadas principalmente entre as cidades de Porto Nacional e o povoado da Escola Brasil.

Figura 4.29 - Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo

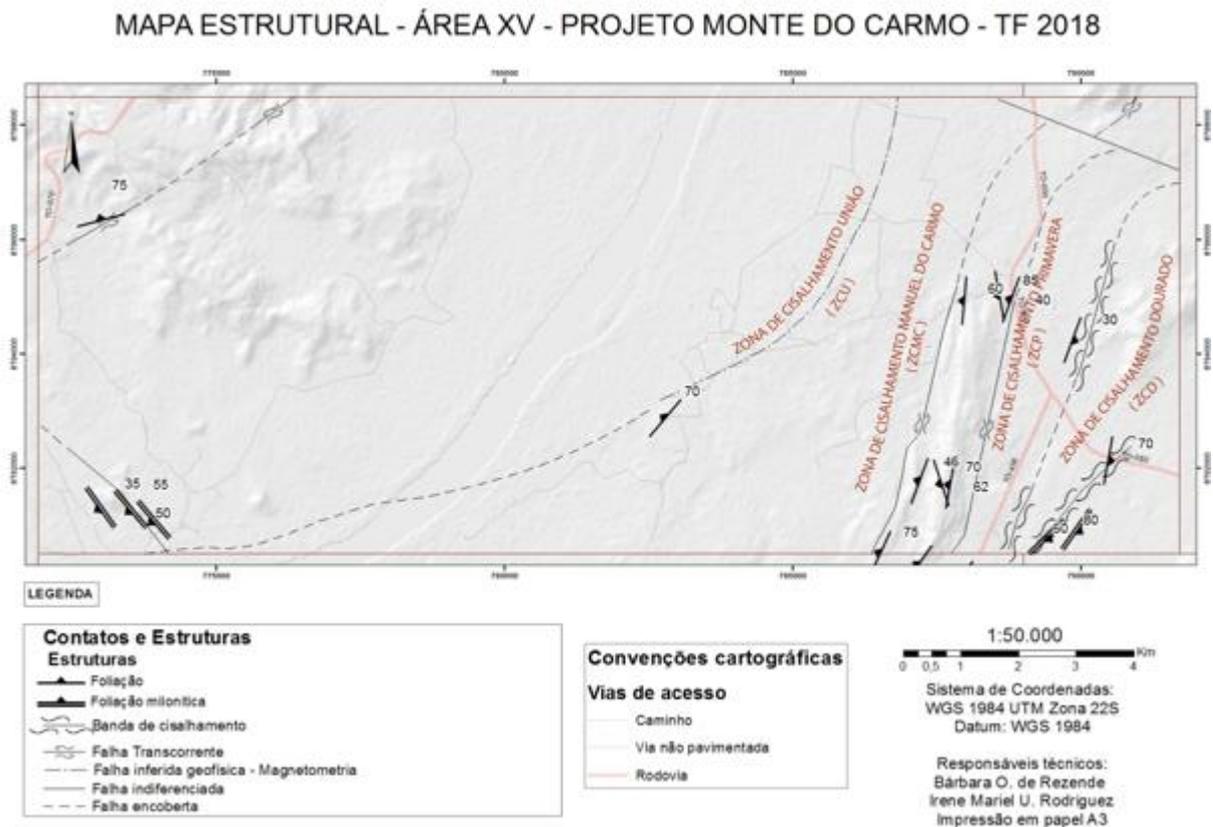
Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo



4.5 Geologia estrutural - Área XV

Situada na porção sudeste do Domínio Estrutural Regional II, a área XV é contemplada pela inflexão da Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC) de direção NE-SW para N-S, pela Zona de Cisalhamento União (ZCU), além do sigmóide correlacionado a intrusão granítica pré (metanortositos) e sin - deformacional (granito Aroeira). A seguir será apresentado o Mapa Estrutural da Área XV, descrição e interpretação das estruturas (Fig. 4.30).

Figura 4.30 - Mapa estrutural da área XV.



4.5.1 Foliações

A foliação regional (Sn) e a foliação milonítica (Sm) ocorrem em sua maioria na porção leste do Rio Tocantins. Na porção oeste, ocorre apenas a foliação milonítica a ser melhor detalhada a seguir.

A foliação regional (Sn) é orientada preferencialmente na direção $286^{\circ}/64^{\circ}$ e caracteriza uma dobra suave as margens do contato com a área XVI. A Sn se torna mais evidente em rochas metassedimentares referentes a Serra Manoel do Carmo (Fig. 4.31).

A foliação milonítica (Sm) ocorre paralela a foliação regional e marcada por filossilicatos (Fig. 4.32). Diferencia-se da Sn por associar-se às zonas de cisalhamento, responsável pela milonitização de quartzitos da Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida e granitos da Suíte Intrusiva Ipueiras.

Rochas da Unidade Paraderivada do Complexo Granulítico Porto Nacional, presentes apenas no extremo noroeste da área, apresenta medidas de Sm com atitude $345^{\circ}/75^{\circ}$, $190^{\circ}/89^{\circ}$ e $350^{\circ}/89^{\circ}$. De maneira localizada, Sm também ocorre em rochas do granito Aroeira com atitude média de $226^{\circ}/46^{\circ}$.

Figura 4.31 - Afloramento de quartzito, no topo da Serra Manuel do Carmo, com foliação penetrativa de direção 262°/57° com espaçamento de 1 cm. b) Estereograma da foliação regional na Serra Manuel do Carmo produzido a partir de 31 medidas. Evidencia dobramento suave da foliação, com eixo de 62°/289°.

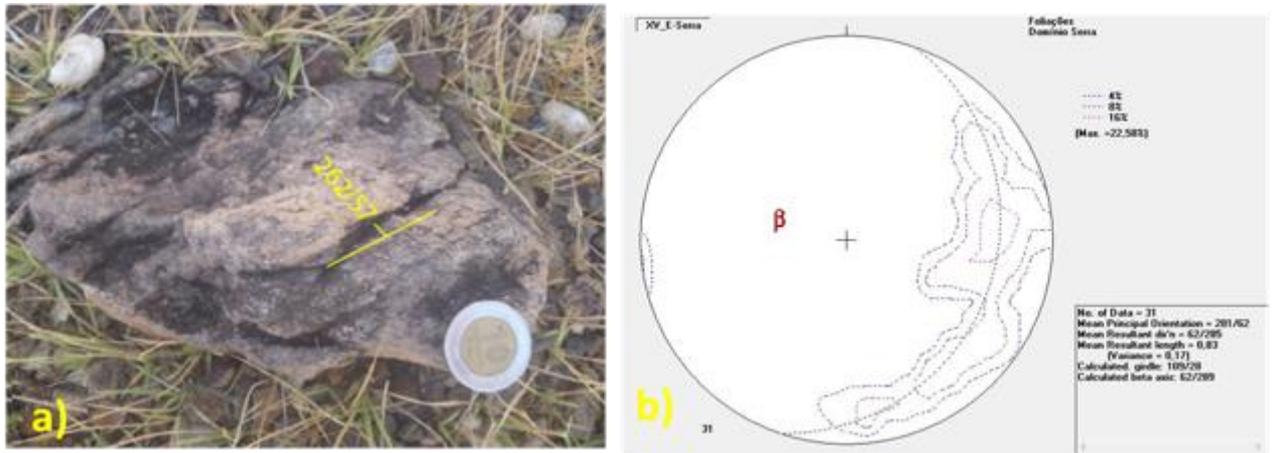
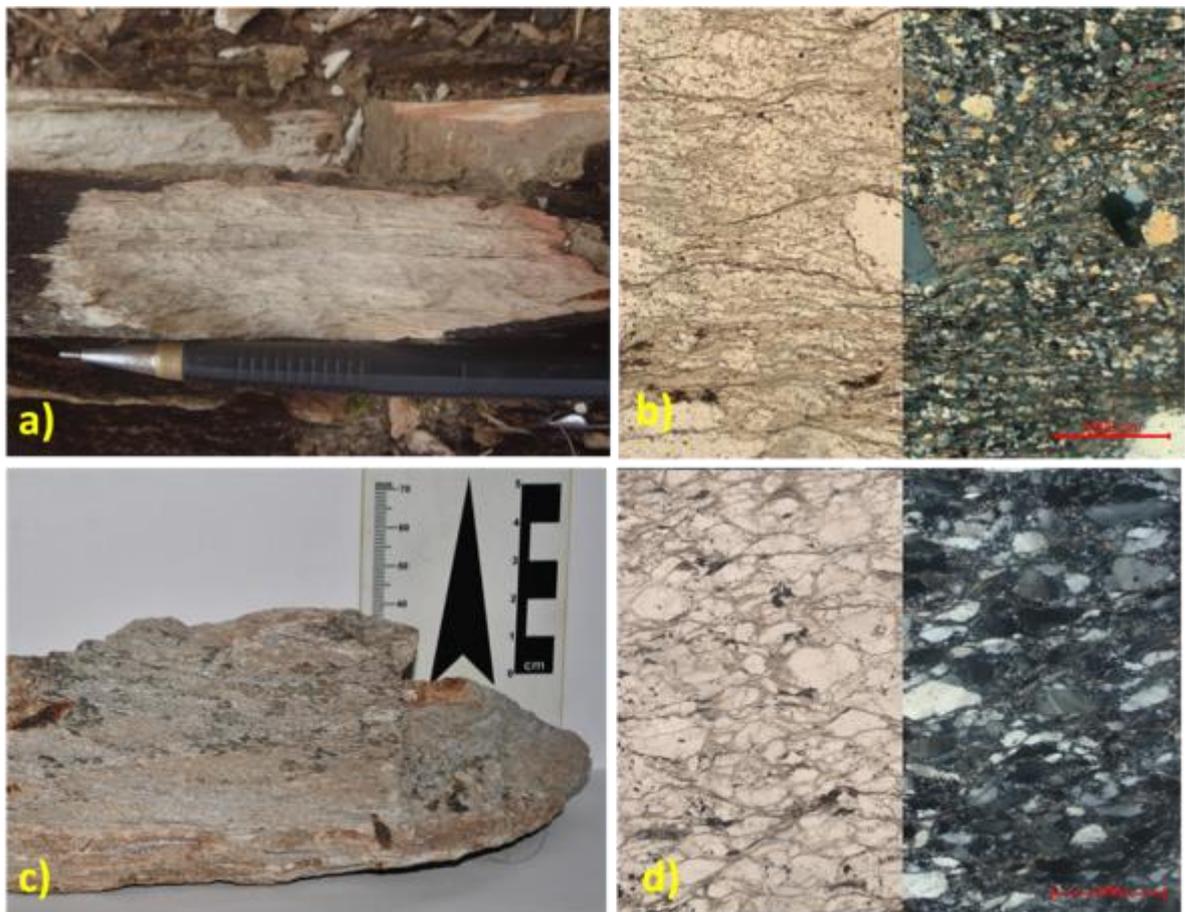


Figura 4.32 - Diferentes morfologias da foliação milonítica. Granito Ipueiras milonitizado, ponto TF18-XV-145 (a) e sua respectiva fotomicroscopia (b). A lâmina expõe foliação penetrativa evidenciada por muscovita e clorita, com porfiroclastos de quartzo e feldspato rotacionados. Quartzito milonitizado localizado na porção sul da Serra Manuel do Carmo próximo ao limite com a área vizinha, ponto TF18-XV-121. (a) Amostra com foliação milonítica com planos menos espaçados e pouco friável. (b) Recristalização dinâmica dos cristais de quartzo, regime 2 de temperatura intermediária (teórico 450°-550°C), com formato cristais sigmoidais com extinção ondulante além de redução e rotação dos grãos.



4.5.2 Dobra

Apesar de não terem sido mapeadas grandes dobras na área do Projeto Monte do Carmo. Na área XV ocorre dobra fechada, localizadas com alto ângulo de mergulho do plano axial na Serra Manuel do Carmo, as camadas variam ângulo de mergulho de alto-médio-alto ao longo do perfil leste-oeste. Sendo algumas charneiras de escala de 15 cm encontradas na cota mais elevada da Serra (Fig. 4.33).

Figura 4.33 - Dobra fechada de escala da 7 cm, TF18-XV-23. Esquema indica medidas de Sn em laranja e eixos de dobras em setas pretas.



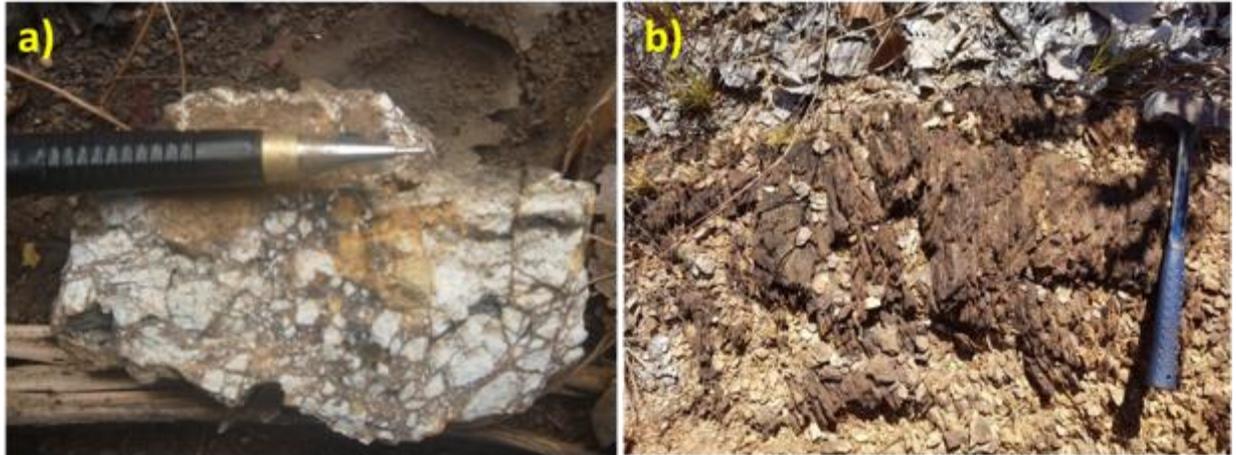
4.5.3 Zonas de cisalhamento e falhas inferidas

Quatro zonas de cisalhamentos de direção NE-SW foram diagnosticadas na área XV e duas falhas inferidas de direção NW-SE.

A Zona de Cisalhamento Dourado, mais a leste da área, é a mais proeminente. Evidenciada no dado de magnetometria por lineamento quilométrico de direção 035° - 215° e em campo expressa deformação dos granitos da Suíte Intrusiva Ipueiras. Foram mapeadas nessa faixa granitos milonitizados (Fig. 4.32), duas mineralizações de ouro distantes 300 metros longitudinalmente. Conforme disposição da lavra a mineralização associa-se ou ao filonito do granito, que é de coloração escura, de granulação fina, foliado e crenulado, ou a venulação de igual direção. Os veios desenvolvem na rocha trama cataclástica tendo clastos predominantemente dos filonitos englobados por matriz carbonática e/ou silicática (Fig. 4.34).

A Zona de Cisalhamento Manuel do Carmo (ZCMC) e Primavera (ZCP) margeiam a borda leste e oeste da serra de quartzito, respectivamente. Na área XV as margens da Serra são recobertas por coberturas lateríticas e sua interpretação se deu a partir de afloramentos quartzitos com fraturas de alto ângulo e cataclasitos. A geometria da estrutura foi inferida a partir dos dados magnetométricos.

Figura 4.34 - Afloramentos indicativos das zonas de cisalhamento que margeiam a Serra. a) Cataclasito associado a rochas da Unidade Metassedimentar. Fluxo cataclástico com porfiroclastos angulosos imersos em uma matriz fraturada. b) Metassiltito fraturado com planos de fratura paralela a Serra.



A Zona de Cisalhamento União (ZCU) é caracterizada em dados magnetométricos pelo lineamento curvilíneo de azimute aproximado NE-SW. Em campo foi caracterizada por plano de estria $095^{\circ}/65^{\circ}$ e lineação da estria $28^{\circ}/045^{\circ}$ (Fig. 4.35), indicando localmente um deslocamento oblíquo de cinemática dextral. A lâmina da amostra apresenta recristalização na borda do grão de quartzo de forma serrilhada, caracterizando o processo de regime dois, com estrutura de *core and mantle*, indicando temperatura teórica de 370°C . A ZCU, conforme suas características descritas acima, indica ser uma ZC dúctil-rúptil.

As falhas de inferidas de direção NW-SE ocorrem nos limites sudoeste e nordeste da Área XV. A falha sudoeste é caracterizada por foliação no granito Aroeira que é marcada por filossilicatos (bt- chl) e venulação de quartzo. Essa deformação é de morfologia entrelaçada, aparece em bandas de máx 4 metros dentro de uma faixa de até um 1km. A falha nordeste foi inferida baseada nos lineamentos de drenagem, geofísico e quebra de relevo. Ambas as falhas apresentam grandes traços regionais ao longo do Projeto Monte do Carmo.

4.5.4 Fraturas

Fraturas são a estrutura planar melhor distribuída ao longo da Área XV. Ocorre de forma penetrativa ao longo dos afloramentos e com direção do plano 108° . No domínio 4, o mais cisalhado, o padrão de fraturamento em rochas meta-riolitos aparece com espaçamento decimétrico quando próximo a zona de cisalhamento (Fig. 4.36a). No granito Ipueiras, o preenchimento das fraturas é algo comum que se dá por fluídos silicatado e por vezes, carbonático (Fig. 4.36c), sendo eles posteriores ou singenéticos (Fig. 4.36).

Figura 4.35 - Zona de Cisalhamento União. a) Afloramento TF18-XV-156 de quartzo estirado e recrystalizado, com plano e lineação de estria e fraturas em par conjugado b) Posicionamento do afloramento e suas respectivas estruturas no dado aeromagnetométrico. c) Fotomicroscopia com cristais de 400 mirometros ao lado cominuição dos grãos. Recrystalização dinâmica com migração de borda de grãos de quartzo indicando deformação de T intermediária (450°-550° C).

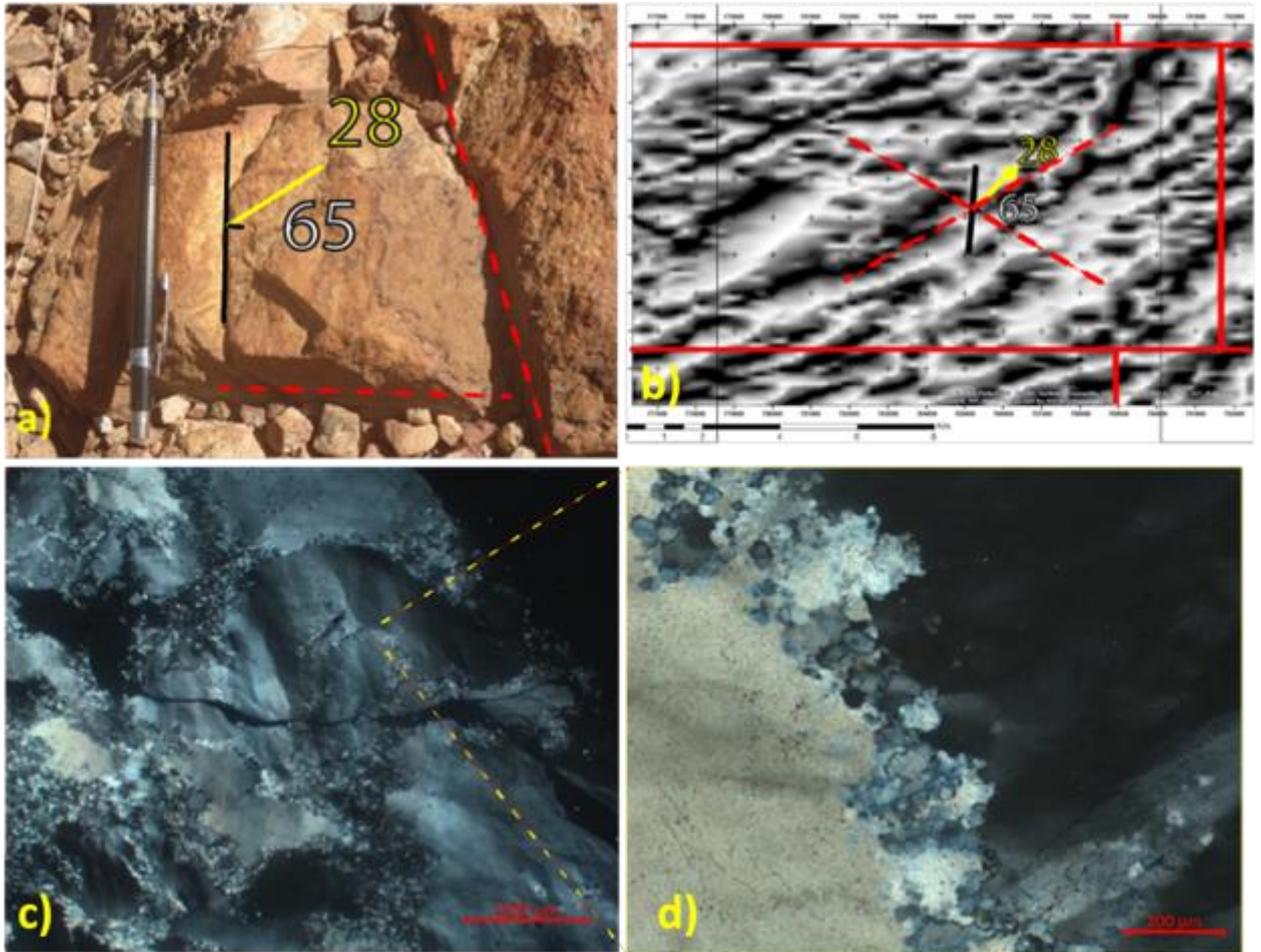
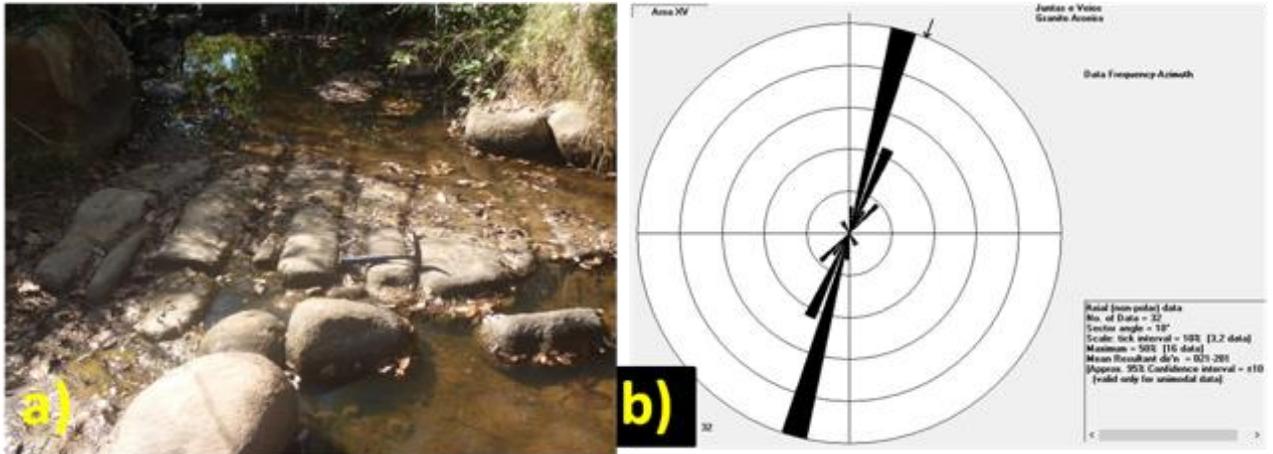


Figura 4.36 - Morfologias de fraturas. a) Afloramento TF18-XV-143 o qual afloram metariolitos com fraturas em pares conjugados de *trend* 130° e 73°. b) Afloramento TF18-XV-73 em que aflora granito com vênulas de quartzo singenético com *trend* 330°. c) Afloramento TF18-XV-180, amostra de mão coletada em lavra de garimpo com dois líquidos de preenchendo fraturas, silicático e carbonático. d) Roseta dos Domínios 3 e 4, com medidas de fraturas associadas as zonas de cisalhamento. Indica direção média 108.



No granito aroeira, predominantemente plutônico não deformado, a tendência principal das fraturas é N-S conforme estereograma da Figura 4.37.

Figura 4.37 - a) Fraturas em afloramento, no ponto TF18-XV-104, de monzogranito. b) Diagrama de roseta respectivo as fraturas no corpo granítico Aroeira, produzido a partir de 32 medidas, indicando direção predominante 021° - 201°.



4.5.5 Estrias

Ocorrem espacialmente localizados no topo da Serra Manoel do Carmo e na ZCU. Quanto a ocorrência localizada na ZCU, a estrutura foi descrita na caracterização da zona. Quanto a ocorrência no topo da Serra, não foi possível localizar um bloco *in situ* e coletar medida, mas as estrias ocorrem em blocos soltos de 30 cm até 1 metro (Fig. 4.38).

Figura 4.38 - Estrias em bloco solto de 40 cm no topo da serra de quartzito, ponto TF18-XV-26.



4.5.6 Tectonitos L

Ocorrem espacialmente localizados próximo a falha de direção NW-SE do granito aroeira, o tectonito é composto predominantemente por feldspatos potássicos. E também ocorre como bloco solto.

Figura 4.39 - Tectonito tipo L encontrado sobre granito Aroeira, tectonicos de feldspatos potássicos de até 3 cm de comprimento.



4.5.7 Eventos e fases deformacionais

A partir das descrições abordadas anteriormente, respeitando os aspectos de superimposição e corte das estruturas, foi confeccionada uma tabela de eventos e fases deformacionais correspondente às estruturas observadas na Área XV.

Tem-se como primeiro evento deformacional uma deformação dúctil responsável pelo dobramento e milonitização. Essa deformação dúctil se relacionaria a dobra fechada localizada ao topo da Serra, a superimposição da foliação regional sobre o acamamento da Unidade Sedimentar que não foi observado na área XV relacionaria com a transposição dessa dobra uma vez que ela aparece de forma discreta.

Com base na recristalização dinâmica dos quartzitos analisados, essa deformação dúctil ascende até o regime dois de recristalização, que indicaria uma temperatura baixa a intermediária (300°-550°C). Porém em rochas graníticas essa deformação aparece mais intensa

devido a variação composicional da rocha, que tende a acumular tensão e gerar zonas deformadas em meio ao corpo preservado, o que ocorre na Suíte Ipueiras.

Posteriormente tem-se aproximadamente na mesma direção um evento rúptil responsável pela formação de estrias no topo da Serra, cataclasitos em filonitos, além de cataclasitos também em quartzitos.

4.6 Metamorfismo

As rochas cartografadas no Projeto Monte do Carmo – TO estão inseridas em um contexto metamórfico regional progressivo com assembleias mineralógicas que indicam condições de baixo a alto grau, desde xisto verde alcançando fácies granulito.

Na área XV as rochas geralmente não apresentam assembleia mineralógica distintiva de grau metamórfico devido a sua composição, em geral, quartzo feldspática, de maneira que foi possível estimar o grau metamórfico destas unidades a partir do estudo microestrutural. Apenas a Suíte Gabro - Anortosítica Carreira Comprida apresentou evidências mineralógicas de fácies anfíbolito, coerente com o metamorfismo regional do projeto.

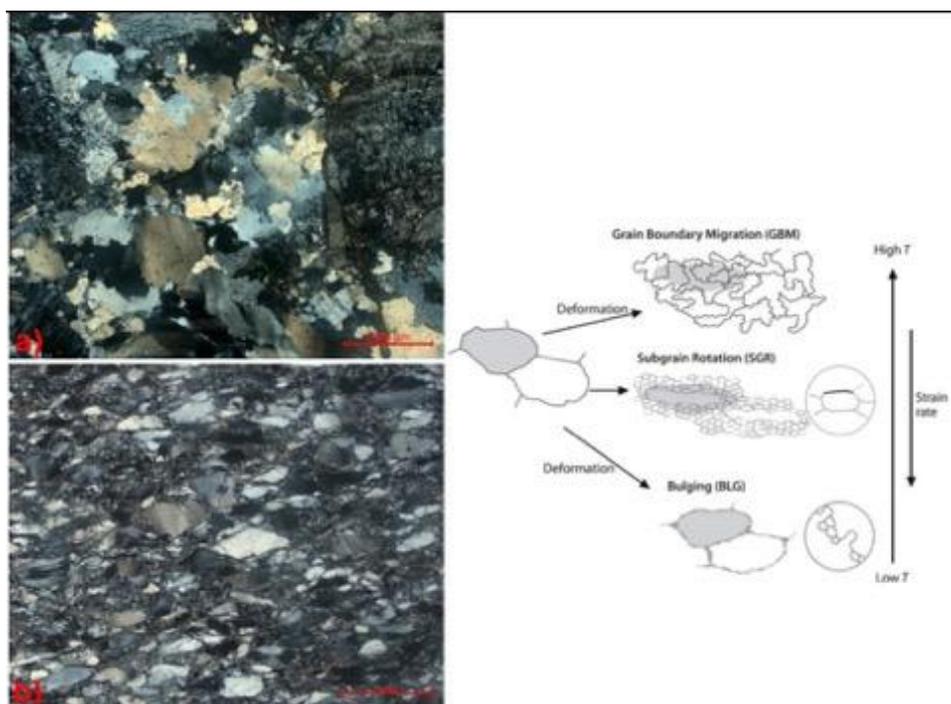
A Suíte Intrusiva Ipueiras é caracterizada na área XV por composição monzogranítica, feldspato potássico (40%), quartzo (30%), plagioclásio (20%), biotita (5%) e clorita (5%). As feições microestruturais indicadoras de condições de P-T observadas são cristais de quartzo com extinção ondulante, formação de subgrãos e recristalização do tipo bulging (BLG).

A partir das feições microestruturais pode ser interpretado uma deformação em condições de menor temperatura e pressão. Estas características microestruturais podem ser relacionadas com valores de P-T de aproximadamente, 250 - 400°C (Stipp *et al.*, 2002), correspondendo a fácies xisto verde (Fig. 4.40a).

O metamorfismo da Sequência Metavulcanossedimentar indefinida foi estimado em fácies xisto verde. Sua composição é caracterizada essencialmente por quartzo 90% e filossilicatos (10%). Porém, há feições microestruturais nos cristais de quartzo como maclas de extinção, formação de subgrãos a partir da variação da orientação cristalina dentro de um mesmo cristal, geração de quartzo sigmoidal e *ribbons*, além de processos de recristalização dinâmica do tipo *subgrain rotation* (SGR) observado nas bordas dos cristais de quartzo, quando o processo de formação de subgrão é tão intenso que estes não podem mais ser classificados como parte do mesmo grão devido a intensa rotação e reorientação cristalina, formando assim cristais equigranulares contornando cristais maiores também deformados (Fig. 4.40b).

As feições estruturais supracitadas correspondem a condições de temperatura e pressões intermediárias com valores aproximados de, respectivamente, 400 – 500 °C (Passchier e Trouw, 1996; Stipp *et al.*, 2002).

Figura 4.40 – a) Fotomicrografia da lâmina TF18-XV-70a, mostrando os cristais de quartzo com feições do tipo *bulgin* (BLG) relativo a baixas temperaturas e alta taxa de deformação; b) Fotomicrografia da lâmina TF18-XV-121 representante da SMVSI mostrando feições de recristalização dinâmica característica de *subgrain rotation* (SGR), representando valores intermediários de temperatura e taxas de deformação.

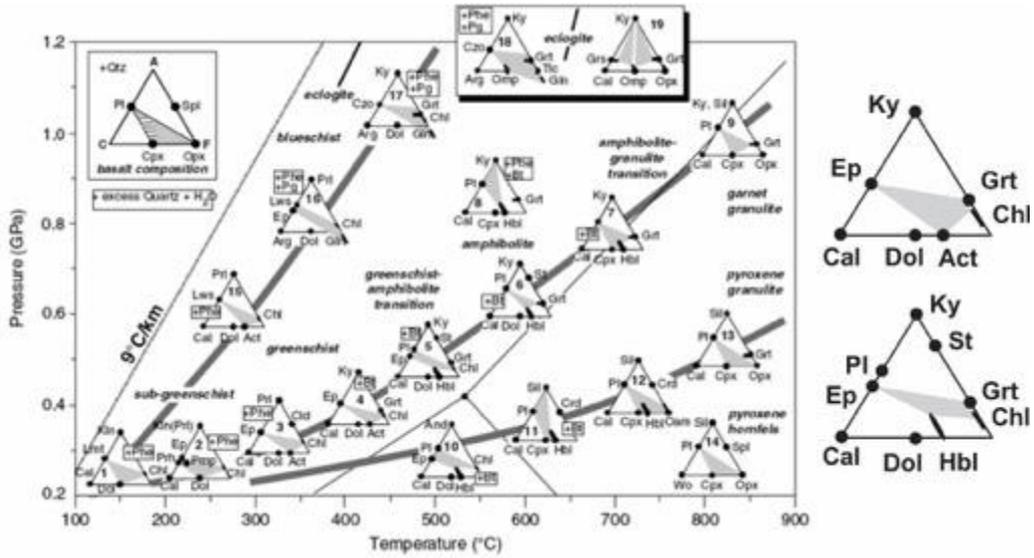


A Suíte Gabro – Anortosítica Carreira Comprida encontra-se metamorfizada, deformada e metassomatizada. Sua composição é estabelecida por plagioclásio – An56, anfibólio – actinolita e fe-tschermakita, granada – almandina e andradita, quartzo, epidoto, zoisita, clinozoisita, clorita, titanita e minerais opacos. Há texturas coroníticas que ocorrem, preferencialmente, em torno dos minerais máficos, sendo descrito uma sequência mineral de anfibólio, contornado por cristais de quartzo de granulação muito fina, coroa de granada subédricas de granulação fina e na porção mais externa alteração para clorita no limite com os cristais de plagioclásio. Além de coronas de titanita em torno dos minerais opacos.

Vale ressaltar que na subárea de estudo, as rochas desta unidade apresentam intensa alteração hidrotermal, dificultando a caracterização petrográfica e a determinação de minerais distintos. Assim a interpretação metamórfica da rocha foi feita em correlação com as subáreas adjacentes que mapearam esta litologia e descrevem a mineralogia supracitada caracterizando a paragênese mineral determinado por $Ep+Act+Chl+Grt$ ou $Ep+Act+Chl+Grt$

correspondente a fácies xisto verde zona da biotita, ou seja, transição da fácies xisto verde para fácies anfibolito (Fig. 4.41).

Figura 4.41 - Diagrama NCFMASH para rocha máfica e ultramáfica. Com destaque nos dois diagramas que apresenta a paragéneses da Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida, mostrando metamorfismo na fácies xisto verde alto, transicionando para anfibolito.

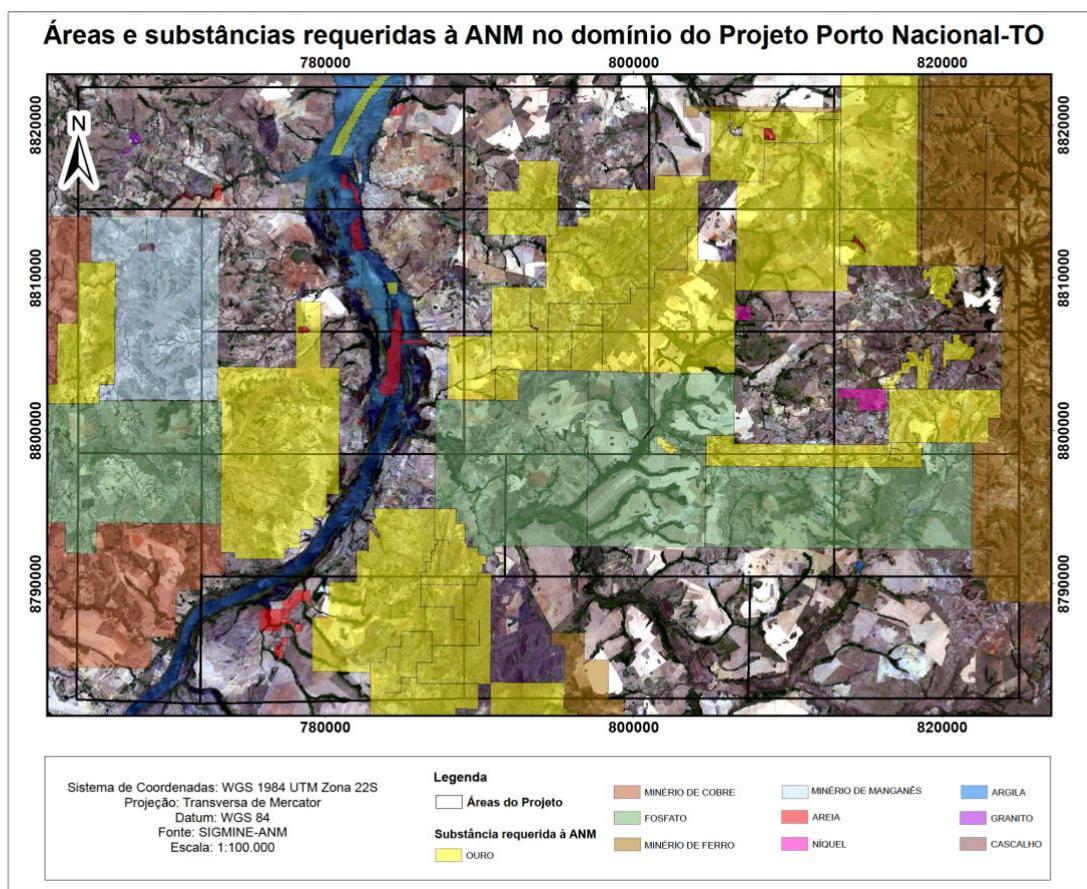


5 GEOLOGIA ECONÔMICA

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 (**Error! Reference source not found.**). Os ambientes e processos metalogenéticos observados e estudados durante o trabalho de mapeamento são variados e apresentam potenciais econômicos distintos, sob a perspectiva de exploração de diferentes recursos. Mesmo sendo uma área com um grande potencial, não há uma exploração expressiva.

Figura 5.1 - Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Porto Nacional.



5.1 Ocorrências e Potenciais Minerais Regionais

5.1.1 Ouro

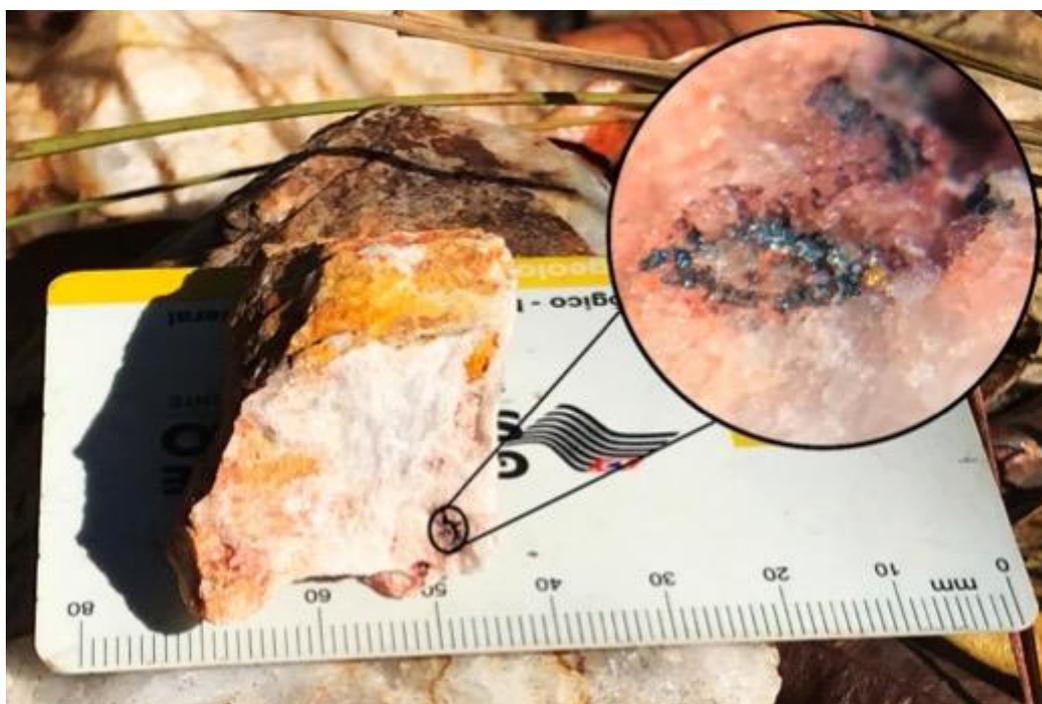
Garimpos, cavas e pequenas empresas de mineração evidenciam o potencial econômico na exploração de ouro do distrito de Monte do Carmo. Na literatura são descritas inúmeras ocorrências auríferas hospedadas em veios de quartzo em corpos graníticos, xistos, paragneisses e milonitos. O sienogranito do Carmo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

Outro depósito existente na região estudada é o Depósito Manduca, na área XII. A mineralização está relacionada a fraturas e zonas de cisalhamento associado às fases fluidas hidrotermais ricas em sílica, que remobilizaram o minério. As rochas encaixantes dessa

mineralização são sericita-xistos e xistos grafitosos, esse último atuando como um bom vetor de prospecção do minério.

Na porção norte da área VII, na altura do morro Lajeado, foi estudada a ocorrência de mineralizações auríferas associadas aos veios de quartzo (Henrile Meireles, 1995) e inseridos em zonas de cisalhamento com foliações NE-SW e NW-SE, onde a mineralização se concentra nas bordas das venulações (**Error! Reference source not found.**). A ocorrência se encontra no limite das áreas II e VII, que está encaixada no Granito Torre e rochas da Sequência Metassedimentar Formação Morro do Aquiles.

Figura 5.2 - Ouro livre encontrado em veio de quartzo na área II, provindo de alteração hidrotermal, com granulagem inferior a 0.5mm.



5.1.2 Minério de Ferro

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

5.1.3 Manganês

As ocorrências de formações manganésíferas se dão de forma pontual, na forma de gonditos ou como minério amorfo, seguindo estruturação regional com atitude N30-N40E. A gênese da ocorrência é interpretada como enriquecimento supergênico de protominério causado por percolação de fluidos, e facilitada pela flutuação do nível freático (Ribeiro e Alves, 2017). A mineralização relacionada aos gonditos estão presentes nas áreas I, III, V, VI,

VIII, X, XI e XV, com gênese está relacionada à sedimentação química de minerais ricos em manganês, em ambiente vulcanogênico.

5.1.4 Grafita

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

5.2 Minerais e rochas industriais.

5.2.1 Feldspatos

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

5.2.2 Agregados

Materiais relacionados ao mercado da construção civil são abundantes na área e são utilizados para a produção de asfalto, estradas, calçamento e cimento. Os grandes depósitos aluvionares presentes na área do Projeto Monte do Carmo, os quartzitos da Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida e a extensa cobertura laterítica são insumos propícios para a exploração de areias e agregados. A areia encontrada de forma geral na cobertura aluvionar varia de média a grossa, 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, estão dispostos na forma de grandes blocos, que por vezes podem apresentar dimensões métricas. Através da britagem, usa-se esse insumo para agregado de asfalto e, como exemplo típico, para agregados de cimento, como visto na Catedral de Nossa Senhora das Mercês, em Porto Nacional.

5.2.3 Rochas ornamentais e/ou de revestimento

Ainda é crescente a busca por rochas ornamentais, o que torna viável a exploração de rochas de diversos contextos geológicos. Os destaques para essa utilização são os corpos intrusivos isotrópicos, como o Granito Matança, que ocorre nas áreas I e V; e os granitos da Suíte Intrusivo Ipueiras, expostos nas áreas IV, IX, XIII, XIV, XV, XVI, XVIII e XIX. Os metagranitos possuem granulação média a grossa e textura porfirítica gerada pela presença de fenocristais de K-feldspato. As ardósias da Sequência Metavulcanossedimentar indefinida também possuem potencial para serem usadas como pedra ornamental. As rochas conglomeráticas da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, localizadas na região nordeste da área XVII, são formadas por clastos polímiticos, mal selecionados com fragmentos líticos de origens distintas, sem alteração e com baixa grau de faturamento, representando um potencial emprego para o litotipo.

5.3 Recursos minerais da Área XV

Na área XV do Projeto Monte do Carmo foram registradas ocorrências de prospectos minerais classificados como metálicos, de metais preciosos e não metálicos.

5.3.1 Manganês

Trata-se de um elemento metálico de transição que ocorre em forma de óxidos, hidróxidos, silicatos e carbonatos. As ocorrências de manganês na subárea do Projeto estão relacionadas a gonditos com enriquecimento supergênico. O gondito é uma rocha composta por quartzo, granada (espessartita) e subordinadamente carbonato, metamorfizadas em grau anfíbolito alto a granulito. O modelo metalogenético deste protominério pode ser relacionado a sedimentos manganésíferos depositados em ambiente marinho profundo, caracterizados por pelitos, psamo-pelitos e com manganês livre.

A extração de Mn diretamente de gonditos é cara e pouco viável, sendo que pode se tornar um protominério se houver enriquecimento supergênico. O enriquecimento supergênico de protominério (gonditos) pode estar relacionado com circulação de água pelas descontinuidades da rocha.

As principais ocorrências da subárea localizam-se próximas às zonas de cisalhamento que marcam o contato da Suíte Gabro - anortosítica Carreira Comprida e dos gnaisses paraderivados da Formação Morro do Aquiles. Na área XV, foram estabelecidos três prospectos de manganês, ocorrendo de forma pontual em blocos soltos na superfície, afloramentos de extensão métrica e trincheiras de exploração. Estas ocorrências encontram-se localizadas em terrenos planos a suavemente ondulados, sob a forma de faixas orientadas segundo a estruturação regional, com atitude aproximada de 290/75, apresentando litotipos de cor cinza a preto, de granulação fina, alta densidade e foliados. Os solos nas proximidades apresentam cor preta a marrom, são rasos, pouco evoluídos, e devido à presença de laterito, por vezes sustentam morrotes no relevo.

5.3.2 Ouro

Durante os trabalhos de campo do Projeto Monte do Carmo foram cartografados dois garimpos de ouro na área XV, sendo um deles associado às rochas da Suíte Intrusiva Ipueiras (Fig. 5.3) e o outro relacionado ao contato da intrusão granítica da Suíte Lajeado com a Suíte Gabro - anortosítica Carreira Comprida.

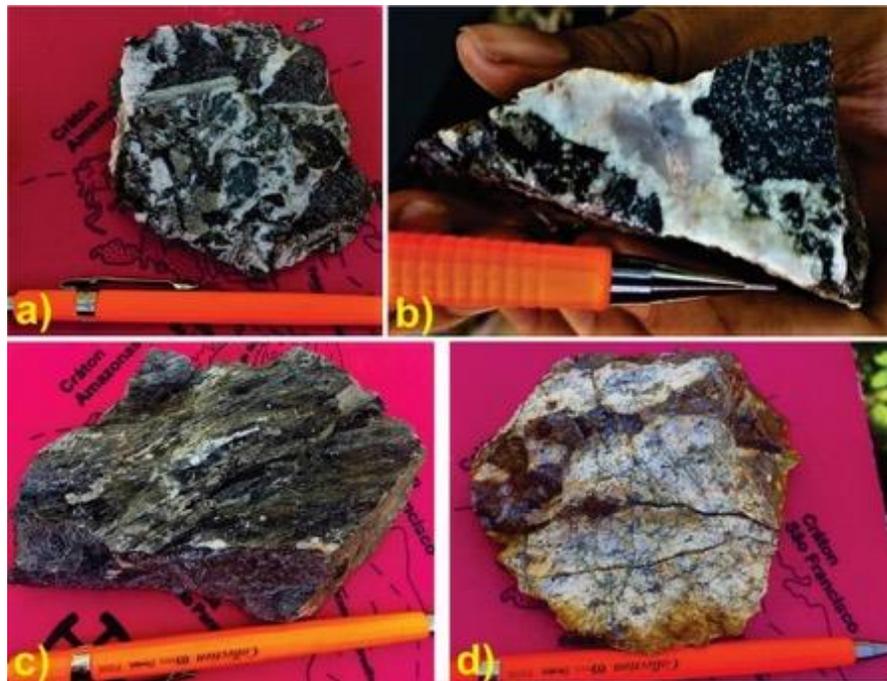
O garimpo IA (UTM – 789967/8790927) é caracterizado por rocha de coloração branco acinzentado, de granulação média, maciça e isotrópica. É composta predominantemente por quartzo, enquanto que os demais minerais estão alterados. A rocha apresenta também intensa substituição por sílica, resultado de processos de silicificação (Fig. 5.4a e b). Há domínios com tonalidade esverdeada podendo ser resultado de epidotização e sulfetação, com presença de sulfetos indiferenciados. A mineralização aurífera ocorre em veios, principalmente nas porções intensamente deformadas do granito, denominadas de filonito (Fig. 5.4c e 5.5a e b). Essa rocha é resultado de milonitização do Granito Ipueiras, e tem direção preferencial 315°/80°.

Figura 5.3 - a) Afloramento métrico de gondito, além de diversos blocos de dimensões centimétricas a métricas orientados na direção 300/70; b) Gondito de coloração preto acinzentado mostrando foliação; c) Brecha de quartzito preenchida por fluido oxidado.



Assim, interpreta-se que a encaixante foi inicialmente deformada em regime dúctil, onde ocorreu a milonitização, e posteriormente em um regime rúptil evidenciado por veios, brechas e *stock-work* preenchidos inicialmente por um fluido silicatado (Fig. 5.4d), associado à mineralização, e secundariamente por um fluido carbonatado relacionando a estágios hidrotermais tardios.

Figura 5.4 - a) e b) Brecha com clastos de diversos tamanhos, angulosos de granito esverdeado devido a alteração, e matriz composta por fluidos silicatados e posteriormente carbonatados; c) Amostra de filonito de coloração preta esverdeada, com foliação penetrativa e veios de quartzo; d) Granito Ipueiras intensamente alterado por processo de silicificação e brechagem.



O garimpo IB está localizado a aproximadamente 500m do garimpo supracitado (UMT – 789443/8790775). É caracterizado por duas cavas profundas de rocha intensamente intemperizada. Ainda é possível observar uma rocha de coloração preta acinzentada, granulação fina e com foliação penetrativa, definida como filito carbonoso. Esta foliação apresenta direção por cerca de $236^{\circ}/60^{\circ}$ (Fig. 5.5).

Figura 5.5 - a) e b) Trincheira do garimpo IA mostrando o contato do granito intensamente alterado e brechado com o filonito de direção $125^{\circ}/80^{\circ}$; c) Filito carbonoso do garimpo IB; marcada em vermelho a foliação de direção aproximada $230^{\circ}/70^{\circ}$.



A mineralização aurífera está associada a veios de quartzo geralmente sulfetados. Esta ocorrência foi interpretada como sendo resultado da precipitação dos sulfetos associados ao ouro ao entrar em um ambiente redutor causado pela presença de matéria orgânica dos filitos

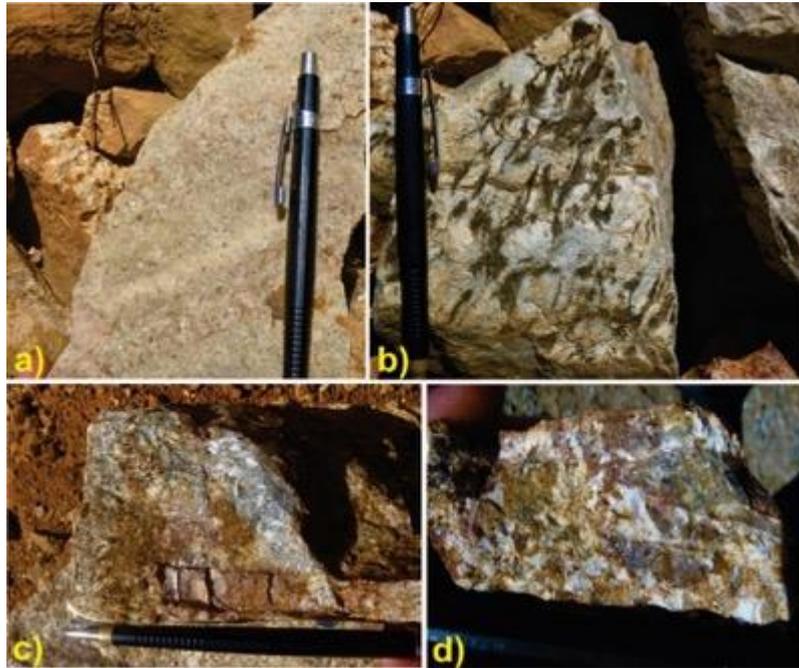
O garimpo II (UTM – 775059/8796358) encontra-se no contato entre o Granito Aroeira e o Anortosito da Suíte Carreira Comprida. Nesta região foram encontradas rochas de ambas as unidades com intenso processo de alteração hidrotermal, principalmente representada por silicificação. Consiste em veios subverticais de dimensões métricas compostos predominantemente por quartzo, resultado de preenchimentos de discontinuidades na rocha por fluidos hidrotermais (Fig. 5.6).

Figura 5.6 - a) Garimpo encontrado no ponto TF18-XV-90 próximo ao contato entre a Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida e o Granito Aroeira; b) Veios intensamente intemperizados de quartzo com sulfetos.



A rocha encaixante consiste de granito leucocrático, holocristalino, de granulação fina a média composto por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (Fig, 5.7a). O anortosito é caracterização por coloração cinza claro, leucocrático, granulação grossa dos plagioclásios, e máficos de granulação fina (Fig, 5.7b). Além disso há presença de quartzo secundário de substituição na composição da rocha, interpretado como resultado de processos de silicificação. Ainda são observados sulfetos indiferenciados resultantes de sulfetação. A mineralização aurífera deste garimpo ocorre em forma de pepitas nos veios de quartzo, ou associada aos sulfetos.

Figura 5.7 - a) Rocha leucocrática de granulação fina pertencente ao Granito Aroeira; b) Rocha leucocrática com domínios de minerais máficos representando o Anortosito Carreira Comprida intensamente alterado; c) e d) Encaixante dos veios mineralizados mostrando processos de alteração hidrotermal (silicificação).



5.3.3 Rochas ornamentais ou de revestimento

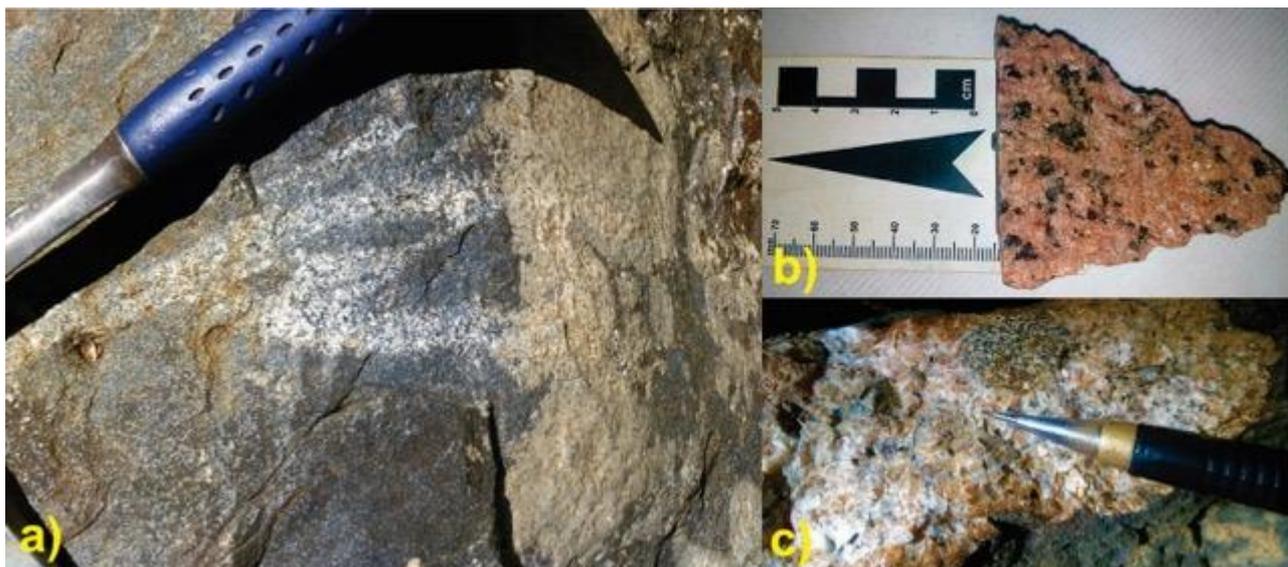
Na área de estudo não existe atualmente exploração de rochas ornamentais, porém, ocorrem granitos de tonalidades rosadas que podem ser explorados para esse fim. Essas rochas são encontradas no extremo oeste da subárea, relacionadas à intrusão granítica da Suíte Lajeado (Fig. 5.8). São rochas de coloração rosada com manchas escuras, holocristalina, de granulação média, composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. São rochas maciças, coesas, pouco fraturadas e isotrópicas. Ocorrem ainda veios pegmatíticos e texturas de mistura de magmas que causam uma variação de textura e coloração exótica (Fig. 5.8a e b).

5.3.4 Laterito

A denominação “laterito” tem sido utilizada para designar depósitos residuais endurecidos formados pelo intemperismo de rochas e materiais superficiais. O processo de lateritização é um processo supergênico que envolve a lixiviação de determinados elementos químicos mais móveis e a concentração de outros, como o Fe, Mn e Al. Desenvolve-se sob clima tropical, marcado por períodos alternados de chuva e de seca e em ambiente tectonicamente estável. A presença de elementos em quantidades econômicas depende da composição da rocha parental do laterito.

O laterito encontrado na subárea XV tem cor marrom alaranjada, textura granular, e é composto por goethita, hematita, caulinita, quartzo e, por vezes, limonita e gibbsita. Localmente formam-se concreções ferruginosas oolíticas e/ou pisolíticas (Fig. 5.9).

Figura 5.8 - a) Feições de mistura de magmas em afloramento do Granito Aroeiras; b) Rocha de coloração rosada, granulação média e estrutura maciça isotrópica pertencente à Suíte Lajeado; c) Domínios pegmatíticos radiais no Granito Aroeiras.



No mapa ternário de gamaespectrometria, as ocorrências se mostram nas regiões de coloração ciano que representam domínio de regolitos espessos. As manchas ciano a oeste da subárea de estudo estão associadas a áreas de relevo suave da Suíte Lajeado, caracterizada por granitos, sienogranitos e monzogranitos. Na porção centro leste, estão relacionadas a relevos planos da Formação Morro do Aquiles, que agrupa xistos granadíferos, xistos grafitosos, paragnaisses e gonditos (Fig. 5.9d), sendo esta última litologia um potencial protominério de enriquecimento supergênico de manganês. Ainda há ocorrências de laterito no extremo leste da área nas porções de relevo plano relacionado à Suíte Ipueiras, que correspondem a monzogranitos.

Lateritos podem ser utilizados na construção civil, na manutenção da rede viária, em revestimento de estradas vicinais, terraplanagem (regularização do solo) em pavimentação rodoviária, fabricação de cerâmicas vermelhas, entre outros. Ainda vale ressaltar uma possível jazida de manganês relacionada a enriquecimento supergênico.

5.3.5 Areia e seixos

Na área do Projeto Monte do Carmo há vários locais potenciais de extração de areia, com destaque para os depósitos de aluvião do Rio Tocantins (Fig. 5.10). Estes correspondem a extensas áreas onde ocorrem planícies de areia quartzosa moderadamente selecionada, com os grãos sub-arredondados, variando de granulometria fina a grossa.

Figura 5.9 - a) Laterito de cor vermelho alaranjado, textura nodular com pisólitos de argilominerias vermelhos e domínios oolíticos; b) Crosta laterítica de coloração amarelada, textura nodular pisolítica com presença de hematita; c) Laterito de cor marrom avermelhado com presença de quartzo de granulometria fina a média e, por vezes, apresentando textura sacaroidal devido a intemperismo; d) Crosta laterítica associada a gonditos. Nesta região ocorrem intercalações mais quartzosas com fragmentos de gondito em matriz de argilominerais.



Na área XV também há potencialidade no Rio Areias, que contorna o granito Ipueiras. Nesta porção também se acumulam grandes volumes de areia quartzosa mal selecionada de granulometria fina a média. Relacionado a esses depósitos de aluvião também há potencial de seixos quartzosos para construção civil.

Figura 5.10 - Depósito aluvionar próximo ao Rio Tocantins, que corresponde a areias moderadamente selecionadas, de granulação fina a média, subangulosas e de moderada maturidade composicional.



- 6 INTERPRETAÇÃO/DISSCUSSÃO**
- 7 CONCLUSÕES**

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.; CARNEIRO, C.D.R. 2004. **Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.;

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

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

ARCANJO, S.H.S. & Moura C.A.V. 2000. **Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO)**. Revista Brasileira de Geociências, 30(4):665-670.

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

ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU F.A.M. 2000. **Paraguay and Araguaia Belts**. In: Cordani et al. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-194. Dardenne, m. a. The Brasília fold belt.

BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A.; GOMES, F. A., HELMBOLD, R. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966.

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

BEZERRA, Pedro Edson Leal et al. **Associação plutono-vulcânica de Ipueiras**. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, v. 1, p. 363-375, 1981.

BIZZI, L. A. et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, p.227-334. ISBN 8523007903, 2003.

BRAGA L. M. V., DARDENNE, M. A., JUNQUEIRA-BROD, T. C., SABOIA, A. M., PAULINO, F., PEREIRA, G. S. P., OLIVEIRA, A. A. 2008. **Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO**. In: IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.

CHAVES C. L., Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., 2007. **Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins**. Revista Brasileira de Geociências 38, 366-378

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

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, Il.

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

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

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

COSTA, L.A.M.; PORTELA, A.C.P.; NILSON, A.A.; VALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L. dos; Meneghesso, G.; Inda, H.A.V.; Sterna, L.H.; Marchetto, M.;

Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mossmann, R.; Oliveira, T.F. de; Silva, W.G. da - 1976 - **Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco**. PROSPEC/DNPM, Rel. Final.

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

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**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 30. Anais ... Recife, p.299-308, 1978.

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

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

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

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

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

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

GORAYEB P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., LOBO, L. R. S., 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.

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

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

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., GORAYEB P.S.S., LEMOS R.L., GAMA JR. T., BEMERGUY, R.L. **Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás.** In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, RJ, Anais, p. 2220-2230, 1984.

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

HASUI, Yociteru et al. **Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológicogeotectônico.** In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. 1980. p. 2.659-2.667..

JOST H., Chemale Jr. F., Fuck R. A., Dussin I. A. 2013. **Uv complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 47, p. 201-212.

KAMINSKY, F. V.; Sablukov, S. M.; Sablukova, L. I.; Zakharchenko, O. D. 2009. **The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 28: 288-303.

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.

MAMEDE, L., ROSS, J. L. S.; SANTOS, L. M. **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. **As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguaí- Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás.** In: Schobbenhaus, C., Diógenes, A.C., Derge, G.R., Asmos, M.G. (Coord.) 1984. Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. p. 251-303, 1984b.

MARQUES, G.C. 2009. **Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins.** Brasília, 122p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília. MOORE, B. 1963. Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro, Petrobrás-DEPEX, Relatório nº 1854.

McFEETERS, S.K. **The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features.** International Journal of Remote Sensing, v.17, n.7, p.1425-1432, 1996

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

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

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

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

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

PIMENTEL M.M., HEAMAN L., FUCK R.A., MARINI O.J. 1991. **U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil**. Precambrian Research, 52:321-335.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ANEXOS

Mapa Geológico da Área XV (Folha A3)

Mapa de Pontos da área (Folha A3)

Mapa Estrutural área (Folha A3)

Fichas Petrográficas

Tabelas de dados Geoquímicos

Banco de dados do projeto inteiro (shapefiles ...)

