



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

**ARTHUR MORAIS BOLNER
BEATRIZ DA COSTA BUENO
LUCAS BRAZ FREITAS**

**TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
PROJETO MONTE DO CARMO 2018
SUBÁREA XI**

**BRASÍLIA/DF
2018**

FOLHA DE APROVAÇÃO

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL PROJETO MONTE DO CARMO 2018 SUBÁREA XI

Autores (a): Arthur Moraes Bolner
Beatriz da Costa Bueno
Lucas Braz Freitas

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

Banca Examinadora Aprovada por:

Jeremie Garnier- Orientador

**Professor da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutor em Doutorado em Sciences de la Terre (Université Paris-Sud XI)**

Julia Barbosa Curto - Membro
Professora da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutora em Geologia - (UnB)

José Eduardo Pereira Soares – Membro
Professor da Universidade de Brasília - (UnB)
Doutor em Geologia - (UnB)

Brasília-DF, 05 de Dezembro de 2018.

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

**ARTHUR MORAIS BOLNER
BEATRIZ DA COSTA BUENO
LUCAS BRAZ FREITAS**

**TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
PROJETO MONTE DO CARMO 2018
SUBÁREA XI**

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

Luigi Pirandello.

“(EPÍGRAFE OPCIONAL)

RESUMO

Este trabalho apresenta xxx

Palavra-Chave: Gestão de Coleções, Aquisição, Resignificação e Incorporação.

ABSTRACT

[illegible]

Keyword: Collection Management, Acquisition, Renegification and Incorporation.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1-

CAPÍTULO 2

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Act Actinolita	H2O2 Peróxido de Hidrogênio	Pb Chumbo	ZCA Zona de Cisalhamento Areias
Al Alumínio	Hbl Hornblenda	PIB Produto Interno Bruto	ZCC Zona de Cisalhamento Conceição
Anf Anfibólio	HCl Ácido Clorídrico	Plg Plagioclásio	ZCM Zona de Cisalhamento Malhadinha
ANP Agência Nacional do Petróleo.	HF Ácido Fluorídrico	PRNW Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba	ZCMC Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo
Ap Apatita	HNO3 Ácido Nítrico	Qtz Quartzo	ZCP Zona de Cisalhamento Primavera
ASA 3D Amplitude do Sinal Analítico	IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística	RADAM Projeto Radar da Amazônia	ZCPN Zona de Cisalhamento Porto Nacional
ASA 3D Amplitude do Sinal Analítico 3D	ICP-OES Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry	RGB Abreviatura de um sistema de cores aditivas em que o Vermelho (Red), o Verde (Green) e o Azul (Blue)	ZCRC Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo
Bt Biotita	IG-UnB Instituto de Geociências da Universidade de Brasília	Rt Rutilo	ZCST Zona de Cisalhamento Santa Teresinha
Ca Cálcio	Im Ilmenita	SCC Suíte Carreira Comprida	Zo Zoisita/Clinzoisita
CGPN Complexo Granulítico Porto Nacional	K Potássio	Ser Sericita	Zr Zircão
Chl Clorita	Kf Feldspato potássico	Si Sílica	
CMA Campo magnético anômalo	Km – Quilômetro	Sm Samário	
CMT Campo magnético total	LANDSAT Land Remote Sensing Satellite	Srp Serpentina	
CPRM – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais	LTB Lineamento Transbrasiliano	SRTM Shuttle Radar Topographic Mission	
CPX Clinopiroxênio	M Metro	TDM Idade Modelo do Manto Empobrecido	
DNPM Departamento de Produção Mineral.	MDE Modelo digital de elevação	TF Trabalho Final	
DRX Difractometria de raios-x	MeV Microsonda Eletrônica	Th Tório	
Dx Derivada Horizontal	Mg Hastg Magnésio-Hastingsita	Ti Titânio	
Dy Derivada Horizontal	MG Maciço de Goiás	TIRS Thermal Infrared	
Dz Derivada Vertical	Mg Magnésio	Tit Titanita	
Ede Edenita	Mn Manganês	TITL-GHT Inclinação do Sinal Analítico referente ao Gradiente Horizontal Total	
Epi Epidoto	Ms Muscovita	Tre Tremolita	
Epi Epidoto	MW Mega Watts	TTG Thondjemito-Tonalito-Granodiorito	
ENd Epsilon Neodímio	Na Sódio	U Urânio	
eTh Tório equivalente	NASA National Aeronautics and Space Administration	UFPA Universidade Federal do Pará	
eU Urânio equivalente	Nd Neodímio	UnB Universidade de Brasília	
EUA Estados Unidos da América	NDWI Normalized Difference Water Index	USGS United States Geological Survey	
Fe Ferro	N-S Direção Norte Sul	UTM Universal Transversa de Mercator	
GHT Gradiente Horizontal Total	OLI The Operational Land Imagery	Vp Velocidade da onda P	
GPS Global Positioning System	OPX Ortopiroxênio	Vs Velocidade da onda S	
Gr Grafita	Ox. Mn Óxido de Manganês		
Grt Granada	P Fósforo		

LISTA DE TABELAS

Quadro 1 – Documentos a serem gerados no museu quando da incorporação de objetos.....	31
Quadro 2- Cronograma das ações a serem desenvolvidas durante o processo de incorporação.....	49

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	
1.1 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS.....	
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	
1.3 ASPECTOS GERAIS.....	
1.4 ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS.....	
1.4.1 Clima.....	
1.4.2 Vegetação e Uso do Solo.....	
1.4.3 Solos.....	
1.4.4 Geomorfologia.....	
1.4.5 Hidrografia.....	
2 MATERIAIS E MÉTODOS	
2.1 MATERIAIS, EQUIPAMENTOS E <i>SOFTWARES</i> UTILIZADOS.....	
2.2 METODOLOGIA.....	
2.2.1 Etapa pré-campo.....	
2.2.1.1 Sensoriamento Remoto.....	
2.2.1.2 Dados de Satélites.....	
2.2.1.2.1 <i>Satélites Landsat 8 e ALOS/PALSAR</i>	
2.2.1.2.2 <i>Google Earth</i>	
2.2.1.3 Dados Aerogeofísicos.....	
2.2.1.3.1 <i>Dados Magnetométricos</i>	
2.2.1.3.2 <i>Dados Gamaespectrométricos</i>	
2.2.2 Etapa Campo.....	
2.2.3 Etapa pós-campo.....	
2.2.3.1 Análises de Petrografia.....	
2.2.3.2 Microsonda Eletrônica.....	
2.2.3.3 Análises Petrofísicas.....	
2.2.3.4 Análises Geoquímicas.....	
2.2.3.4.1 <i>Difratometria de Raios-X</i>	
2.2.3.4.2 <i>Geoquímica de Elementos Maiores e Traços</i>	
2.2.3.4.3 <i>Geoquímica dos Sedimentos em suspensão e de fundo coletados do Rio Tocantins</i>	
2.2.3.5 Sensoriamento Remoto do Rio Tocantins.....	
3 GEOLOGIA REGIONAL	
3.1 INTRODUÇÃO.....	
3.2 CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO.....	
3.2.1 Litoestratigrafia e Geocronologia.....	
3.2.2 Arcabouço Estrutural	
4 GEOLOGIA LOCAL.....	
4.1 INTRODUÇÃO.....	
4.2 ESTRATIGRAFIA DO PROJETO MONTE DO CARMO.....	
4.3 AEROGEOFÍSICA DO PROJETO MONTE DO CARMO.....	
4.4 FOTOLITOLOGIAS E MORFOESTRUTURAS DA SUBÁREA XI.....	
4.5 UNIDADES LITOLÓGICAS DA SUBÁREA XI.....	

4.5.1 Unidade

5 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....

6 GEOLOGIA ECONÔMICA.....

7 EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....

8 DISCUSSÃO.....

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....

ANEXOS

Mapa Geológico da Área (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

1 INTRODUÇÃO

Este relatório é referente ao *Projeto Monte do Carmo*, realizado nas disciplinas “Preparação para o Mapeamento Geológico Final” e “Trabalho de Mapeamento Geológico Final” (TF) ofertadas no curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG- UnB), com intuito de obter o título de bacharel em Geologia. O TF, de forma resumida, consiste na descrição das feições geológicas observadas e coletadas, permitindo gerar novas interpretações sobre a evolução de uma área ainda pouco conhecida.

Com uma proposta de mapeamento geológico de detalhe em escala de 1:50.000, o *Projeto Monte do Carmo* foi elaborado ao longo do ano de 2018, na região central do estado do Tocantins. Foi assim denominado devido à cidade de Monte do Carmo - TO estar inserida na região estudada.

O projeto foi dividido em vinte e uma subáreas que foram mapeadas por treze duplas e seis trios, a partir de uma sistemática de trabalho realizada em três etapas: pré-campo, campo e pós campo. As áreas foram nomeadas por números romanos e possuem tamanhos médios de 115 km². Neste relatório, a subárea a ser descrita corresponde a *subárea XI*, que possui 136km² de área.

O trabalho irá abordar temas inerentes ao contexto geológico regional em que se insere a área de estudo, por meio de revisão bibliográfica de diversos artigos, bem como a metodologia das demais etapas de trabalho e os resultados obtidos na *subárea XI*, mapeada pelos alunos Arthur Bolner, Beatriz Bueno e Lucas Braz, juntamente com os professores que participaram da etapa de campo. A integração com as outras áreas é de fundamental importância para a conclusão do relatório e do mapa final.

Para a realização deste trabalho, houve a participação de quarenta e quatro alunos com a coordenação e orientação do professor Dr. Elton Luiz Dantas e colaboração dos professores doutores, também da Universidade de Brasília (UnB), Adriana Horbe, Elder Yokoyama, Eliza Nunes Peixoto, Federico Alberto Cuadros Jiménez, Jeremie Garnier, Luís Gustavo Ferreira Viegas, Natália Hauser, Nilson Francisquini Botelho e Suzan Waleska Pequeno Rodrigues, além do apoio financeiro e estrutural da UnB.

1.1 JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

A região central do estado do Tocantins apresenta uma carência em informações científicas geológicas detalhadas, contando apenas com trabalhos na escala de 1:250.000 da CPRM¹, além de ser objeto de poucas publicações científicas, dissertações de mestrado e teses de doutorado. Desta forma, o projeto contribui para um melhor conhecimento do arcabouço geológico da região, por intermédio da elaboração de um mapa geológico de detalhe e de análises geoquímicas, petrofísicas e petrográficas. Outrossim, colabora com a interseção do mosaico de áreas estudadas ao longo das últimas décadas por trabalhos finais de cursos de graduação e projeto de mestrado e doutorado em Geologia, já que vem sendo recorrente a escolha do local pelos diferentes coordenadores (as) dos projetos de TF do IG-UnB.

A área do projeto encontra-se no limite das Faixas Brasília e Araguaia, apresentando uma ampla diversidade de unidades tectônicas e litológicas, além de ser de extrema importância para uma análise mais aprofundada do quadro evolutivo da Província Tocantins. Do ponto de vista geológico, os objetivos de se estudar a região visam compreender o papel do Lineamento Transbrasiliano (LTB) na interação entre essas faixas, a partir da relação entre as rochas dos Complexo Porto Nacional com os granitos intrusivos, como também interpretar o papel dos granulitos e da Bacia Monte do Carmo. Conjuntamente, pretende-se discutir a possível continuidade do Maciço de Goiás e do Arco Magmático de Goiás na área de estudo, bem como entender porque a cinemática das zonas de cisalhamento, relacionadas ao LTB, apresentam movimento sinistral na região de estudo, diferente do que ocorre nas áreas adjacentes.

O *Projeto Monte do Carmo* possui como objetivo principal a elaboração de um mapa geológico na escala de 1:50.000 e de uma coluna cronoestratigráfica. Como objetivos específicos do projeto, destaca-se a confecção de mapas e perfis geológicos de cada subárea para uma melhor compreensão da configuração geológica do local; a prática da fotointerpretação e de análises faciológicas e estruturais; e a de habilitar os alunos a realizarem trabalho de campo de mapeamento geológico, englobando o contato com geotecnologias e demais ferramentas disponíveis, para, por fim, proporcionar a integração dos conhecimentos adquiridos durante todo o curso de graduação em Geologia.

O relatório final, além de abordar as características da subárea específica, apresentará os estudos da etapa pré-campo - que compreende as revisões bibliográficas regionais, bem como análises e produtos realizados – além dos resultados obtidos na etapa campo, como também as

¹ CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

análises, em laboratórios, dos dados coletados da etapa pós campo. Por conseguinte, com base nos estudos e interpretações desses dados, espera-se melhor elucidar a evolução dos vários processos geológicos regionais ocorridos

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área do mapeamento geológico final situa-se no centro do estado de Tocantins, envolvendo as cidades de Monte do Carmo - escolhida como base da etapa de campo do projeto - e Porto Nacional (Figura 1). A região estudada dista cerca de 100 km da capital Palmas e 800 km de Brasília, abrangendo uma área de aproximadamente 2448 Km², com localização marcada pelos vértices 763994 E 8822485 S, 825000 E 8822500 S, 763888 E 8782444 S e 825000 E 8782500 S em coordenadas UTM¹.

A área do projeto está inserida na Folha Porto Nacional (SC.22-Z-B) - elaborada pela CPRM - em quatro domínios principais: domínio paleoproterozóico do Complexo Granulítico Porto Nacional; domínio neoproterozóico da Formação Monte do Carmo, sendo uma unidade sedimentar; domínio paleozóico do Grupo Canindé; e o domínio paleoproterozóico da Suíte Ipueiras. A *subárea XI* é delimitada pelas seguintes coordenadas geográficas (Projeção UTM; Datum SIRGAS 2000 22S): 772000 E 8806500 S, 789000 E 8806500 S, 772000 E 8798500 S e 789000 E 8798500 S.

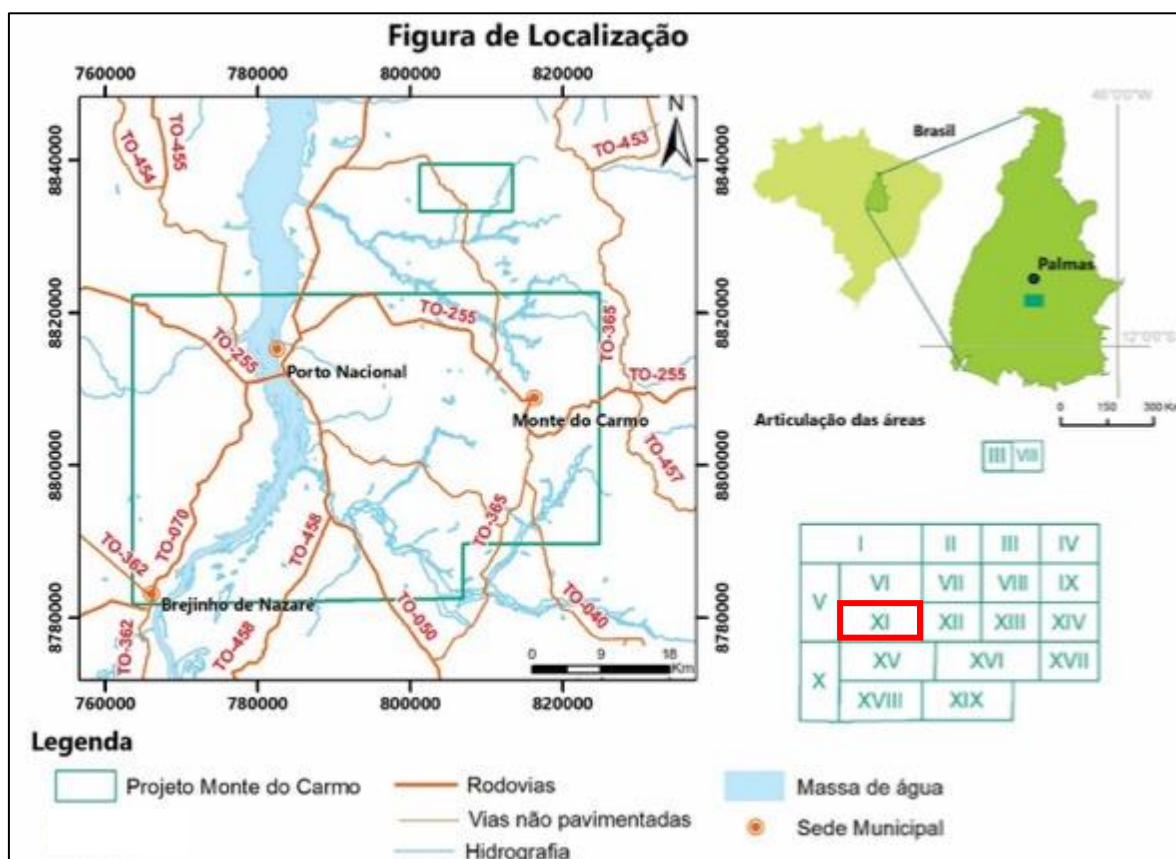
As principais vias de acesso são a TO-255, TO-050, TO-040 e vias vicinais não pavimentadas, com ingresso pela via BR 010 ou BR-080 (em relação a Brasília) que liga os estados de Goiás e Tocantins. O acesso da *subárea XI* se dá pela via estadual TO-050 e vias não pavimentadas. Trilhas também foram utilizadas para o deslocamento interno das subáreas.

Partindo de Brasília-DF, o acesso à área do projeto pode ser feito por dois trajetos principais. No primeiro trajeto, segue-se pela BR-020 até o trevo localizado a norte de Planaltina-GO, onde deve-se seguir pela BR-010/GO-118, passando pelas cidades de Alto Paraíso de Goiás-GO, Cavalcante-GO, Arraias-TO e Chapada da Natividade-TO. Após Chapada da Natividade, seguir pela TO-050 até cruzar pela BR-010. Subir na BR-010 até TO-255 para a cidade de Monte do Carmo-TO.

¹ Universal Transversa de Mercator.

No segundo trajeto, segue-se pela BR-080, passando pelas cidades de Padre Bernardo-GO e Barro Alto-GO até a intersecção com a BR-153. Seguir por esta, passando por Uruaçu-GO, Mara Rosa-GO e acessar a rodovia TO-070 após a cidade de Aliança do Tocantins-TO. Passar por Porto Nacional e entrar na TO-255 até a cidade de Monte do Carmo-TO.

Figura 1 - Áreas do Trabalho Final 2018 – Projeto Monte do Carmo - com suas respectivas numerações e vias de acesso, com destaque para a *subárea XI* em vermelho observada no mapa.



Fonte: Realizado pelos alunos do Mapeamento Geológico Final da Universidade de Brasília (2018).

1.3 ASPECTOS GERAIS

O estado do Tocantins está situado a sudeste da região Norte do Brasil e é dividido em 139 municípios. Segundo o IBGE¹, possui uma extensão territorial de 277.720,569 km² e tem como limites os estados de Goiás a sul, Piauí a leste, Maranhão a nordeste, Bahia a sudeste,

¹ IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

Pará a noroeste, e o estado do Mato Grosso a sudoeste. Os municípios de Monte do Carmo e Porto Nacional se localizam na porção central do estado.

Monte do Carmo tem uma altitude média de 295 m com uma área total de 3.359,7 km² e se encontra a 89 km da capital, Palmas. O município, segundo dados do IBGE (2015), conta com uma população estimada de aproximadamente 7800 habitantes e uma densidade demográfica de 1,86 habitantes/km². Possui um PIB de R\$15.763,70 *per capita* - 45º maior PIB do estado.

Porto Nacional tem uma altitude média de 212 m com uma área total de 4.449,917 km² e é popularmente denominada de "Capital do Agronegócio". Se encontra a apenas 63km de distância da capital Palmas e possui a população estimada de 52.700 pessoas, com uma densidade demográfica de 11,04 habitantes/km². Possui o maior PIB do Estado, R\$ 26.324,43 *per capita* (IBGE, 2018).

1.4 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

Os aspectos fisiográficos envolvem a geografia física da região estudada como solos, vegetação, relevo, hidrografia e o clima, que é uma variável importante para o entendimento dos processos de intemperismo atuantes na região. Alguns parâmetros fisiográficos colaboram para a individualização e o discernimento das macro-unidades geológicas presentes em uma determinada área. Assim, a morfologia e a influência dos fenômenos naturais têm grande importância no trabalho de mapeamento geológico.

1.4.1 Clima

O clima predominante no estado do Tocantins, segundo a classificação de Köppen-Geiger (1936) ¹é o tipo *Aw* - tropical semiúmido. Esse clima é caracterizado por invernos secos e verões chuvosos, com uma temperatura média anual de 25 °C, ocorrendo as mínimas entre junho e julho e as máximas entre agosto e setembro.

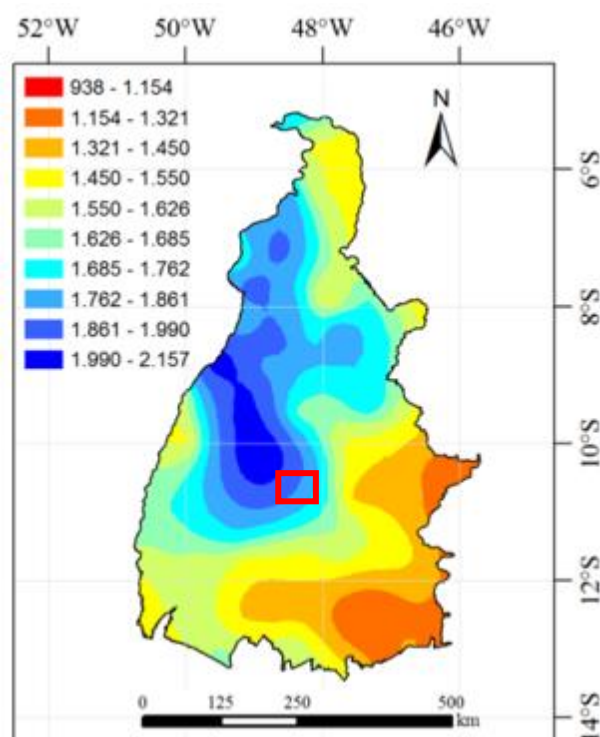
A precipitação média anual é de 1.700mm e o regime de distribuição das chuvas é bem definido: período seco de maio a setembro e período chuvoso de outubro a abril

¹ Köppen and W., Das geographische System der Klimate, Handbuch der Klimatologie, pp.1-44, 1936.

(EMBRAPA¹,s.d.).No estado, identificam-se duas áreas climáticas: a primeira, localizada na porção centro-oeste, é originalmente coberta pela floresta pluvial amazônica, onde o clima é predominantemente úmido ou tropical chuvoso com precipitações pluviais entre 1500 e 2100 mm/ano. A segunda, onde o *Projeto Monte do Carmo* está inserido, é originalmente coberta pelo cerrado, onde o clima é predominantemente subúmido com precipitações pluviais entre 1200 e 1400 mm/ano (LIMA *et al.*, 2000).

A Figura 2 mostra o mapa de precipitação média anual do estado do Tocantins.

Figura 2 - Mapa de precipitação média anual do estado do Tocantins. A área de TF está representada pelo retângulo vermelho. As isoietas apresentadas no mapa foram calculadas a partir da interpolação espacial da média anual de precipitações de 51 estações meteorológicas do estado, pelo método *Kriging*.



Fonte: Carneiro, Denyclaimy Souza, and Marcelo Ribeiro Viola. 9º Seminário de Iniciação Científica da UFT, v. 5, 2013. 2013.

¹ EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária.

1.4.2 Vegetação e Uso do Solo

O estado do Tocantins, embora pertença à região Norte, encontra-se na zona de transição geográfica entre o cerrado e a floresta amazônica, apresentando dois tipos de vegetação das cinco que formam as províncias vegetacionais que cobrem o país: a Floresta Amazônica e a Savana, denominados, respectivamente, de Bioma Amazônia (9%)¹, e Bioma Cerrado (91%)².

A região do projeto está inserida na Savana (Bioma Cerrado), o qual se caracteriza pela predominância de vegetação xeromorfa aberta, arbustos e árvores de porte médio - com galhos retorcidos, casca rígida e raízes profundas; e porções com matas fechadas com árvores de grande porte (SILVA, 2007)³. A vegetação na área do projeto é, principalmente, do tipo sujo, com vegetação herbácea, arbustiva e campos limpos, com alguns domínios de árvores de porte médio e matas ciliares (Figura 3).

Nesta região, o uso do solo se baseia, principalmente, de atividades de plantio, pecuárias e agrícolas. Atualmente, a área plantada no estado é de 1,2 milhão de hectares, com possibilidade de expansão de até 8 milhões de hectares. Além dos grãos e da pecuária, estão em expansão atividades como a piscicultura, fruticultura (abacaxi, melancia e maracujá), silvicultura e hortaliças (SEAGRO⁴).

Segundo o projeto de gestão ambiental realizado pelo Governo do estado do Tocantins, as pastagens cobrem uma área de 7.661,3km² e são encontradas em todos os municípios. Desde 1995, as áreas de pastagem predominam em relação às áreas de vegetação nativa, expressando um aumento na área de pastagem de 385km² - 3,42% da área total do estado.

Ainda segundo o projeto do Governo, a agropecuária - que é desenvolvida principalmente nos ambientes de floresta - recobre 141,1km² do estado. No período 1995-2000, houve um incremento de 36,3km² nas áreas de agropecuária, que passaram de 104,8km² (1995) para 141,1km² (2000).

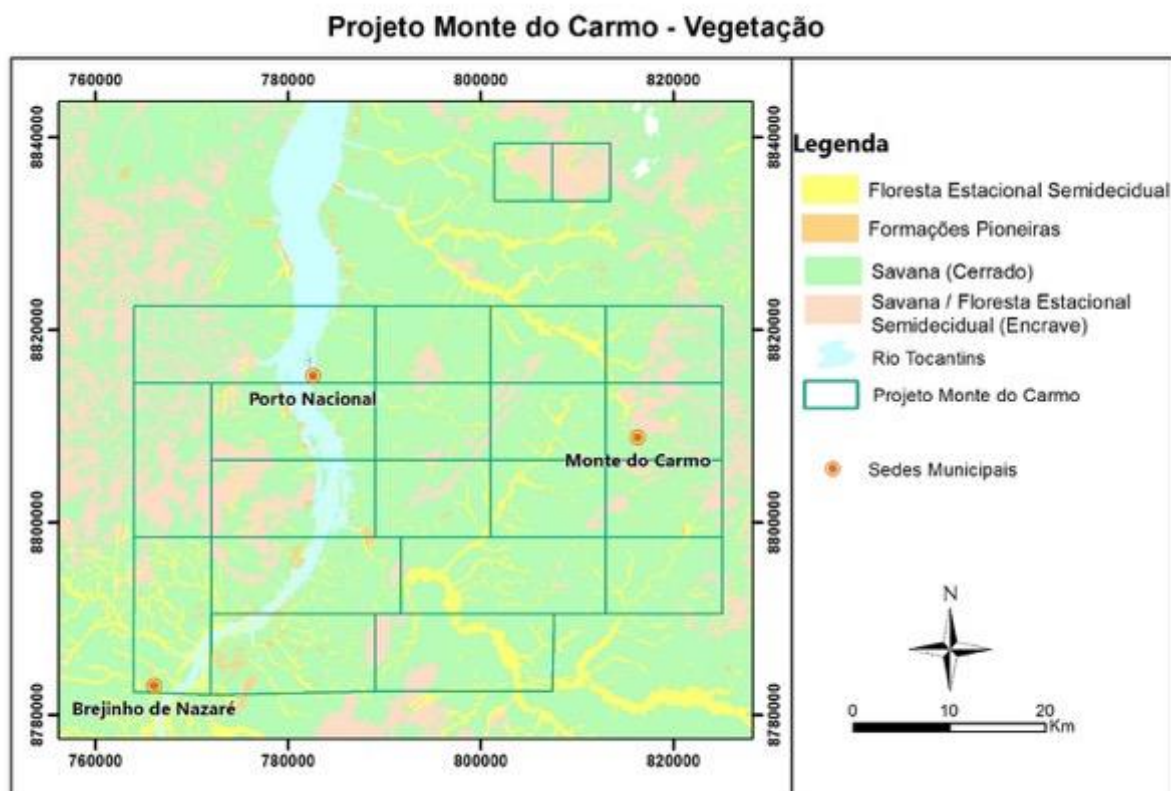
¹ Segundo dados publicados pelo IBGE (2007).

² Segundo dados publicados pelo IBGE (2007).

³ SILVA, Luís Antônio Guerra Conceição. Biomas presentes no Estado do Tocantins (2007).

⁴ SEAGRO - Secretária de Estado do Desenvolvimento da Agricultura e Pecuária.

Figura 3 - Mapa de Biomas e de Vegetação da área do projeto.



Fonte: Fonte: Realizado pelos alunos do Mapeamento Geológico Final da Universidade de Brasília (2018).

1.4.3 Geomorfologia

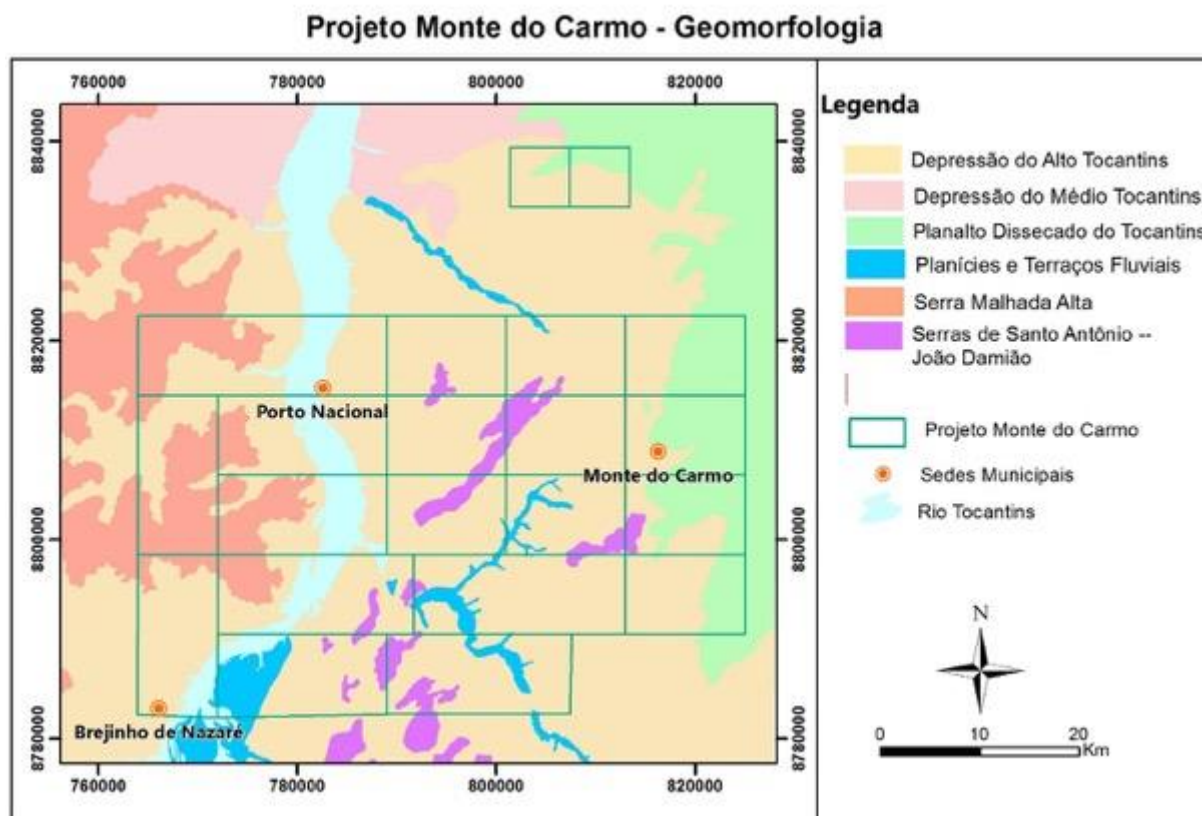
O estado do Tocantins é formado por planícies, depressões e ou áreas suavemente onduladas, estendendo-se por imensos planaltos e chapadões. De acordo com os dados coletados durante o Projeto RADAM/BRASIL¹, o estado pôde ser compartimentado em dois índices geomorfológicos: Modelados de dissecação e Modelados de aplainamento.

Na área do Projeto Monte do Carmo, segundo SEPLAN²(2015), são encontradas as seguintes unidades geomorfológicas: Serras de Santo Antônio – João Damião; Planícies e Terraços Fluviais; Planalto Dissecado do Tocantins; Depressão do Médio Tocantins e do Alto Tocantins (Figura 4). As altitudes variam de 200 a 700 metros.

¹ Projeto Radar da Amazônia, após 1975, Projeto Radambrasil.

² SEPLAN – Secretaria de Planejamento e Assuntos Econômicos.

Figura 4 - Geomorfologia da região de Porto Nacional.



Fonte: Realizado pelos alunos do Mapeamento Geológico Final da Universidade de Brasília (2018).

1.4.4 Solos

Segundo dados do Ministério do Planejamento, Desenvolvimento e Gestão, na região do projeto é possível diferenciar cinco classes de solos, sendo elas: neossolos; latossolos; gleissolos; plintossolos; e cambissolos (EMBRAPA, s.d.).

1. Neossolos: São solos com pequeno desenvolvimento pedogenético, caracterizado por pequena profundidade (rasos), por predomínio de areias quartzosas ou pela presença de camadas distintas herdadas dos materiais de origem. Possui horizonte A pouco espesso, cascalhento, de textura predominantemente média, podendo também ocorrer solos de textura arenosa, siltosa ou argilosa (EMBRAPA - CNPS).

2. Latossolos: São localizados na faixa central do projeto. São solos minerais homogêneos, com pouca diferenciação entre os horizontes ou camadas, reconhecido facilmente pela cor quase homogênea do solo com a profundidade. Os Latossolos são profundos, bem drenados e com baixa capacidade de troca de cátions, com textura média ou mais fina (argilosa, muito argilosa) e, normalmente, são pouco férteis. São solos resultantes de intenso

intemperismo, apresentando boa permeabilidade por serem solos bem estruturados e muito porosos. Segundo (SANTOS *et al.*, 2006), latossolos vermelho-amarelo são todos aqueles latossolos que não se enquadram como latossolos nem amarelos, nem vermelhos.

3. Gleissolos: São solos constituídos por material mineral com horizonte glei (acinzentado) iniciando-se dentro dos primeiros 150cm da superfície do solo ou a profundidades entre 50 cm e 150 cm desde que imediatamente abaixo de horizonte A ou E (EMBRAPA - CNPS). Não apresentam horizonte vértico ou horizonte B plânico acima ou coincidente com horizonte glei, tampouco qualquer outro tipo de horizonte B diagnóstico acima do horizonte glei ou textura exclusivamente areia ou areia franca em todos os horizontes até a profundidade de 150cm a partir da superfície do solo ou até um contato lítico. Horizonte plântico, se presente, deve estar à profundidade superior a 200 cm da superfície do solo (EMBRAPA - CNPS).

4. Plintossolos: São encontrados nas faixas sul e leste do projeto. São solos fortemente ácidos, geralmente distróficos, podendo apresentar propriedades sódicas e solódicas. Eles são constituídos por material mineral, apresentando horizonte plântico ou litoplântico. São formados sob condições de restrição à percolação da água, sujeitos ao efeito temporário de excesso de umidade, de maneira geral imperfeitamente ou mal drenados (SANTOS *et al.*, 2005).

5. Cambissolos: São encontrados na faixa oeste do projeto. São solos de textura média ou mais fina com ausência de grande desenvolvimento pedogenético. São constituídos por material mineral, com horizonte B, são fortemente drenados, rasos a profundos, de cor bruno-amarelada e atividade química de fração coloidal. Os cambissolos têm como particularidade a presença de horizonte B incipiente, ou seja, a rocha que deu origem ao horizonte foi pouco intemperizada (elevado teor de minerais primários) (EMBRAPA CNPS).

Na *subárea XI* há presença dos cinco tipos de solo já descritos regionalmente, sendo eles: Latossolos Vermelhos, Plintossolos (Litoplânticos Concrecionários), Cambissolos, Neossolos (Regolíticos e Flúvicos) e Gleissolos. Os Latossolos estão presentes nas regiões de relevo plano, como nas mesas da Bacia do Parnaíba e nas planícies do embasamento, que são regiões de alto desenvolvimento pedogenético. Os Plintossolos também estão presentes nestas regiões planas, e são em segundo e terceiro nível Litoplânticos Concrecionários. Os Plintossolos representam também um alto nível de desenvolvimento pedogenético, com a acumulação de minerais pouco solúveis, como óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, que chegam a formar as rochas conhecidas como Lateritos.

Já os Cambissolos e Neossolos Regolíticos estão presentes nas regiões de maior declividade, nas escarpas da Bacia do Parnaíba e em regiões de relevo suave ondulado, como em morrotes de paragnaisse do Complexo Porto Nacional. Já os Neossolos Flúvicos estão presentes em regiões de planícies aluviais do Rio Tocantins e seus afluentes.

Por fim, há ocorrência também de Gleissolos em regiões planas e alagadas próximas ao Rio Tocantins que mesmo na época de seca, apresenta solo completamente saturado em água, formando locais conhecidos como “brejos”.

1.4.5 Hidrografia

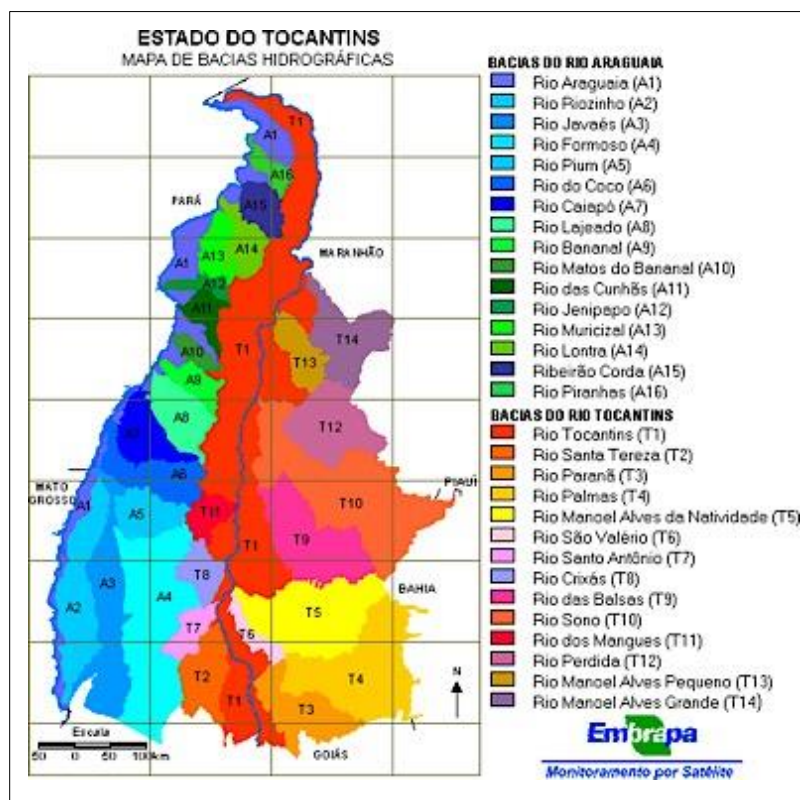
O estado do Tocantins é dividido em duas bacias hidrográficas, sendo elas as bacias do Rio Tocantins, a leste do estado, e as bacias do Rio Araguaia, a oeste.

Segundo a Secretaria do Meio Ambiente e Desenvolvimento Sustentável, em termos de potencialidade hídrica, o estado é um dos principais do país, gerando uma vazão correspondente a 731.977 litros por segundo.

A região do Projeto Monte do Carmo se encontra no contexto da bacia hidrográfica do Rio Tocantins, onde as principais drenagens regionais são o Rio Tocantins, na direção norte-sul, que corta a porção oeste do polígono de algumas áreas, o Ribeirão Conceição e o Rio Areias (Figura 5). A área de estudo está localizada a montante da barragem do Rio Tocantins, onde foi construída a Usina Hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães também chamada de Usina Hidrelétrica de Lajeado com potência instalada de 902,5 MW. Seu lago abrange os municípios de Miracema do Tocantins, Lajeado, Palmas, Porto Nacional, Brejinho de Nazaré e Ipueiras.

A *subárea XI* é cortada pelo Rio Tocantins, fazendo parte das áreas que realizaram um trabalho de sensoriamento remoto do mesmo, que será apresentado no capítulo 3.

Figura 5 - Bacias Hidrográficas do estado do Tocantins. Retirado de Secretaria de Planejamento e Orçamento do estado do Tocantins.



Fonte: Embrapa Monitoramento por Satélite em parceria com a Diretoria de Zoneamento Ecológico-Econômico (DZE) da Secretaria de Planejamento (SEPLAN s.d.)

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 MATERIAIS, EQUIPAMENTOS E *SOFTWARES* UTILIZADOS

O quadro 1 aborda resumidamente todos os materiais, equipamentos e *softwares* utilizados na elaboração de todo o *Projeto Monte do Carmo*, desde a etapa pré-campo até a etapa campo. Somado a esses, também foi empregado todo material de campo, celulares e *tablet* para auxiliar nas descrições e localização.

Quadro 1 – Etapas, materiais, equipamentos e *softwares* utilizados no projeto.

ETAPA	DESCRIÇÃO
Sensoriamento Remoto	Análises fotogeológicas foram feitas com o auxílio de fotos aéreas e satelitais, dados aerogeofísicos e dados orbitais (Landsat 8, ALOS/PALSAR) com suporte de imagens do <i>Google Earth</i> .
Preparação de amostras	Foram confeccionadas pelos técnicos do laboratório de laminação da Universidade de Brasília, lâminas delgadas a partir de amostras de campo.
Análises geoquímicas	Foram feitas no Laboratório de Geoquímica da Universidade de Brasília, envolvendo a utilização de difratômetros de raios-X (Rigaku Ultima IV e Rigaku D-MAXB) e do espectrometro de emissão óptica (ICP-OES Agilent 5100 dual view).
Análises petrofísicas	Foi utilizado um susceptibilímetro magnético, modelo MPP-EM2, juntamente com <i>Palmtop</i> Hp ipaq 111, além de equipamentos de laboratório como balanças de precisão, paperfilm, proveta graduada, estufa, termômetros, água destilada e fios de cobre.
<i>Softwares</i>	Foram utilizados JADE 9.0 da MDI (análises geoquímicas); <i>ArcGIS</i> e <i>Google Earth Pro</i> (realização de mapas); <i>ENVI</i> (sensoriamento remoto do rio Tocantins); <i>Geosoft Oasis Montaj</i> (realização dos produtos aerogeofísicos); <i>OpenStereo</i> (produção de estereogramas e rosetas estruturais); <i>Adobe Illustrator</i> (produção e vetorização de imagens); <i>Microsoft Word e Excel</i> (elaboração do relatório a partir de textos, gráficos e quadros).

Fonte: Os autores(a).

2.2 METODOLOGIA

O projeto foi elaborado a partir de uma sistemática de trabalho realizada em três etapas que serão descritas detalhadamente a seguir, sendo elas: pré-campo, campo, e pós campo.

2.2.1 Etapa Pré-Campo

Nas reuniões semanais ocorridas no primeiro semestre de 2018 da disciplina “Preparação para o Mapeamento Geológico Final”, se teve acesso à bibliografia da geologia regional da área de estudo e aos dados de geofísica e fotogeologia, essenciais para entender o arcabouço geológico regional em que está inserido o Projeto Monte do Carmo.

Nesta etapa, foram desenvolvidos produtos que tinham como objetivo principal aprimorar e facilitar as atividades da etapa de campo. Foram definidas as áreas dos respectivos grupos de alunos e a entrega das fotografias aéreas, com a posterior confecção do mapa base de cada subárea e do desenvolvimento dos mapas fotolitológico e morfoestrutural, através de processamento de imagens de satélite e de dados geofísicos, sendo possível realizar um estudo das feições estruturais da região, decidir caminhamentos de campo, delimitar as zonas homólogas e determinar contatos e áreas de geologia ainda incerta para serem melhor analisadas no trabalho de campo posterior. Também foram realizadas análises dos dados de aerogeofísicas.

Nessa etapa, portanto, ocorre o planejamento da logística de campo. O reconhecimento da área de trabalho foi feito com auxílio do *Software Google Earth Pro*.

2.2.1.1 Sensoriamento Remoto

O Sensoriamento Remoto é uma tecnologia que permite a extração de informações sem o contato físico com o objeto de estudo (Arcanjo, 2011)¹.

Para realização deste trabalho, foram disponibilizadas, pelos professores, fotografias aéreas realizadas pela CPRM (foto índice 6323) em 1966 a 1968, com escala de 1:60.000 e alta resolução espacial. As fotografias de número 1780, 1781, 1782, 2868, 2869 e 2870 pertencentes aos rolos 14 e 23 foram selecionadas e analisadas a fim de realizar a fotointerpretação da subárea XI.

Um dos métodos utilizados no sensoriamento remoto é a fotointerpretação, que consiste na identificação e extração de diversos elementos. O método de interpretação da fotografia

¹ ARCANJO, João Batista Alves. "Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações." (2011).

aérea e imagem de satélite adotado neste trabalho é o método lógico - sistemático, desenvolvido por Guy (1966), que estabelece que as zonas homólogas de relevo são áreas formadas pela repetição dos mesmos elementos texturais e estrutura. Portanto, para extrair todos os elementos geológicos na fotointerpretação, foram necessárias as seguintes etapas: fotoleitura, extração da drenagem, fotoanálise, extração de lineações – quebras positivas e negativas, lineações em feixe e em série -, identificação de zonas homólogas e interpretação geológica.

Foi utilizado o estereoscópio, de propriedade da Universidade de Brasília (UnB), para confecção de mapas com rede de drenagens, lineações e feições de relevo. A partir da fotoanálise, foram separadas as zonas homólogas de acordo com padrões texturais de drenagem e de relevo da área, a fim de se chegar à uma interpretação geológica. As zonas homólogas, o mapa fotolitológico e o mapa morfoestrutural serão exibidos nos resultados.

2.2.1.2 Dados de Satélites

2.2.1.2.1 Satélites *Landsat 8* e *ALOS/PALSAR*

Os dados utilizados nesta seção são obtidos pelo satélite *Landsat 8* e *ALOS/PALSAR*.

O satélite *Landsat 8*, lançado pelos EUA em fevereiro de 2013, foi criado em uma parceria entre a NASA¹ e o Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). O satélite possui resolução temporal de 16 dias, com 11 bandas. A banda 8 representa o Pancromático P&B com resolução de 15 m, enquanto as bandas 1 a 7 e 9 representa o Multiespectral com resolução de 30 m. As bandas 10-11 representam o Termal com resolução de 100 m (Quadro 2).

Trabalhos com escalas até 1:25.000 são bem atendidos pelas imagens deste satélite.

O satélite *ALOS/PALSAR* foi lançado pela empresa *Japan Aerospace Exploration Agency* em janeiro de 2006. Esse satélite é um radar ativo de micro-ondas que fornece dados a partir dos quais podem ser elaborados Modelos Digitais de Elevação (MDE). O satélite oferece imagens de alta e média resolução, sendo PRISM de 2,5 m pancromático e AVNIR-2 de 10m colorido, além de oferecer imagens Radar.

¹ NASA - Sigla em inglês de National Aeronautics and Space Administration – Administração Nacional da Aeronáutica e Espaço.

Quadro 2 - Dados do sensor *Landsat 8*, mostrando seu tipo de sensor e características associadas como banda espectral, resolução espacial e comprimento de onda.

SENSOR	BANDA ESPECTRAL	RESOLUÇÃO ESPACIAL (m)	COMPRIMENTO DE ONDA (μm)
OLI	Banda1 Coastal/Aerosol	30	0.435 - 0.451
	Banda 2 - Azul	30	0.452 - 0.512
	Banda 3 - Verde	30	0.533 - 0.590
	Banda 4 - Vermelho	30	0.636 - 0.673
	Banda 5 - NIR	30	0.851 - 0.879
	Banda 6 - SWIR - 1	30	1.566 - 1.651
	Banda 7 - SWIR - 2	30	2.107 - 2.294
	Banda 8 - Pancromática	15	0.503 - 0.676
	Banda 9 - Cirrus	30	1.363 - 1.384
TIRS	Banda 10 - TIR - 1	100	10.60 - 11.19
	Banda 11 - TIR -2	100	11.50 - 12.51

Fonte: Os autores(a).

O quadro 3 apresenta as imagens dos satélites utilizados para realização do *Projeto Monte do Carmo*.

Quadro 3 - Imagens de satélite utilizadas para o Projeto Monte do Carmo.

SENSOR	CÓDIGO (ID)	DATA DE AQUISIÇÃO
Landsat 8	LC08_L1TP_222067_20170917_20170929_01_T1 LC08_L1TP_222068_20170917_20170929_01_T1	09/17/2007
ALOS/PALSAR	AP_26854_FBS_F6960_RT1	02/08/2011
	AP_26854_FBS_F6970_RT1	02/08/2011
	AP_27277_FBS_F6960_RT1	02/08/2011
	AP_27277_FBS_F6960_RT1	02/08/2011

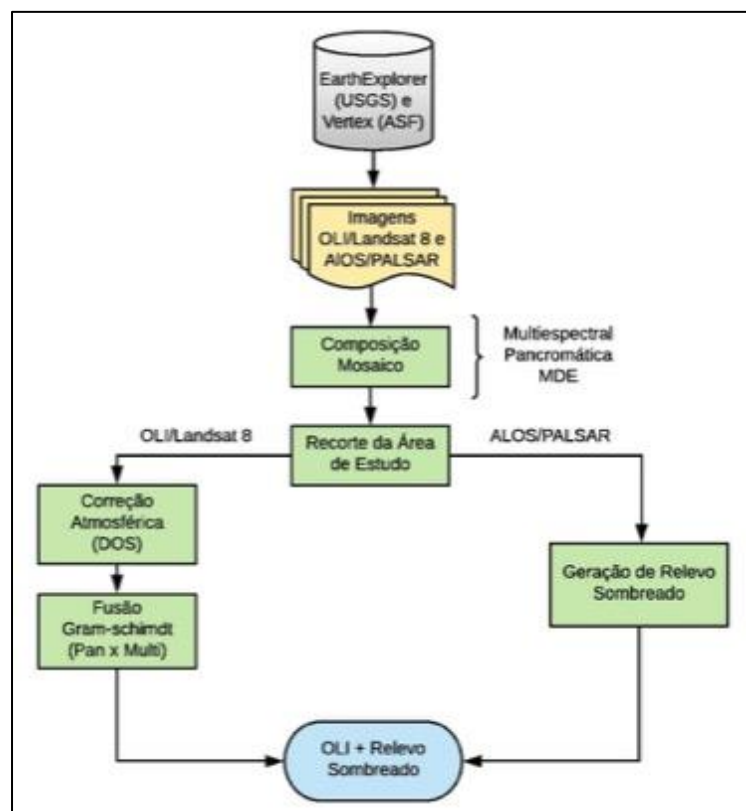
Fonte: Os autores(a).

A partir dos materiais utilizados, foi necessária seguir uma metodologia de processamento dos dados adquiridos e obter informações para futuras interpretações.

O processamento do *Landsat 8*/OLI foi feito pelo *Software ENVI*. As imagens OLI foram adquiridas a partir de um mosaico, resultando em uma grande junção de imagens, com suas respectivas correções atmosféricas e geométricas, além de realces e recorte. Durante a integração, foi realizada a fusão Pan x Mult e sinergismo ótico com relevo sombreado, através da ferramenta *Create Hill Shade Image* - com ângulo de elevação do sol de 45° e ângulo de azimute do sol de 315°, já que essa apresenta um melhor realce das estruturas observadas no MDE para essa direção.

A resolução espacial das imagens adquiridas pelo satélite ALOS/PALSAR, para o Projeto Monte do Carmo, é de 12.5 m e foram obtidas pela plataforma *Alaska Satellite Facility* (ASF). No processamento, foi confeccionada uma imagem de relevo sombreado com o auxílio do *ArcGis*. A imagem é colocada sobre o procedimento de sinergismo, junto com uma imagem do Satélite *Landsat 8*, aumentando a qualidade do mapa e realçando suas estruturas. Todos esses processamentos são exibidos na Figura 6.

Figura 6 – Fluxograma apresentando o processamento de dados dos satélites OLI/Landsat 8 e ALOS/PALSAR, realizados no *Projeto Monte do Carmo*.



Fonte: Realizado pelos alunos do Mapeamento Geológico Final da Universidade de Brasília (2018).

2.2.1.2.2 Google Earth

O *Google Earth* é um programa de computador desenvolvido e distribuído pela empresa *Google*, que apresenta um modelo tridimensional do globo terrestre, construído a partir de mosaico de imagens de satélite obtidas de fontes diversas, imagens aéreas (fotografadas de aeronaves) e GIS 3D. A imagem da *subárea XI* corresponde a aquisição dos satélites da *DigitalGlobe* e da *CNES*, juntamente com a *Airbus*. As datas de aquisição são de 11/09/2017, de 20/04/2016 e de 28/07/2009.

2.2.1.3 Dados Aerogeofísicos

Todos os dados adquiridos foram obtidos através de levantamentos aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria, feitos pela ANP¹ e DNPM², sendo eles: “Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba” (PRNW) e “Projeto Aerogeofísico Tocantins” (código 1073).

Posteriormente, esses dados foram processados no *Geosoft Oasis Montaj* pela professora do IG-UnB, Dra. Roberta Mary Vidotti, e foram divididos nos seguintes produtos conforme mostra o quadro 4.

O Projeto Aerogeofísico Tocantins foi realizado ano de 2010. Para sua execução, a empresa *AeroGeoPhysic* Latino América (AGP-LA) utilizou duas aeronaves do modelo *Cessna C-208 Caravan*, que sobrevoaram a parte sul do estado do Tocantins em uma velocidade média de 270 km/h em uma altura de 100 m, com linhas de voo de direção N-S, espaçamento de 500 m e linhas de controle de 10 km na direção E-W. Os levantamentos aeromagnetométrico e gamaespectrométrico (de alta resolução), foram executados através do aeromagnetômetro *SCINTREX CS-3* e do gamaespectrômetro *PicoEnvirotec* – GRS, 410 de 512 canais, com amostragem magnetométrica de 7,8m e a radiométrica de 78 m. A área recoberta pelo levantamento possui, no total, aproximadamente 75.872 km².

Do mesmo modo, o PRNW foi realizado a partir de duas aeronaves do modelo *Cessna C-208B Caravan*, voando a uma velocidade média de 270 km/h a uma altura fixada de 100 m.

Foi também realizado levantamentos aeromagnetométrico e gamaespectrométrico de alta resolução, através do aeromagnetômetro *SCINTREX CS-3* e do gamaespectrômetro *PicoEnvirotec* com receptor Javad Euro GD de dupla frequência e 12 canais, com intervalo de medição magnetométrica de 0,01s e das medições gamaespectrométricas.

¹ ANP - Agência Nacional do Petróleo.

² DNPM - Departamento de Produção Mineral.

A área de voo foi de aproximadamente de 240.000 km² na Bacia do Parnaíba, sendo realizadas linhas de voo com espaçamento de 500 m de direção N-S e linhas de controle com de 4 km de espaçamento em direção E-W.

Quadro 4 - Resumo dos produtos e processamentos utilizados nos dados.

	DADOS MAGNETOMÉTRICOS	DADOS GAMAESPECTOMÉTRICOS
PRODUTOS	Primeira Derivada Vertical (1Dz) Derivada TILT Gradiente Horizontal Total (GHT) Amplitude do Sinal Analítico 3D (ASA 3D)	Mapas de Composição Ternária (RGB) Contagem Total (CT) Estimada de Tório (eTh) Estimada de Urânio (eU) Mapa de Porcentagem do Potássio (K)

Fonte: Os autores(a).

2.2.1.3.1 *Magnetométricos*

O Método da Magnetométrico baseia-se na leitura do campo magnético em uma certa região de interesse. O campo magnético medido num levantamento aeromagnético é o resultado vetorial do Campo Magnético Externo (CME), do Campo Magnético Interno (CMI) e do Campo Magnético Crustal (CMC). No mapeamento geológico, a componente de interesse refere-se ao CMC, pois este reflete a variação de susceptibilidade magnética das rochas.

Para isolar o sinal do CMC, são feitas correções de CME e CMI, variação diurna e IGRF, respectivamente. Esse sinal tem como fonte primordial os minerais magnéticos, tais como: Magnetita, Pirrotita e Ilmenita. Esses são encontrados em maiores concentrações em rochas máficas/ultramáficas, porém, devido aos processos intempéricos, tendem a serem remobilizados e concentrados em zonas de falhas e fraturas. Isso faz com que por meio da aplicação do método aeromagnético, seja possível investigar a estruturação de uma região em profundidade.

O processamento magnetométrico consiste em, de forma bem objetiva, aplicar métodos matemáticos ou realizar uma análise das propriedades físicas, com o intuito de realçar as

anomalias presentes. Os produtos gerados são em razão de aplicação de filtros. Os filtros que foram utilizados nesse processamento estão especificados no Quadro 5.

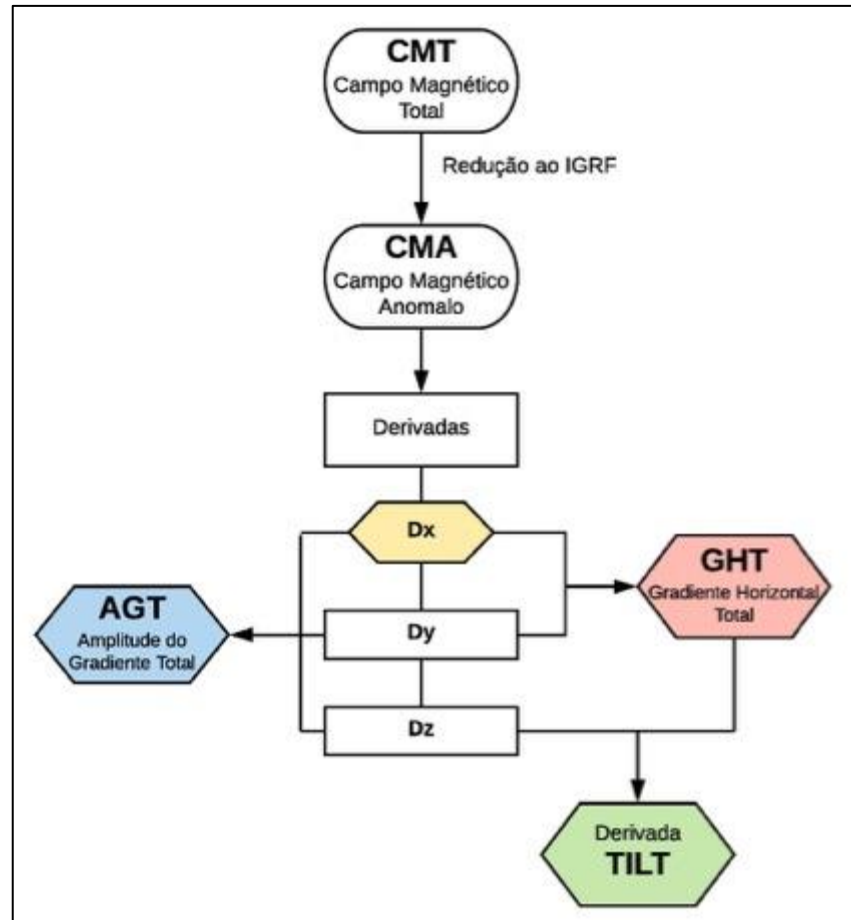
Quadro 5 - Filtros executados e sua respectiva função.

FILTRO	FUNÇÃO
Primeira Derivada Vertical (1Dz)	Realça o sinal no sentido vertical
Derivada TILT	Centralizar a anômalo centro do corpo
Gradiente Horizontal Total (GHT)	Destaca as bordas de corpos anômalos
Amplitude do Sinal Analítico 3D (ASA 3D)	Realça a geometria do corpo

Fonte: Os autores(a).

No processamento das imagens geofísicas (Figura 7), foram aplicados quatro filtros. De cada filtro, extraiu-se um mapa com uma determinada característica, que posteriormente serão correlacionados com a geologia da região. Os mapas gerados foram: Derivada vertical, TILT, GHT (Gradiente Horizontal Total) e ASA 3D (Amplitude do Sinal Analítico).

Figura 7 - Fluxograma do processamento de dados da aeromagnetometria



Fonte: Os autores (a).

2.2.1.3.2 Gamaespectrométricos

A gamaespectrometria é um método capaz de detectar a radiação gama resultante da desintegração dos elementos radioativos Potássio (K40), Urânio (U238), Tório (Th232) e seus respectivos isótopos filhos, presentes na composição da maioria das rochas (Ferreira *et al.*, 2016; IAEA¹, 2003). Trata-se de um método geofísico superficial, já que mais de 90% da radiação gama emanada da superfície terrestre origina-se, aproximadamente, nos 35 cm da crosta do planeta. A quantificação da variação na proporção desses elementos, proporcionada pelos produtos derivados dos dados gamaespectrométricos, permite mapear o arcabouço aflorante em uma região, uma vez que as concentrações relativas de K, U e Th refletem a natureza composicional do substrato rochoso (Ferreira *et al.*, 2016). Além disso, a análise do

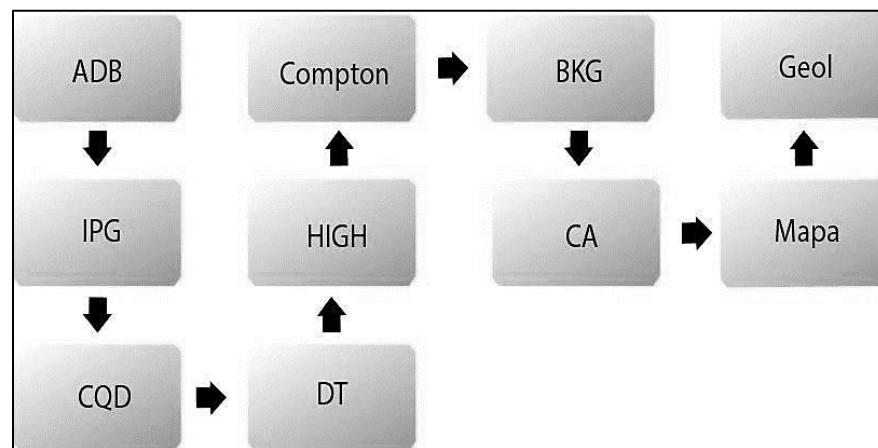
¹ International Atomic Energy Agency.

conteúdo desses radioelementos possibilita avaliar a atuação de processos intempéricos que ocorrem na superfície terrestre (Ferreira *et al.*, 2016).

Em virtude de não terem sido apresentados os passos do processamento, foi utilizado o fluxograma (Figura 8) de Nakashima *et al.*, 2018¹ (adaptado) para ilustrar o processamento de um dado aerogamaespectrométrico.

Observando o fluxograma de processamento, nota-se que os principais produtos são gerados na fase MAPA, onde se tem uma imagem RGB, colocando cada concentração de elemento relacionado a um extremo de cor dentro de um diagrama ternário. Nessas fases também se observa a produção dos mapas de contagem total de cada elemento para toda a área, mostrando a predominância dos elementos em todas as partes da região estudada.

Figura 8 - Fluxograma da aquisição de dados de gamaespectrometria na aérea de (Nakashima *et al.*, 2018). ADB: Aquisição de dados brutos; IPG: importação para o *Geosoft*; CQD: controle de qualidade; DT: correção do tempo morto; HIGH: altura efetiva de voo; COMPTON: espalhamento Compton; BKG: radiação de fundo; CA: correção altimétrica; MAPA: Geração de mapas; GEOL: interpretação e correlação com a geologia local.



Fonte: Nakashima *et al.*, 2018.

2.2.2 Etapa Campo

¹ Nakashima, Masatoshi, et al. "In-vehicle radiant heater control apparatus." U.S. Patent Application No. 10/004,111.

A etapa campo teve duração de 20 dias (início: 01/07/18 e término: 21/07/18) e possuiu como objetivo principal a aquisição de dados de campo, como medidas estruturais das camadas e feições estruturais, litologias e contatos para a elaboração do mapa geológico e o perfil geológico da área.

Essa etapa consistiu em realizar perfis de caminhada a fim de coletar dados para a confecção do mapa geológico, cadastramento de amostras coletadas, compilação de fotos e confecção de mapa de pontos. Diariamente, eram realizadas reuniões com a presença de todos os participantes do mapeamento, com objetivo de discutir evidências geológicas, elaborar a tabela de pontos, planejar o dia seguinte de campo e realizar a confecção do mapa. Portanto, para cada dia de mapeamento, eram traçados os possíveis caminhamentos de campo na noite anterior. Para isso, era necessário identificar pontos que representavam possíveis contatos litológicos ou pontos de incerteza, para que todas as dúvidas possíveis de serem sanadas fossem esclarecidas. Essa etapa foi possível graças ao resultado obtido pela fotogeointerpretação das imagens, acarretando uma maior otimização de tempo em campo.

Nesta etapa, foi imprescindível o uso de fotos aéreas, mapa base, lupa, ímã, martelo petrográfico, câmera fotográfica, celular, bússola, GPS, rádio, e itens de segurança.

2.2.3 Etapa Pós-Campo

Realizada durante os meses de agosto a dezembro, esta etapa constitui a integração dos dados obtidos e gerados nas etapas pré-campo e campo, sendo, portanto, voltada para a interpretação mais criteriosa e aprofundada dos dados coletados, para a confecção do mapa geológico e do perfil geológico, para a produção e descrição de lâminas petrográficas, para a realização de estereogramas e rosetas, e, por fim, a produção do mapa geológico final. No pós-campo também foram feitas análises geoquímicas e petrofísicas, bem como análises na Microsonda Eletrônica.

Outro foco dessa etapa é definição e caracterização das amostras coletadas, a partir das suas descrições macroscópicas e microscópicas, possibilitando a individualização e detalhamento das unidades litológicas mapeadas, auxiliando, portanto, na melhor interpretação da evolução tectônica da região.

Para sintetizar todas as análises da *subárea XI* realizadas no *Projeto Monte do Carmo*, foi elaborado um quadro com as respectivas amostras. O Quadro 6 expõe as identificações de todas as amostras realizadas pela petrografia, bem como pela Microsonda Eletrônica, além das amostras analisadas na geoquímica e na petrofísica.

Quadro 6 - Relação de amostras destinadas as análises de petrografia, microsonda eletrônica, geoquímica e petrofísica.

AMOSTRAS	PETROGRAFIA	MICROSSONDA ELETRÔNICA	GEOQUÍMICA	PETROFÍSICA
TF_18_XI_05	X		X	
TF_18_XI_09	X			
TF_18_XI_18			X	
TF_18_XI_19	X	X		X
TF_18_XI_20	X	X		
TF_18_XI_24			X	
TF_18_XI_30	X			X
TF_18_XI_36c	X			X
TF_18_XI_40			X	
TF_18_XI_50	X	X		X
TF_18_XI_57	X			
TF_18_XI_77	X			X
TF_18_XI_95	X	X		X
TF_18_XI_106	X			X
TF_18_XI_110			X	
TF_18_XI_121			X	

Fonte: Os autores (a).

2.2.3.1 Análises de Petrografia

Para a realização da petrografia, foram efetuadas 17 lâminas a partir de amostras coletadas em campo. As amostras 9 e 20 possuem 3 lâminas orientadas cada. Efetuadas no Laboratório de Microscopia II (M2) do IG-UnB pelos microscópios petrográficos, foram realizadas observações que permitiram a identificação de minerais, bem como de seus contatos

e paragêneses de equilíbrio e desequilíbrio, além da caracterização da textura da rocha. Estes dados encontram-se descritos nas fichas petrográficas em anexo.

2.2.3.2 Microsonda Eletrônica

As análises de química mineral foram realizadas no equipamento JEOL modelo JXA-8230, sob voltagem de 15kV e corrente de 1,5 mA; com tempo de contagem de 10 a 20 segundos, conforme o elemento, e com foco de aproximadamente 01 μm . Os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P (Ferro assumido como Fe^{2+}) foram determinados sobre lâminas delgadas, polidas e metalizadas com carbono. Os resultados são mostrados no capítulo 3.

2.2.3.3 Análises Petrofísicas

Análises petrofísicas foram realizadas para medir a densidade, porosidade e susceptibilidade magnética.

A susceptibilidade magnética mensura a capacidade que tem um material em magnetizar-se sob a ação de uma estimulação magnética - de um campo magnetizante - ao qual este é submetido. O equipamento utilizado para a aquisição foi o susceptímetro modelo MPP-EM2S, pertencente ao IG-UnB. Para iniciar a obtenção dos dados, o aparelho foi calibrado durante 50 minutos, a fim de reduzir o risco da obtenção de medidas erradas a partir de sua ambientalização com as interferências do meio externo. Foram realizadas, aproximadamente, cinco leituras para cada amostra, em várias faces distintas. O sensor reiniciava automaticamente entre cada medida, a partir do momento que se afastava da amostra. Após realização das medidas, com duração média de 5 segundos, o susceptímetro era exposto ao ar por aproximadamente 10 segundos, com o objetivo de diminuir erros causados por variações no tempo ou outra causa externa. Os dados adquiridos foram transferidos para o computador, a fim de serem analisados com subsequente geração de uma tabela, a partir dos valores médios para cada amostra. Todos os valores foram definidos com base de média aritmética e moda, definindo os valores das faces mais frescas com um peso maior em comparação as medidas realizadas em faces intemperizada.

Densidade é a relação existente entre a massa e o volume de um material, a uma dada pressão e temperatura. A determinação da densidade das amostras foi realizada no Laboratório de Geoquímica da UnB, tendo como premissa a definição da densidade a partir de amostras representativas da rocha. Utilizou-se, na realização do ensaio, uma balança de precisão com

resolução de 0,0001g, *paperfilm*, proveta graduada, estufa, termômetro, água destilada, fio de cobre de diâmetro 0,05mm. O método tem como base o princípio de Arquimedes, com medição do volume de amostra (por movimentação de água na proveta graduada) e do peso. Em um primeiro momento, colocou-se as amostras na estufa durante cerca de 24 horas, à 60°C, para que todos os voláteis e umidade pudessem ser retirados, a fim de diminuir erros, associados à composição, que não fornecem a real constituição química dos afloramentos. Em seguida, pesou-se a massa seca. O passo seguinte consistiu no envelopamento de todas as amostras em *paperfilm*, para que elas pudessem ser imersas no bécker com água, sem entrar em contato com o líquido. Para tanto, foi necessário o auxílio do fio de cobre, e, assim, analisar a variação da coluna d'água, indicando o volume da amostra. Posteriormente, foi necessária a retirada do *paperfilme*, com imersão das amostras em água por cerca de 48 horas, em uma tentativa de ocupar todos os poros existentes na estrutura da amostra com água. Após o tempo decorrido, as amostras foram pesadas para encontrar sua massa úmida (m_u), e repetiu-se o procedimento de imersão da amostra no bécker, com o intuito de calcular a variação da coluna d'água.

O experimento teve como objetivo quantificar a massa e volume total do *plug* de amostra e da porosidade para que pudéssemos jogar na relação de densidade de um material que é definida por $d = \frac{m}{V}$. Temos que o volume de um corpo pode ser definido pelo empuxo $V_L = \frac{E}{d_L \times g}$. A diferença da coluna d'água, uma vez que o sólido está imerso no recipiente, é igual ao volume do sólido. Mediante a isso, como já possuíamos a massa, o cálculo da densidade se fez possível. Como um resultado secundário deste experimento, calculou-se a “porosidade total” através da variação da massa úmida pela massa seca $\varphi_{total} = m_u - m_s$, no entanto, este valor encontrado ainda está sob supervisão.

2.2.3.4 Análises Geoquímicas

2.2.3.4.1 Difratometria de Raios-X (DRX)

A composição mineralógica de amostra total e da fração argila foi determinada por DRX, realizada no Laboratório de Raios-X do IG-UnB, pelos difratômetros *Rigaku D-MAXB* e *RIGAKU – ULTIMA IV*. Este operou 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 a 65° e o processo consistiu em três varreduras: uma da argila normal, com etileno glicol e por fim com glicerol.

A identificação dos minerais se deu pela interpretação dos difratogramas e identificação dos minerais com base nas intensidades dos picos das distâncias interplanares, 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.

A preparação de amostras (rocha total e fração argila) seguiu as técnicas de rotina do Laboratório de Difractometria de Raio-X do IG-UnB (Quadro 7).

Quadro 7 – Protocolo de preparação de amostras para determinação mineralógica por difratometria de raio-x.

DETERMINAÇÃO MINERALÓGICA							
PASSOS	1	2	3	4	5	6	7
Amostra total	Macerar a amostra	Dispor em lâmina para amostra total	Proceder para leitura em equipamento	-	-	-	-
Fração argila	Extração da fração argila pelo método de sedimentação (Lei de Stokes)	Orientar a amostra em lâmina	Proceder para leitura no equipamento	Após a leitura da fração argila, solvatar com etileno glicol por 12h	Proceder para leitura no equipamento;	Após leitura, fazer o tratamento térmico a 490°C por 4h 30min.	Proceder para leitura no equipamento

Fonte – Alunos do Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. (2018)

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

2.2.3.4.2 Geoquímica de Elementos Maiores e Traços

i. Perda ao Fogo (PF)

A Perda ao Fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis (Quadro 8).

Quadro 8 - Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis

DETERMINAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA E SÓLIDOS VOLÁTEIS	
1	Pesar o cadinho de porcelana vazio (Mcv)+ 1,0000 ± 0,0001g de amostra (Ma)
2	Inflamar por 8h em forno mufla a 500°C e 100°C
3	Esfriar em dessecador e obter o peso (Mf)
4	Calcular a porcentagem de PF pela fórmula: $[(Mcv + Ma) - Mf] \cdot 100 / Ma$
5	Repetir os passos de 2 a 4. Considerar a PF efetiva caso a diferença de uma queima para outra não ultrapassar 2%. Caso seja maior, repetir os passos de 2 a 4

Fonte – Alunos do Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. (2018)

ii. Determinação Química das Amostras

Em laboratório limpo, as amostras de rochas, assim como as crostas laterítica, foram digeridas seguindo o protocolo abaixo (Quadro 9) com mistura ácida (HF, HCl, HNO₃) e H₂O₂ em *savilex*® e utilização de chapa quente e capela de exaustão.

Quadro 9 – Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.

ETAPA	PROCEDIMENTO
1	Pesa-se a amostra de forma a obter 0,1g
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.

Fonte – Alunos do Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. (2018)

As soluções de digestões foram analisadas para a determinação da concentração de elementos maiores e de alguns traços por espectrometria de emissão ótica por plasma acoplado

indutivamente pelo *ICP_OES* (Agilent 5100 Dual-View no Laboratório de Geoquímica da UnB.

2.2.3.4.3 Geoquímica de sedimentos em suspensão e de fundo coletadas do rio Tocantins

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):

Eq. (1):
$$C [HCO_3] (mg/L) = \frac{[H_2SO_4] (mol/L) \times MM(HCO_3) \times 1000 \left(\frac{mg}{g}\right) \times V(H_2SO_4) (ml)}{V_{amostra}}$$

Apesar de efetuados os cálculos, os valores encontrados não são possíveis de serem interpretados corretamente, pois ocorreu equívocos quanto a metodologia de aquisição dos dados. Dessa forma, os resultados foram descartados.

2.2.3.5 Sensoriamento Remoto do Rio Tocantins

O sensoriamento remoto do rio se deu a partir da análise multitemporal do Rio Tocantins, feita a partir do processamento de dados dos satélites Landsat 5/TM, Landsat 7/ETM+ e Landsat 8/OLI, por meio do *software ENVI*. O objetivo da análise foi quantificar a área ocupada pelo rio antes e depois da construção e funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães. As imagens utilizadas correspondem às órbitas/pontos 222_67 e 222_68, cujos parâmetros estão descritos nos quadros 10 e 11. O trabalho foi realizado analisando dois intervalos de tempo distintos: de 5 em 5 anos (1984 a 2017), e de mês em mês (nos anos de 2001 a 2002). O funcionamento da hidrelétrica teve início no ano de 2001.

Quadro 10 - Imagens adquiridas das cenas 222_67 e 222_68, utilizadas na reconstrução do Rio Tocantins nos anos de 2001 e 2002, ano em que teve início o funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães e ano subsequente ao início do funcionamento

DIA	MÊS	ANO	SENSOR	SATÉLITE
21	Setembro	2001	ETM ⁺	Landsat 7
08	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

Fonte – Alunos do Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. (2018)

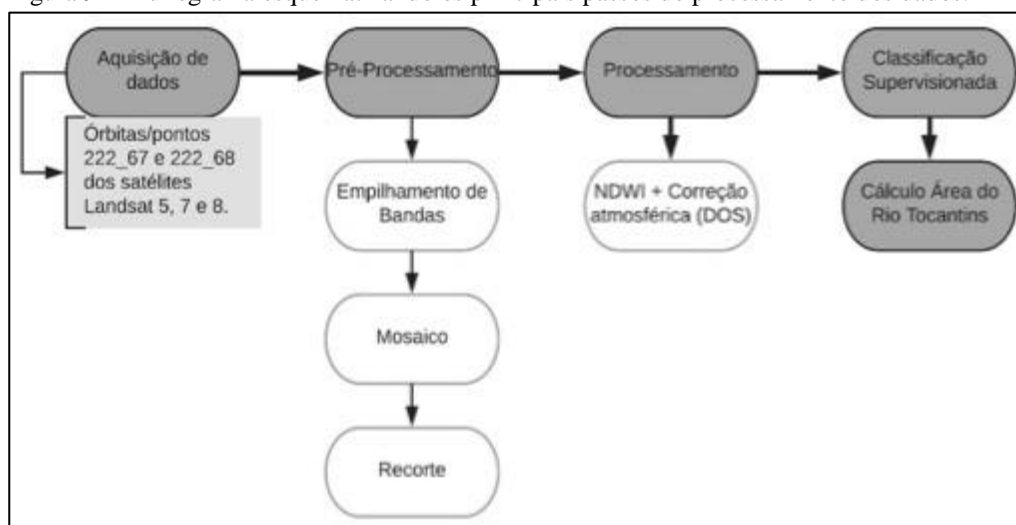
Quadro 11 - Imagens adquiridas das cenas 222_67 e 222_68, utilizadas na reconstrução do Rio Tocantins nos anos de 1984 a 2017, com intervalo de aproximadamente 5 anos.

DIA	MÊS	ANO	SENSOR	SATÉLITE
20	Julho	1984	TM	Landsat 5
03	Julho	1989	TM	Landsat 5
13	Julho	1993	TM	Landsat 5
27	Julho	1998	TM	Landsat 5
09	Julho	2003	TM	Landsat 5
06	Julho	2008	TM	Landsat 5
04	Julho	2013	OLI	Landsat 8
15	Julho	2018	OLI	Landsat 8

Fonte – Alunos do Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. (2018)

O trabalho foi dividido essencialmente em três etapas: pré-processamento, processamento e classificação, de acordo com o fluxograma da Figura 9. 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 9 - Fluxograma esquematizando os principais passos do processamento dos dados.



Fonte – Alunos do Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. (2018)

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 (MCFEETERS¹, 1996). Após o processamento, foi feita uma classificação supervisionada por MAXVER² 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*, a fim de eliminar a classe 2 e calcular, em quilômetros quadrados, a área do Rio Tocantins. Os resultados são mostrados no capítulo 3.

¹ 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.

² Método da máxima verossimilhança.

3 GEOLOGIA REGIONAL

3.1 INTRODUÇÃO

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

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

Interpretações aerogeofísicas realizadas por Haralyi & Hasui (1985) propiciaram o surgimento dos primeiros modelos tectônicos envolvendo colisão de blocos crustais arqueanos. Por sua vez, baseado em dados químicos, 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.

3.2 CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO

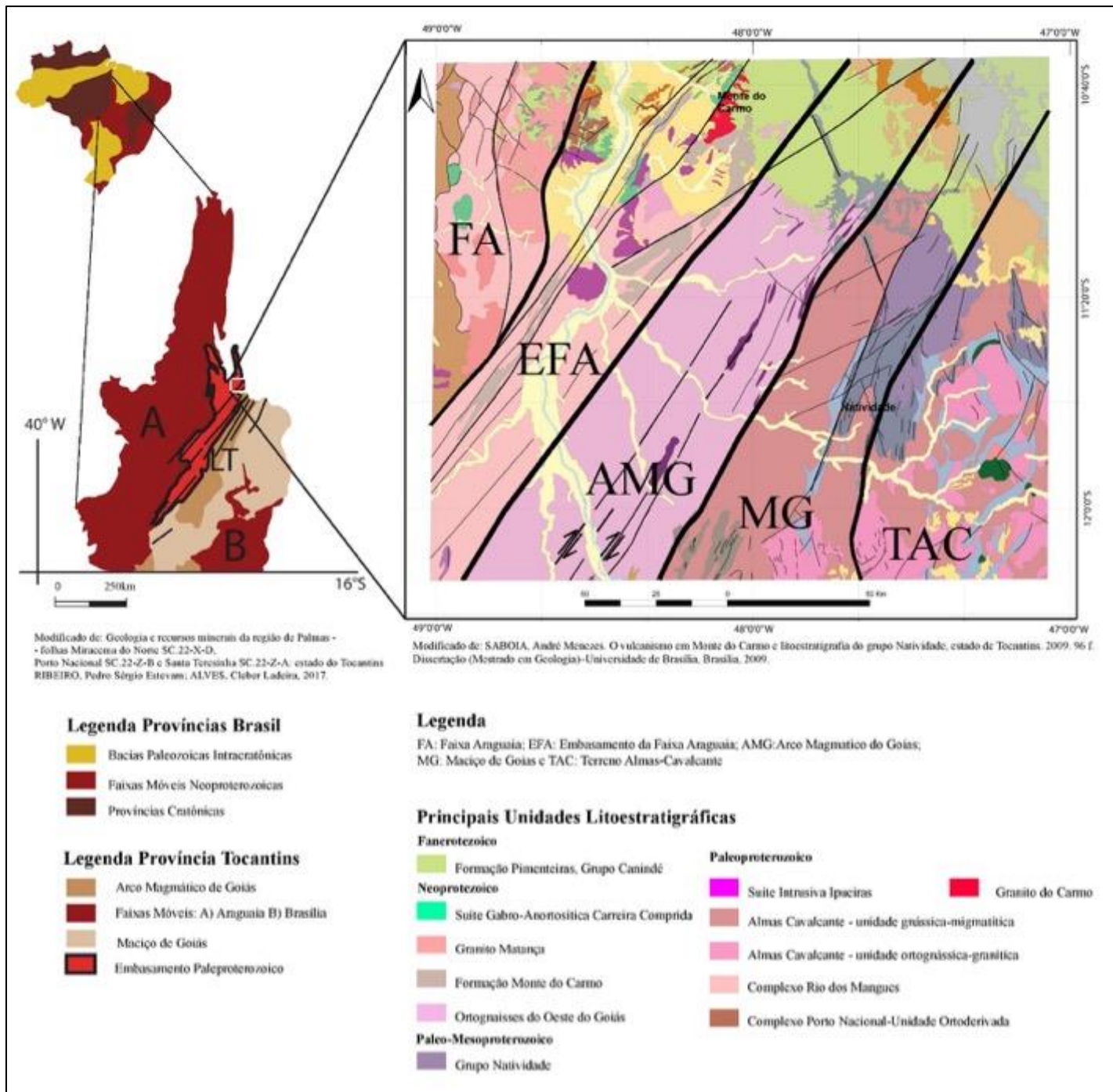
A área em estudo abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba e encontra-se inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da faixa Brasília e a porção meridional da faixa Araguaia (Figura 10). A leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, encontram-se os limites do Cráton Amazonas.

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

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

Na região de Porto Nacional-Natividade, entre a Faixa Brasília e Faixa Araguaia, o Lineamento Transbrasiliano (LTB) é a principal feição estrutural observada (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975) e é o responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive unidades de embasamento paleoproterozóicas granito-gnáissicas, além das unidades meso-neoproterozóicas (Gorayeb *et al.*, 1988). Esse lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada NE20-50SW, provavelmente de idade Paleoproterozóica, que foram posteriormente reativadas em regime rúptil-dúctil e rúptil no Meso e Neoproterozóico (Costa *et al.*, 1984, 1988 a; Hasui *et al.*, 1984; Costa, 1985; Gorayeb *et al.*, 1988). O LTB na Província Tocantins apresenta orientação N35E e é bem caracterizado por foliações, lineações de estiramento e eixos de alongamento maior de *boudins*, dispostos no plano da foliação milonítica (Dantas *et al.*, 2007). Os critérios cinemáticos e elementos estruturais indicam movimentação sinistral e dextral em diferentes porções estudadas na região (Hasui e Mito, 1988; Strieder *et al.*, 1994).

Figura 10 - Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins.



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

3.2.1 Litoestratigrafia e Geocronologia

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

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

Gorayeb (1996) descreve a **Formação Morro do Aquiles**, definida primeiramente por Costa *et al.*, (1982) como uma unidade do Terreno de Alto Grau Metamórfico Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfibolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragnaisses aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas, intercaladas com ortognaisses 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, ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, anfibolitos, micaxistos, quartzitos e paragnaisses aluminosos. Frasca *et al.*, (2010) e Ribeiro & Alves (2017) definem a unidade como ortognaisses 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).

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-Sr¹, 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-Pb²), idade modelo TDM de 2,21 e 2,35 Ga, com valores de $\epsilon\text{Nd}^3(t)$ 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 síalicos (com muita Sílica e Alumínio) mais antigos (Arcanjo & Moura, 2000; Arcanjo, 2002; Arcanjo, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). Estudos geocronológicos realizados por Fuck *et al.*, (2002) forneceram idades U-Pb⁴sobre zircões entre 2,13 e 2,14 Ga e idades modelo TDM entre 2,0 e 2,3 Ga com valores positivos de ϵNd de +0,86 e +2,40, que também indicam caráter juvenil.

Na região de estudo, encontram-se algumas suítes graníticas, com idades variando entre paleoproterozóica e neoproterozóica. Os eventos magmáticos granitogênicos ocorridos no paleoproterozóico, responsáveis pela formação das suítes, são interpretados como uma resposta ao fechamento de bacias de arcos vulcânicos no final do ciclo transamazônico. Dentre elas, podemos citar a **Suíte Intrusiva Ipueiras**. Esta foi primeiramente caracterizada como a composição de sete corpos graníticos e rochas vulcânicas associadas cogenéticas (Bezerra *et al.*, 1981). Posteriormente, foi reclassificada por Chaves e Gorayeb (2007) em quatro plútons graníticos paleoproterozóicos: Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo. Segundo Chaves (2008), estes corpos têm características subalcalina e peraluminosa, com assinatura geoquímica indicativa de granitos anorogênicos e dispostos ao longo de uma faixa orientada NNE-SSW. A partir de datações em zircões pelo método Pb-Pb, Chaves e Gorayeb (2007) definiram o período de cristalização desses corpos graníticos em terrenos gnáissicos e granulíticos de idade em torno de 2,08 Ga. As idades modelo 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. Os valores de ϵNd indicam contribuição mantélica para a formação desses granitos, conferindo um caráter juvenil. Saboia (2009) fez uma correlação entre o

¹ Método geocronológico Rubídio-Estrôncio.

² Método geocronológico Chumbo-Chumbo.

³ Epsilon Neodímio.

⁴ Método geocronológico Urânio-Chumbo.

Granito do Carmo e a Suíte Intrusiva Santa Rosa através da similaridade de idade, dos padrões de ETR¹ e dos elementos traços. O referido autor propôs que essa associação ocorre como uma resultante da acreção juvenil paleoproterozóica durante a fase tardia do Evento Transamazônico.

Outra suíte de idade paleoproterozóica foi definida por Cunha *et al.*, (1981) denominada **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 (18Km de comprimento e 14 Km de largura) e por ser alojado em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Além disso, *stocks* de monzogranitos e sienogranitos compõem a Suíte, segundo Costa *et al.*, (1983). Os estudos geocronológicos feitos por Moura & Souza (1996) conferiram idades de 1,8 Ga em zircão pelo método Pb-Pb. Arcanjo (2002) obteve idades modelo entre 2,5 e 2,43 Ga e valores de ϵNd entre -6,01 e -5,21.

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

Ao longo do Lineamento Transbrasiliano, ocorrem as rochas relacionadas ao **Arco Magmático de Goiás**, que é descrito como um terreno jovem localizado na porção oeste da Faixa Brasília, representando um expressivo episódio de acreção de crosta juvenil Neoproterozóica durante a formação do supercontinente Gondwana (Pimentel & Fuck, 1992). É composto por sequências metavulcanossedimentares associadas a ortognaisses tonalíticos a graníticos. Sua evolução começou há aproximadamente 900 Ma, como arco de ilha interoceânico (Pimentel & Fuck, 1992), com um evento magmático posterior entre 630-600 Ma durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusian (Cordani *et al.*, 2013). Ribeiro e Alves (2017) consideram a Formação Monte do Carmo como a extensão a nordeste do Arco Magmático de Goiás.

¹ Elementos Terras Raras.

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 vulcano sedimentares (Correia *et al.*, 1997). Diversos autores propõem que o MG teria sido amalgamado na margem oeste da Faixa Brasília durante a orogenia neoproterozóica (Jost *et al.*, 2013). No entanto, trabalhos recentes 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 P¹ (VP) e VP/VS (velocidade da onda S²) da Faixa Araguaia, do Arco Magmático de Goiás, do Maciço de Goiás e sob o cinturão de dobras e empurrões a 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 Magmático de Goiás e apontar suturas neoproterozóicas relacionadas a subducção da placa do São Francisco para oeste e do Amazonas para leste, durante a formação da Província Tocantins. Estes resultados mostraram que a anomalia gravimétrica positiva do Brasil central é gerada pela ascensão do manto neoproterozóico sob a crosta mais fina do arco Magmático de Goiás.

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

¹ Onda primária

² Onda secundária

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). O grupo foi definido por Costa *et al.*, (1976) como sendo 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 Arraías, 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 25K 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. 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 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 & Alves (2017) mantém a designação de Gorayeb *et al.*, (2013) e adicionam o Granito Aroeiras, de dimensões reduzidas comparados aos outros à unidade. Os granitos dessa unidade possuem assinatura geoquímica subalcalina e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso (Gorayeb *et al.*, 2013). Os dados geocronológicos, pelo método de evaporação de Pb em zircão, revelam idades de cristalização entre 552 e 545 Ma. As análises isotópicas de Sm-Nd forneceram idades modelo TDM variando entre 2,1 e 1,7 Ga e valores de ϵ_{Nd} (0,55 Ga) variando entre -10 e -13, sugerindo envolvimento da crosta Paleoproterozóicas na formação desses granitos (Gorayeb *et al.*, 2013). A Suíte representa assim, uma granitogênese do tipo A tardi-colisional, desenvolvida em regime extensional, marcando o final da evolução da Faixa Araguaia.

De idade paleozóica, a borda sul da **Bacia do Parnaíba** se encontra na região de estudo. Na literatura mais antiga, essa Bacia intracratônica do Parnaíba é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. A bacia, de 665.888 km², localiza-se entre os Crátons Amazônico e São Francisco, distribuindo-se pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (Vaz *et al.*, 2007). Com comprimento de aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura, a bacia apresenta forma elíptica, contendo uma pequena espessura em

comparação à sua grande extensão, o que está relacionado à subsidência tectônica flexural, que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (Figueiredo & Raja-Gabaglia, 1986). A espessura da sua coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição (Vaz *et al.*, 2007), com 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclásticas (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007). As rochas são principalmente sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007), com ocorrência de rochas metamórficas e ígneas de várias idades. Almeida & Carneiro (2004) afirmam que o desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu a partir do embasamento continental durante a fase de estabilização da plataforma Sul-Americana, e sua subsidência ocorreu no Ciclo Brasileiro devido a eventos térmicos pós-orogêneses. A Bacia do Parnaíba se destaca na morfologia apresentando escarpas, planaltos e planícies formando o *Graben* de Porto Nacional (Gorayeb, 1996). Foi dividida estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (Mesodevoniano-Carbonífero); Grupo Balsas (Neocarbonífera-Eotriássica); Formação Pastos Bons (Jurássico) e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) (Vaz *et al.*, 2007).

Na região de Monte do Carmo, as coberturas sedimentares de idades paleozóicas recobrem discordantemente grande parte da área, e afloram, predominantemente, as rochas do Grupo Canindé e do Grupo Serra Grande. O **Grupo Canindé** é representado pela Formação Pimenteiras, de idade Devoniana (Góes & Feijó, 1994), e ocorre recobrindo 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 platformais, 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 LTB (Kaminsky *et al.*, 2009).

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

Além destas, as **coberturas do quaternário**, caracterizadas por Ribeiro & Alves (2017) como pacotes arenosos com gradação para níveis de granulação mais grossa até níveis conglomeráticos mosqueados, compactados por uma matriz argilosa, ocorrem na região. Estes

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

Com intuito de sintetizar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas no Quadro 12, de acordo com os critérios geocronológicos. Também foi realizado um mapa de idades TDM (escala 1:100.000) adaptado da CPRM (Figura 11).

Quadro 12 - Unidades descritas, apresentando as idades e os autores

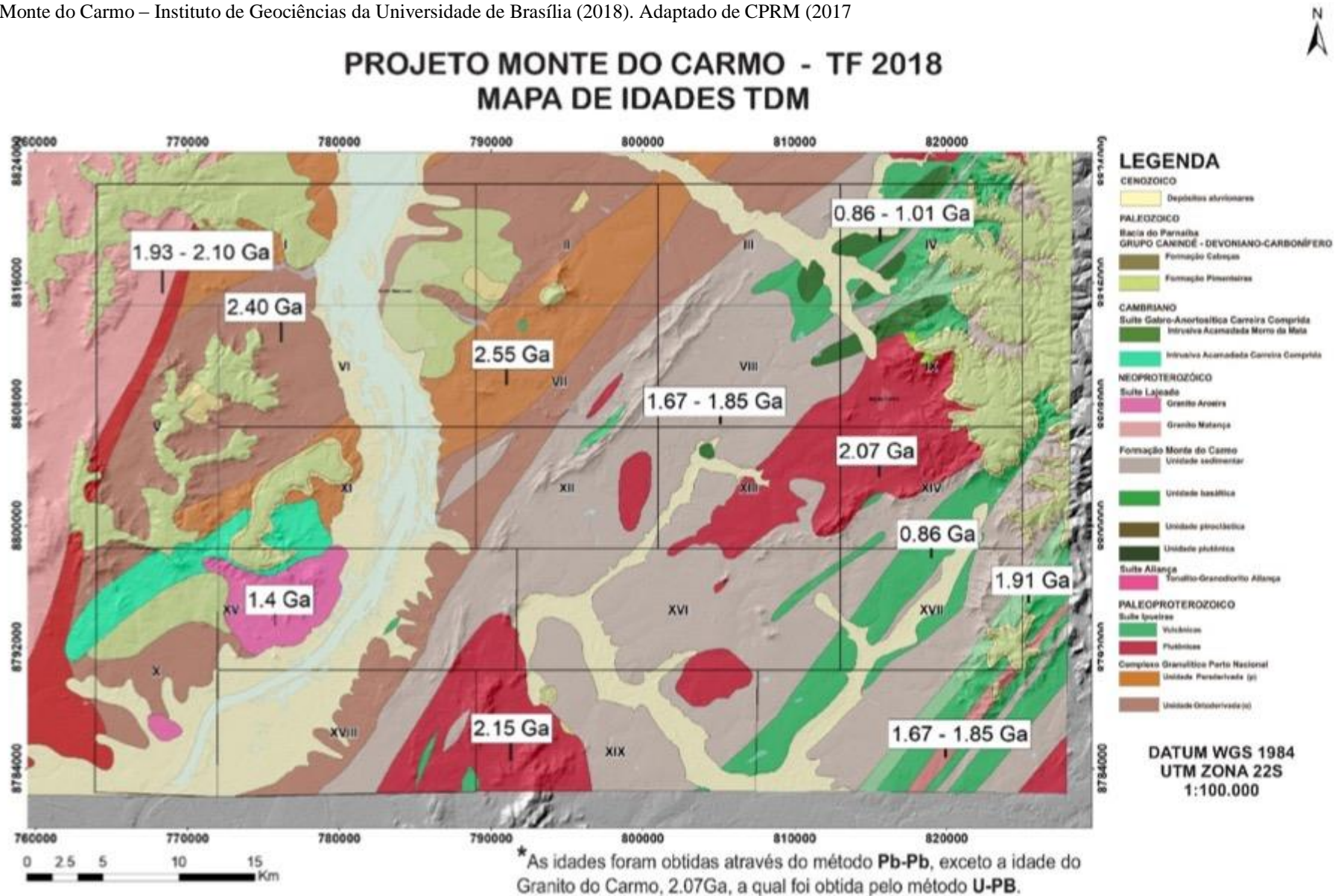
Unidade		Idade (Ma)	T _{DM} (Ga)	ε _{ND(t)}	Autores
Complexo Granulítico Porto Nacional	Ortoderivadas	-	2,40 Ga	-	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000);
		2097±2; 2153±1 e 2125±3 Ma (Pb-Pb)	-	(2,15 Ga) +0,97 e +2,16	Gorayeb & Moura (2002)
	Paraderivadas	2072±3 a 2110±3 Ma (Pb-Pb)	2,55 Ga	(2,15 Ga) - 1,56	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000);
					Gorayeb & Moura (2002)
Complexo Rio dos Mangues	Ortoderivados	Entre 2054±4 Ma e 2086±16 Ma (Pb-Pb)	2,25; 2,21 e 2,35 Ga	(2,06 Ga) +0,86 e - 1,04; (2,12 Ga) +2,40	Arcanjo (2002)
	Paraderivadas	Proveniência entre 2000 e 2250 Ma, com tendência em 2100 Ma	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida		2071±4 Ma (Pb-Pb) ¹	-	-	Gorayeb e Moura (2001)
Suíte Vulcânica Santa Rosa		2137±12 Ma (Pb-Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)
		2086±10 Ma (U-Pb)	2,11 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) entre +2,2 e +2,9	Saboia (2009)
Suíte Ipueiras	Granito do Carmo	2045±34 Ma (Pb-Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)
		2048±13 Ma (U-Pb)	2,13 Ga	(2,04 Ga) +2,05	Saboia <i>et al.</i> , (2009)
		2083±21 Ma (U-Pb)	1,99 e 2,07 Ga	(2,08 Ga) +3,35 e +3,52	Maia (2016)
	Granito Areias	2086±5 Ma (Pb-Pb)	2,18 e 2,19 Ga	(2,08 Ga) +2,27 e +2,26	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Granito Itália	2078±4 Ma (Pb-Pb)	-	-	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Granito Ipueiras	2073±2 Ma (Pb-Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
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)
	Piroclástica félsica	Idade máxima de deposição em torno de 600 Ma (Pb-Pb)	1,54 a 1,91 Ga	(0,588 Ga) - 5,32 e -10,37	Saboia (2009)
	Andesitos	588±8 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
	Brecha vulcânica	643±10 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Aliança: Granodiorito-Tonalito Aliança		593±59 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Lajeado	Granito Arueira	571±2 Ma (Pb-Pb)	-	-	Quaresma e Kotschoubey (2001)
		-	1,4 Ga	(0,55) -4,73	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Lajeado	547±4 Ma (Pb-Pb)	1,71 e 1,86 Ga	(0,55 Ga) - 10,5 e -9,8	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		554±5 Ma (U-Pb)	1,82 Ga	(0,55 Ga) - 9,16	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Matança	552±4 Ma (Pb-Pb)	1,93 e 2,10 Ga	(0,55 Ga) - 13,3 e -13,1	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		551±4 Ma (U-Pb)	1,58 Ga	(0,55 Ga) - 10,31	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Palmas	548±2 Ma (Pb-Pb)	1,73 e 1,81 Ga	(0,55 Ga) - 10,3	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		-	1,67 Ga	(0,55 Ga) - 9,73	Ribeiro e Alves (2017)

Fonte: Alunos do Projeto Monte do Carmo – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

¹As idades obtidas no Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida foram atribuídas a zircões herdados no trabalho de Lima (2008).

Figura 11 – Mapa geológico de idades TDM de toda área do Projeto Monte do Carmo. As idades geocronológicas foram extraídas de Gorayeb et al., (2000); Quaresma e Kotshoubey (2001); Gorayber & Moura (2002); Chaves et al., (2008); Saboia (2009); Gorayerb et al., (2013); Maia (2016) e Ribeiro e Alves (2017). Fonte: Alunos do Projeto Monte do Carmo – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018). Adaptado de CPRM (2017)





3.2.2 Arcabouço Estrutural

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) é definido inicialmente por Schobbenhaus Filho (1975) como uma zona de cisalhamento transcorrente com escala intracontinental, de idade neoproterozóica, intensamente falhada. Situado entre o Cráton Amazônico e a porção leste da Plataforma Sul Americana, o LTB é um sistema *strike-slip*, de cinemática majoritariamente dextral, com direção preferencial NE-SW, que se estende por cerca de 2.700 km, mais precisamente do noroeste do Ceará, atravessando a Bacia do Parnaíba e chegando até a fronteira do Brasil com o Paraguai e Argentina (Schobbenhaus *et al.*, 1975). 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.

Na Província Tocantins, 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). Critérios cinemáticos e elementos estruturais indicam movimentação sinistral e dextral em diferentes porções estudadas na região (Hasui e Mito, 1988; Strieder *et al.*, 1994).

Na região de Porto Nacional-Natividade, entre as Faixa Brasília e Faixa Araguaia, o LTB é a principal feição estrutural presente (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975) e é o responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive unidades de embasamento paleoproterozóicas granito-gnáissicas, além das unidades meso-neoproterozóicas (Gorayeb *et al.*, 1988). Esse lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada NE20-50SW, provavelmente de idade Paleoproterozóica, que foram posteriormente reativadas em regime rúptil-dúctil e rúptil no Meso e Neoproterozóico (Costa *et al.*, 1984, 1988 a; Hasui *et al.*, 1984; Costa, 1985; Gorayeb *et al.*, 1988; Costa e Hasui, 1998). Devido à influência do LTB, as unidades na região possuem, de maneira localizada, orientação E-W e NW-SE (Gorayeb, 1996).

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.



4 GEOLOGIA LOCAL

4.1 INTRODUÇÃO

Este capítulo tem como objetivo a descrição da estratigrafia, abordando detalhadamente os litotipos e fácies encontradas na *subárea XI*. Primeiro, trataremos de toda geologia e aerogeofísicas do projeto, para, por fim, apresentar a geologia e a estrutural da subárea.

Dessa forma, será realizada a caracterização petrográfica das rochas observadas, para posteriormente integrar os dados de todas as subáreas do *Projeto Monte do Carmo*, a partir da abordagem da litoestratigrafia regional.

Como produto, o capítulo resulta na apresentação de todas as unidades litológicas encontradas na *subárea XI*, bem como do mapa geológico de detalhe da subárea, de um mapa e da coluna cronoestratigráfica do projeto, além da descrição de fácies das unidades litoestratigráficas através das fichas petrográficas que estão inseridas nos anexos.

Cada unidade litoestratigráfica foi descrita e identificada macroscopicamente, com auxílio do produto de relevo sombreado e produto geofísico de gamaespectrometria; mesoscopicamente, durante o mapeamento realizado na *subárea XI* através dos afloramentos e amostras de mão, e, posteriormente, em escala microscópica sob lâminas delgadas na etapa pós campo, com auxílio de microscópio petrográfico.

Análises geoquímicas (difratometria de raios-x e ICP-OES¹ em rocha total) e análises na Microsonda Eletrônica, bem como ensaios de petrofísica (densidade, porosidade e susceptibilidade magnética) sobre amostras representativas das unidades contribuíram para a caracterização do arcabouço geológico da *subárea XI*.

Todas as análises e descrições foram de suma importância na delimitação dos contatos litológicos.

4.2 ESTRATIGRAFIA DO PROJETO MONTE DO CARMO

As principais litologias observadas no *Projeto Monte do Carmo* foram definidas com base em critérios petrográficos, estruturais, deformacionais e metamórficos. São correspondentes às unidades da Suíte Aliança, Sequência Metassedimentar, Intrusões Máfico-Ultramáfico, Formação Monte do Carmo, Suíte Lajeado, Suíte Carreira Comprida, Grupos

¹ Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry



Serra Grande e Canindé, ambas unidades pertencentes ao compartimento tectônico da Bacia do Parnaíba, bem como a Unidade Ortoderivada e Paraderivada, a Formação Morro do Aquiles, Suíte Ipueiras, além de diques e soleiras, depósitos aluvionares e lateritos. Todos os contatos existentes entre as rochas do projeto são tectônicos, com exceção do contato discordante dos Grupos Serra Grande e Canindé.

As unidades litoestratigráficas da área de estudo ocorrem de maneira geral com *trend* preferencial NE-SW, que pode ser observado claramente nos produtos geofísicos de magnetometria. Os afloramentos são escassos, devido às condições climáticas e geomorfologia da região. Eles ocorrem principalmente como lajedos, blocos (rolados, basculados, *in situ*) e matacões. As melhores exposições desses afloramentos são geralmente leitos de drenagens, morrotes e ao longo de cortes de estrada.

A 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 (anexos). A seguir, será feita uma descrição das unidades mapeadas por todas as subáreas, bem como a apresentação da coluna cronoestratigráfica (Figura 12) do *Projeto Monte do Carmo*.



O Complexo Porto Nacional está localizado a oeste da área do projeto, disposto em faixas anastomosadas com *trend* que varia de E-W a NE-SW e é composto por rochas paraderivadas e ortoderivadas. Ocorre principalmente nas *subáreas I, III, V, VI, VIII, X e XI*. As rochas pertencentes a essa unidade estão associadas a um baixo topográfico, onde os melhores afloramentos se dão próximos às rochas dos grupos Serra Grande e Canindé.

A unidade ortoderivada (PP2ypn(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, estauroлита-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 apresentam-se como lentes dentro dos gnaisses.



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

4.2.2 Formação Morro do Aquiles (FMA)

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

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

4.2.3 Plutônicas sin- a pós- tectônicas

As rochas plutônicas localizam-se no centro norte do *Projeto Monte do Carmo*, principalmente na *subárea 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.

Esses corpos afloram principalmente como blocos *in situ*, lajedos e em drenagens secas. O granito Santana está associado à vegetação de mata densa e relevo movimentado. A Suíte Manduca aflora próximo ao Córrego Manduca, intercalado com os xistos da Formação Morro do Aquiles, em uma estrutura do tipo “*roof pendant*”¹.

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

¹ Massa de rocha que se projeta para baixo e fica cercada de rochas ígneas.



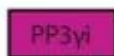
potássico, muscovita e biotita. O Granito Santana localiza-se na divisa com a *subárea VI* e corresponde a um biotita granito de granulação grossa, milonitizado, composto por quartzo, biotita, plagioclásio, feldspato potássico e muscovita. A Suíte Granítica Manduca localiza-se na divisa com a *subárea XII* e apresenta-se como dois corpos granitoides de granulação fina a média, variando em composição de granito a granodiorito, prevalecendo a fácies muscovita-biotita granito médio.

4.2.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa



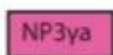
A Suíte Vulcânica Santa Rosa encontra-se no extremo sudeste da área do projeto. Está restrita às *subáreas IV, IX, XVI, XVIII e XIX*. Sua melhor exposição está localizada a norte da cidade de Monte do Carmo, constituída por blocos e lajedos ao longo do Córrego Santa Rosa. Está associada ao Granito do Carmo e é composta por riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos.

4.2.5 Suíte Ipueiras (PP3gl(p))



A Suíte Ipueiras aflora nas porções centro-sul e leste da área do projeto. Seus corpos estão alongados e apresentam dimensões batolíticas, sendo que o maior deles apresenta cerca de 24 km de comprimento e o menor, 14 km. Suas melhores exposições encontram-se próximas ao município de Monte do Carmo e em fazendas nos arredores (*subáreas IX, XIII, XIV e XVIII*). Esta unidade é representada por biotita-sienogranitos, hornblenda-biotita-monzogranitos, sienogranitos, monzogranitos, leucomonzogranitos, calcita-clorita-metagranitos e granodioritos.

4.2.6 Suíte Aliança (NP3ya)

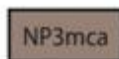




A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada que ocorre na porção oeste da área estudada, aproximadamente paralela às rochas da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida, fazendo contato tectônico com as rochas do Complexo Porto Nacional (por meio da Falha Brasil Escola), e com o Granito Matança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional). Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas *subáreas I, V e X*.

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

4.2.7 Sequência Metassedimentar Indefinida (NP3mca)



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

4.2.8 Intrusões Máficas-Ultramáficas



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

Os corpos aflorantes na área em estudo são o Monte do Carmo e VE3, com maiores expressões nas *subáreas IV, IX e XIV*. Esta unidade é composta por Titanio-hematita-clorita-quartzo-xisto, quartzo-clorita-xisto, epidoto-clorita anfibolito, 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. Suas melhores exposições encontram-se em drenagens com direção E-W e no caminho para a Fazenda da Escadinha, na *subárea XVII*. É constituída pelas Sequências Sedimentar (NP3mca), Vulcânica Ácida e Vulcânica Básica a Intermediária (NP3bmca). Os litotipos presentes na área de estudo são conglomerados polimíticos, grauvacas líticas, grauvacas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita-xistos e basaltos.

4.2.10 Suíte Lajeado (NP3γ2mt)



A Suíte Lajeado é composta por dois corpos graníticos e ocorre na porção oeste da área do *Projeto Monte do Carmo*, fazendo contato tectônico com as rochas da Suíte Aliança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional) e intrudindo as rochas da Formação Morro do Aquiles e da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida. Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Se apresentam nas *subáreas I, V, X e XV*. Sua exposição acontece predominantemente na forma de blocos métricos in situ e na forma de lajedos. Essa unidade é representada pelos hornblenda-biotita sienogranitos que caracterizam o Granito Matança, e pelos granitos peraluminosos que caracterizam o Granito Aroeira.

4.2.11 Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida



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



4.2.12 Grupos Serra Grande e Canindé

D23p

Ssgj

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 siltito com estratos de arenitos finos e médios. Já a Formação Pimenteiras, é formada por siltitos de coloração marrom claro a acinzentada e por arenitos ferruginosos.

4.2.13 Diques e Soleiras

Afloram predominantemente na porção leste da área do projeto (predominantemente nas *subáreas XIII, XIV e XVI*), na forma de blocos rolados e *in situ*, e como lajedos em drenagens com boas exposições. Estão orientados segundo as direções E-W, NE-SW e SW-NE e são constituídos por gabros e diabásios.

4.2.14 Lateritos (Nqdl)

TQdl

As crostas lateríticas ocorrem em todas as subáreas do *Projeto Monte do Carmo*, com variação na sua extensão em cada uma delas. Dão-se em áreas de relevo aplainado, e também



no topo de muitos morros, sempre recobrindo unidades mais antigas. Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos métricos e lajedos. Foram encontradas, na área do projeto, crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

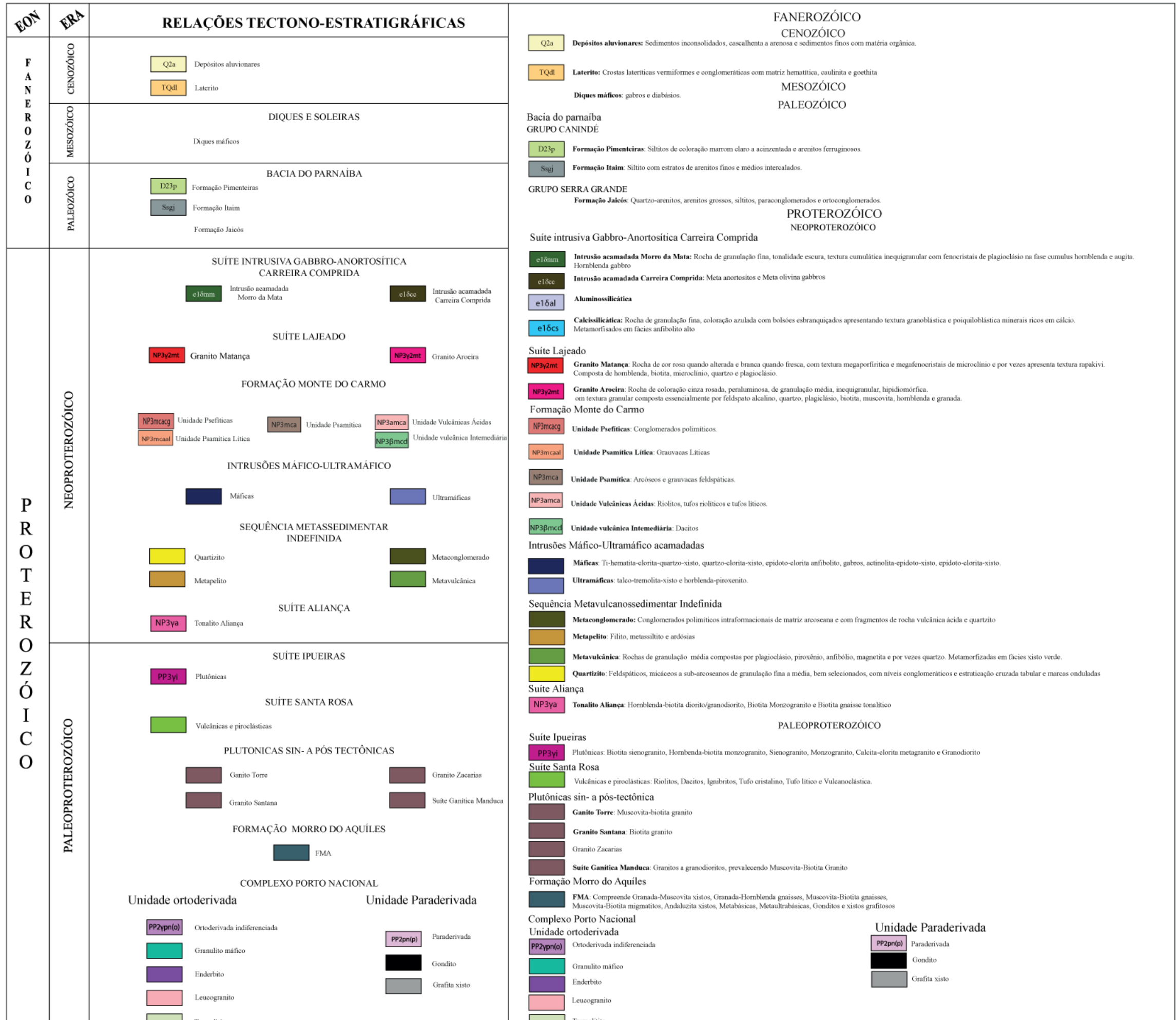
4.2.15 Depósitos Aluvionares

Q2a

Os depósitos aluvionares ocorrem em um pouco mais de 70% das áreas do projeto. 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 apresentam-se associadas ao Rio Tocantins, havendo ocorrências menores associadas a drenagens de menor porte. Ocorrem nas *subáreas I, II, III, IV, VI, VIII, X, XI, XII, XIII, XV, XVI, XVIII e XIX*.



Figura 12 – Coluna cronoestratigráfica do Projeto Monte do Carmo – TF 2018





4.3 AEROGEOFÍSICA DO PROJETO MONTE DO CARMO

4.3.1 Aeromagnetometria

O método magnetométrico baseia-se na leitura do campo magnético em uma certa região de interesse. Os lineamentos definidos a partir dos produtos geofísicos são capazes de fornecer importantes informações a respeito da concentração e/ou tipo da mineralogia magnética, além de feições estruturais (a partir de grandes feições lineares), bem como o arcabouço estrutural regional. Desta forma, este produto auxilia na identificação das principais falhas, sendo as grandes zonas de cisalhamentos (rúpteis, rúpteis-dúcteis e dúcteis) e dos grandes dobramentos e sua cinemática regional.

No *Projeto Monte do Carmo* foi feita uma análise dos produtos da aeromagnetometria da seguinte forma: (I) Delimitação dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos do TILT¹, 1Dz² e GHT, com posterior divisão dos domínios estruturais marcados preferencialmente pela direção de seus lineamentos. O principal objetivo dessa análise foi auxiliar o entendimento do arcabouço estrutural e comparação com a resposta em superfície dos corpos rochosos da região; (II) Delimitação de lineamentos menores com o auxílio SA3D junto com a 1Dz, com a divisão dos domínios a partir da composição dos minerais magnéticos. O principal objetivo dessa análise foi separar os domínios, baseando-se na assinatura magnética, a partir da amplitude do sinal analítico dos seus lineamentos menores, a fim de comparar com os afloramentos em superfície e com o fechamento de contatos.

4.3.1.1 Domínios Magnético-Estruturais

A partir dos produtos da aeromagnetometria disponíveis para a região do projeto, foi possível a divisão da área em seis domínios estruturais distintos, com base no padrão e orientação dos lineamentos. O domínio 1 encontra-se no setor oeste do projeto, alcançando apenas uma parte das áreas 1 e 5. Esse domínio é caracterizado por lineamentos orientados

¹ A Derivada *Tilt* é representada pelo arco tangente da razão entre a primeira derivada vertical e o Gradiente Horizontal Total.

² A primeira derivada vertical enfatiza feições próximas à superfície.



predominantemente na direção E-W, na porção sul, se que migram para NE para norte com algumas feições alíneas NW de menor expressão.

O domínio 2 intercepta a metade oeste das áreas do projeto. É limitado por duas falhas transcorrentes de cinemática sinistral, a leste e a oeste, com direção NE, formando uma grande zona de cisalhamento. Esse domínio é caracterizado por lineamentos longos e contínuos, delimitando sigmoides quilométricos. Na porção sul, os lineamentos possuem uma direção predominante E-W e tendem à direção NE na parte central, retornando para E-W na porção norte. Também estão presentes alguns lineamentos de direção NW, relacionadas a falhas e fraturas antitéticas da zona de cisalhamento.

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

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

O domínio 5 compreende as áreas do extremo sudoeste do projeto e é caracterizado por lineamentos de direção NE bem delimitados.

Portanto, de forma geral, a direção predominante de estruturação dos domínios é NE, como algumas porções E-W e N-S relacionadas às curvas dos sigmoides que exibem uma cinemática predominantemente sinistral. Na porção central da área do projeto, diques de diabásio estão encaixados nesses lineamentos NW, cortando toda a área de NW para SE. Dessa forma, foi gerado o mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do *Projeto Monte do Carmo*, através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT) mostrado a seguir. (Figura 13).



Figura 13 - 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.



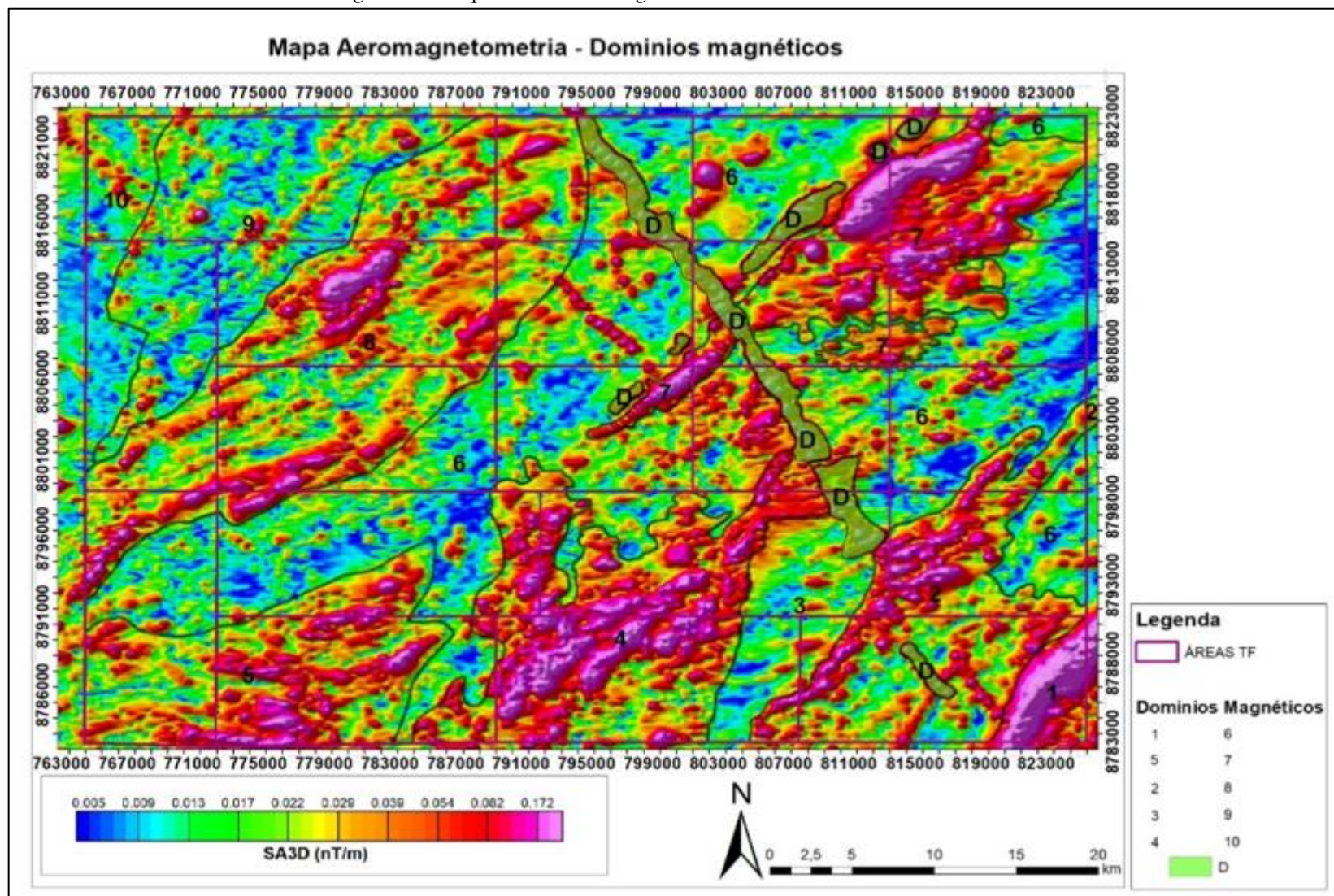
Fonte: Alunos da comissão de Geofísica do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

4.3.1.2 Domínios Magnético-Composicionais

Foram gerados, também, mapas com domínios magnetométricos baseado na assinatura magnéticas, a partir da interpretação dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D, dividido em 11 domínios, e uma tabela explicando as características principais dos domínios (Figura 14 e 15).



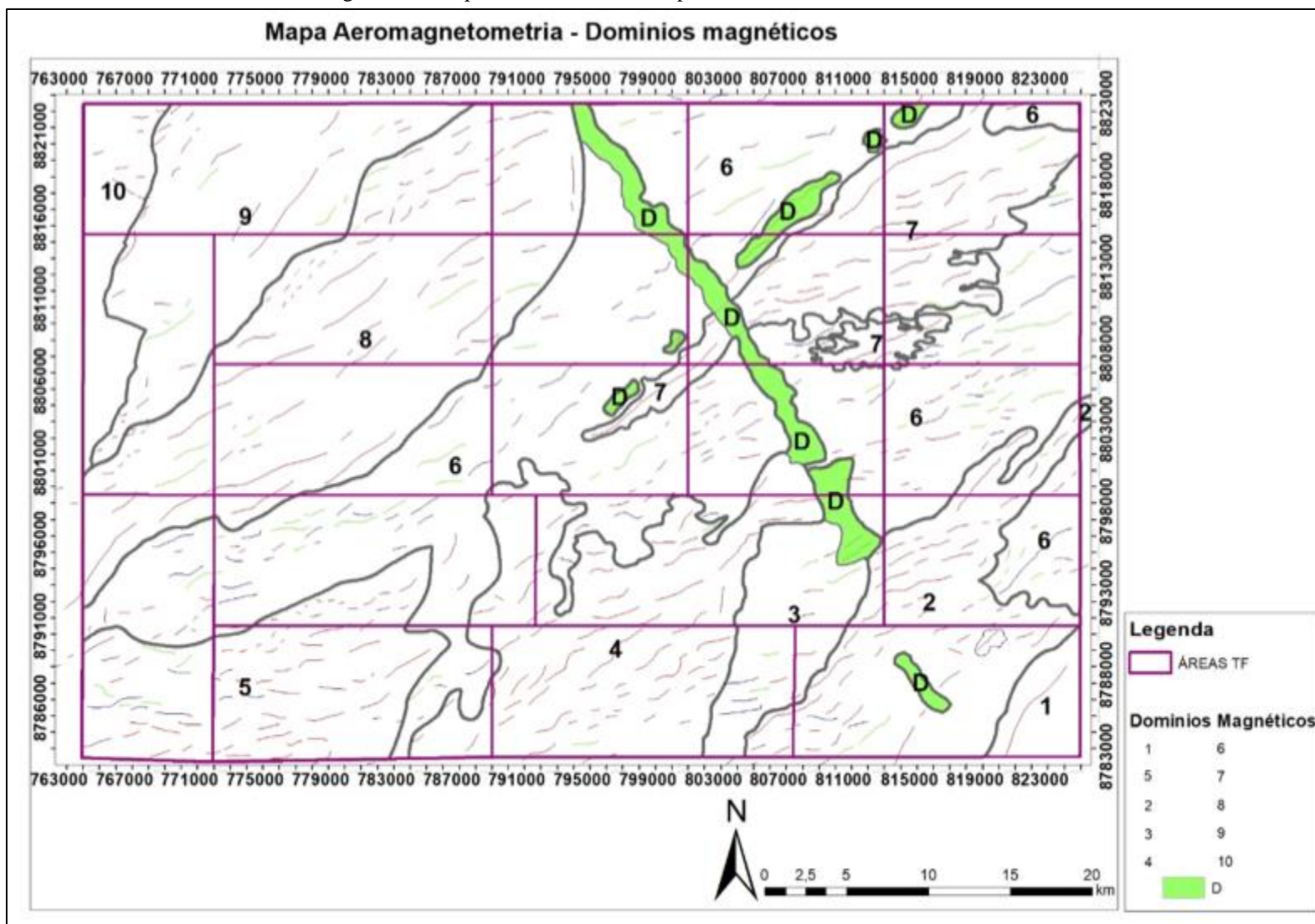
Figura 14 - Mapa de domínios magnéticos SA3D.



Fonte: Alunos da comissão de Geofísica do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).



Figura 15 - Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos.



Fonte: Alunos da comissão de Geofísica do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).



O Quadro a seguir descreve as principais características dos onze domínios delimitados com base na assinatura magnética.

Quadro 13 - Características dos principais domínios com base na assinatura magnéticas.

DOMÍNIO	DESCRIÇÃO
1	Domínio marcado por uma amplitude muito alta, homogêneo, com valores de 0,172 nT/m. O alinhamento preferencial é N45E.
2	Domínio marcado por uma amplitude alta a muito alta, com valores que variam de 0,082 a 0,172 nT/m, não homogêneos, com sinal enfraquecendo na porção sudeste do domínio. O domínio também é definido por um <i>trend</i> NE forte de alta amplitude com uma tendência sigmoidal.
3	Domínio com uma amplitude baixa, que varia a média em eventuais locais do domínio, apresentando um <i>trend</i> NS bem marcado que divide o domínio na porção Leste. A amplitude tem sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m. Alguns locais possuem uma amplitude alta com <i>trend</i> EW.
4	Anomalia magnética sigmoidal, com um <i>trend</i> preferencial NE dos lineamentos de alta intensidade. Homogêneo, apresenta um sinal entre 0,082 a 0,172 nT/m.
5	Domínio magnético de intensidade alta. Padrão dos lineamentos de alta e baixa intensidade seguindo um <i>trend</i> EW e curvando para NE. O sinal possui uma variação na sua intensidade que varia de Leste a Oeste. Na parte Leste, o domínio possui intensidade baixa, 0,017 a 0,022 nT/m. Na porção centro-leste, o domínio apresenta uma amplitude de 0,082 nT/m que varia até 0,172 nT/m.
6	Domínio de baixa intensidade, marcada por uma estruturação NE dos lineamentos de baixa amplitude. Eventuais corpos de intensidade estão presentes no domínio, os lineamentos se apresentam como pequenos sigmóides. A intensidade é 0,005 a 0,013 nT/m.



7	Domínio de alta intensidade (0,172 nT/m), estruturalmente marcado pelo <i>trend</i> NE. Os lineamentos são exclusivamente de alta intensidade fortemente marcados, em domínios centrais o valor do sinal diminui para 0,082 nT/m, porém ainda é alto.
8	Domínio sigmoidal, muito bem marcado. Os lineamentos também são sigmoidais, tanto de alta quanto baixa intensidade. O sinal não é tão forte, e ele não é tão homogêneo quantos os demais. O sinal na parte mais alta é em essência 0,082 nT/m, mas possui valores de 0,039 nT/m e 0,005 nT/m.
9	Domínio de baixa intensidade, marcados por lineamentos sigmoidais de baixa amplitude. Existem eventuais lineamentos de alta intensidade. No geral o sinal é fraco de 0,005 nT/m, porém corpos alinhados são muito definidos com estruturação NE.
10	O domínio é marcado pelo aumento no sinal e pelo <i>trend</i> NW tanto dos lineamentos de alta quanto baixa intensidade. O sinal é muito fraco (0,005 nT/m).
D	São grandes corpos alinhados segundo os <i>trends</i> NE e NW de alta intensidade, com valores médios de 0,082 nT/m.

Fonte: Alunos da comissão de Geofísica do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

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

1. Há, de fato, uma forte estruturação com *trend* principal NE, além de diferenças na amplitude do sinal e também estruturas menores com formatos sigmoidais. As duas grandes estruturas são grandes zonas de cisalhamentos com cinemática sinistral com sigmoides incluídos, reforçando esse cisalhamento.
2. Existem duas gerações de diques, uma NE e outra NW, que são correlacionadas a nível de afloramento.
3. Existe uma forte correlação entre a estruturação extraída da magnetometria e as lineações extraídas do MDE (Modelo Digital de Elevação).



4. As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas juntamente com variações litológicas. Onde a amplitude do sinal aumenta drasticamente, é possível observar corpos MUM (máficos-ultramáficos). Já quando a amplitude se apresenta com um alto a moderado, temos rochas félsicas com minerais magnéticos associados, gnaisses tonalíticos com ilmenita como mineral acessório. Quando a amplitude é muito baixa ou baixa, temos rochas com nenhum mineral magnético associado em sua assembleia, quartizitos, e rochas sedimentares da bacia, por exemplo.
5. Existe uma estruturação N-S que coloca rochas com alta amplitude magnética e baixa amplitude magnética lado a lado, indicando um grande falhamento.
6. Os domínios magnéticos indicam um grande contraste entre rochas de composição magnéticas e outras com menos magnetismo, a partir do método da susceptibilidade magnética. Porém, esse método não é o mais adequado para traçar contatos regionais, sendo melhor indicado para o arcabouço estrutural, definindo as principais zonas de cisalhamentos e falhas.

4.3.2 Aerogamaespectrometria

O método gamaespectrométrico é uma das ferramentas mais importantes do mapeamento geológico, pois resulta em uma informação direta a respeito das associações litológicas aflorantes. É largamente utilizada na prospecção mineral para a identificação de litologias devido à variação de minerais que possuem os elementos U, Th e K em sua estrutura química. Um fator limitante do método é a sua fonte, que não ultrapassa 50 cm de profundidade. Sendo assim, o método é confiável apenas para investigações rasas, não sendo possível a observação de materiais mais profundos.

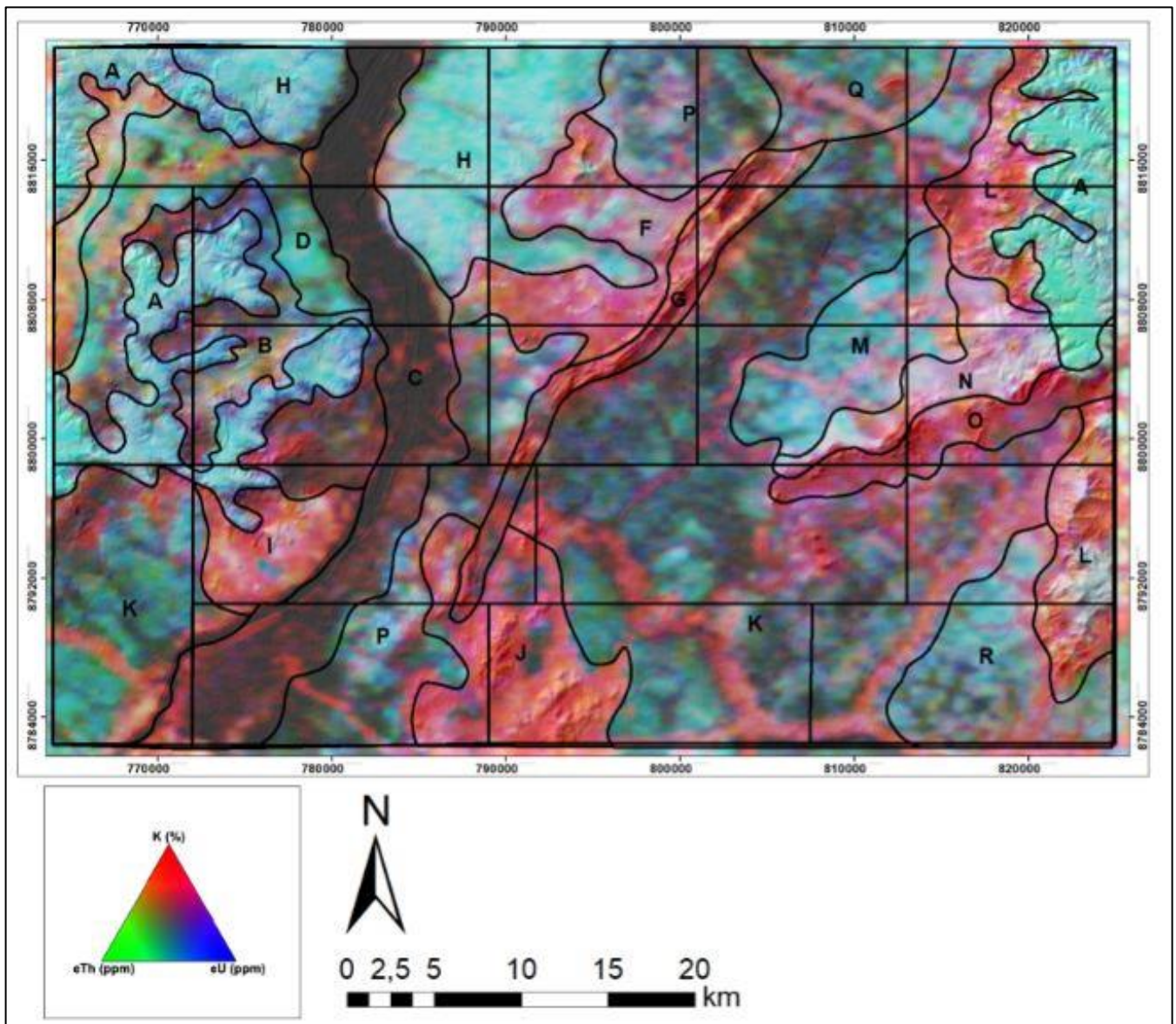
Os produtos gerados no processamento foram: Potássio (K): Contagem total de potássio, dada em valor percentual (%). Tório (eTh): Contagem total de equivalente de tório em partes por milhão (ppm). Urânio (eU): Contagem total de equivalente de urânio em partes por milhão (ppm). eU/eTh: Razão entre os equivalentes dos elementos urânio e tório. eU/K: Razão entre o equivalente do elemento urânio e do elemento potássio. K/eTh: Razão entre o elemento potássio e equivalente do elemento tório. CT: Contagem total, com somatório dos isótopos dos três elementos, dada em porcentagem. RGB: Combinação ternária entre K, eTh e



eU, dada nas cores vermelho, verde e azul, respectivamente. CMY: Combinação ternária entre K, eTh e eU, nas cores ciano, magenta e amarelo, respectivamente.

O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectométricos foi a composição ternária RGB, resumindo-se na divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radio elementos quantificados durante a aquisição do dado (Figura 16). Suas principais características são descritas no Quadro 14.

Figura 16 - Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.



Fonte: Alunos da comissão de Geofísica do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).



Quadro 14 - Análise dos domínios gamaespectrométricos.

DOMÍNIO	RGB	eU	K	eTh	INTERPRETAÇÃO
A	Branco e ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio de relevo plano, apresentando contato anastomosado com outros domínios. A alta concentração de eTh e eU está relacionada à presença de crosta laterítica e aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Grande parte da ocupação do solo é destinada à atividade agrícola.
B	Preto, Azul e Vermelho	Baixo	Baixo-Moderado	Baixo	Ocorre na porção leste da área, encaixado com os sedimentos da Bacia do Parnaíba. O relevo é plano a suavemente ondulado e a resposta gamaespectrométrica é relativamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K.
C	Preto	Baixo	Baixo	Baixo	Esse domínio representa o Rio Tocantins. 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.



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.

Fonte: Alunos da comissão de Geofísica do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).



4.4 FOTOLITOLOGIAS E MORFOESTRUTURAS DA SUBÁREA XI

A partir das imagens de satélite, de MDE e das fotografias aéreas descritas no capítulo 2, é possível notar que o relevo da região estudada possui formas arredondadas, evidenciando um alto intemperismo químico devido ao clima tropical úmido da região.

A *subárea XI* foi dividida em quatro zonas fotolitológicas - de A à D - onde foi possível identificar, com clareza e precisão, os elementos texturais de relevo e de drenagem. A partir destes elementos, as caracterizações de propriedades, como contatos geológicos, puderam ser descritas. As zonas homólogas são descritas a seguir.

Zona A: Baixa densidade de drenagens na porção do planalto do morro, e uma densidade mais alta nas encostas. Possui textura lisa a levemente rugosa, tonalidade clara e sem lineações observadas. Essa zona representa a Bacia do Parnaíba, e pela fotointerpretação já é possível inferir que se trata de um pacote de sedimento horizontal a subhorizontal.

Zona B: Alta densidade de drenagens, com um relevo relativamente plano e textura irregular, por ser altamente antropomorfizado, com a alta presença de pastos desmatados e locais de agricultura. É possível notar que o local deveria ter, no passado, uma alta densidade de vegetação, agora presente apenas no entorno das drenagens.

Zona C: Representada pela planície de inundação dos Rios Tocantins (principal) e Areias, além de suas barras e ilhas. Possui lineações em feixe evidenciadas pela disposição de partes do rio. Representa principalmente sedimentos quaternários e foi extremamente ocupado por água, após a construção da Usina Hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães.

Zona D: Foi dividida da Zona C pela diferença de textura e tonalidade. A distinção pode ser observada apenas nas fotos aéreas antigas (antes da construção da Usina, já citada). Possui uma tonalidade clara e textura lisa, com formas arredondadas alongadas.

A área também foi dividida de acordo com a sua morfologia e estruturas, tiradas a partir de dados da magnetometria (lineamentos) e da fotoleitura (lineações). Das morfologias, têm destaques os Planaltos, as Planícies e a Planície de inundação. Foram divididos também os traços de lineações vistas a partir da fotoleitura e os lineamentos vistos na magnetometria, que exibem uma resposta relacionada as altas profundidades (Figura



Figura 6 - Mapa Fotolitológico da *subárea XI*.

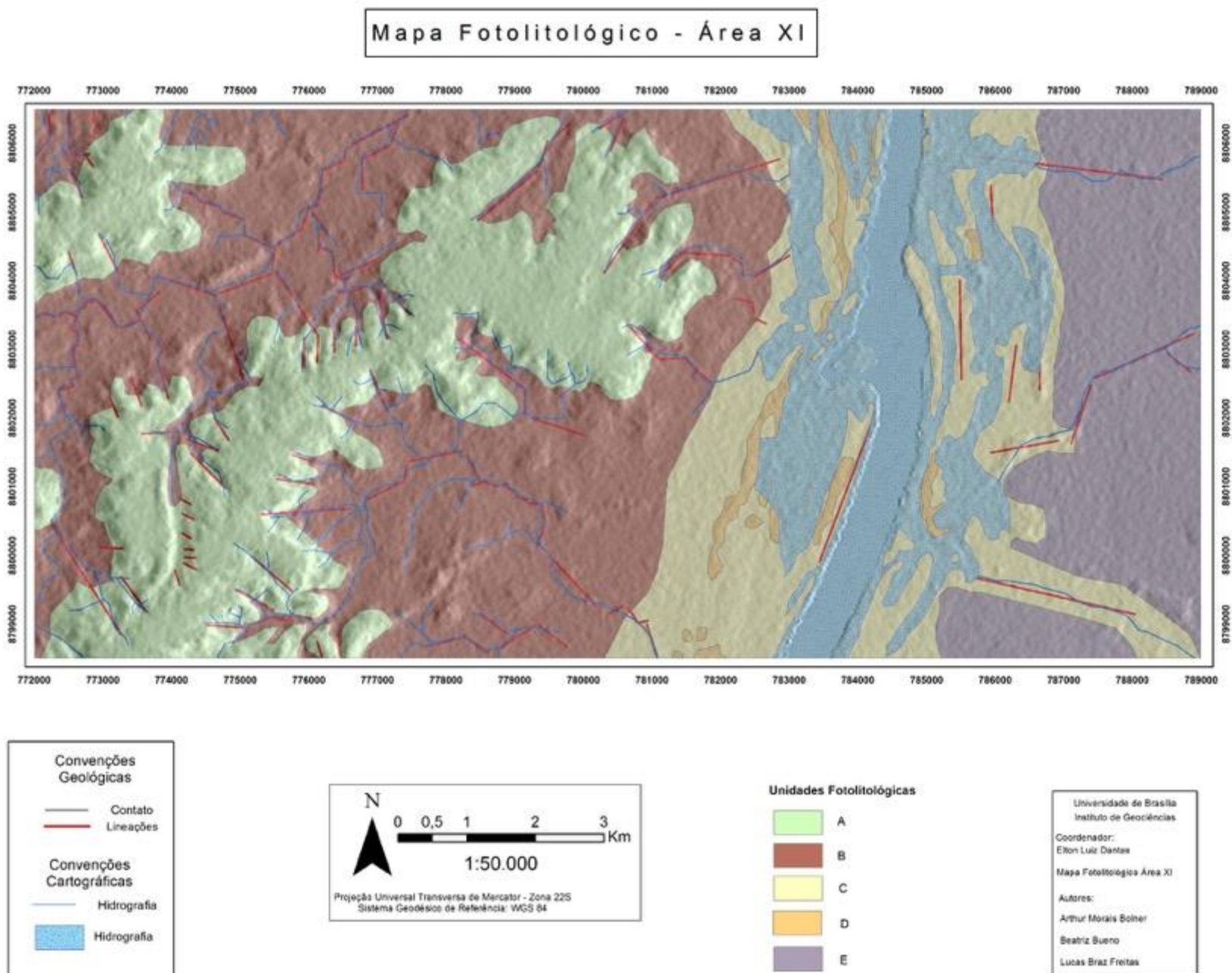
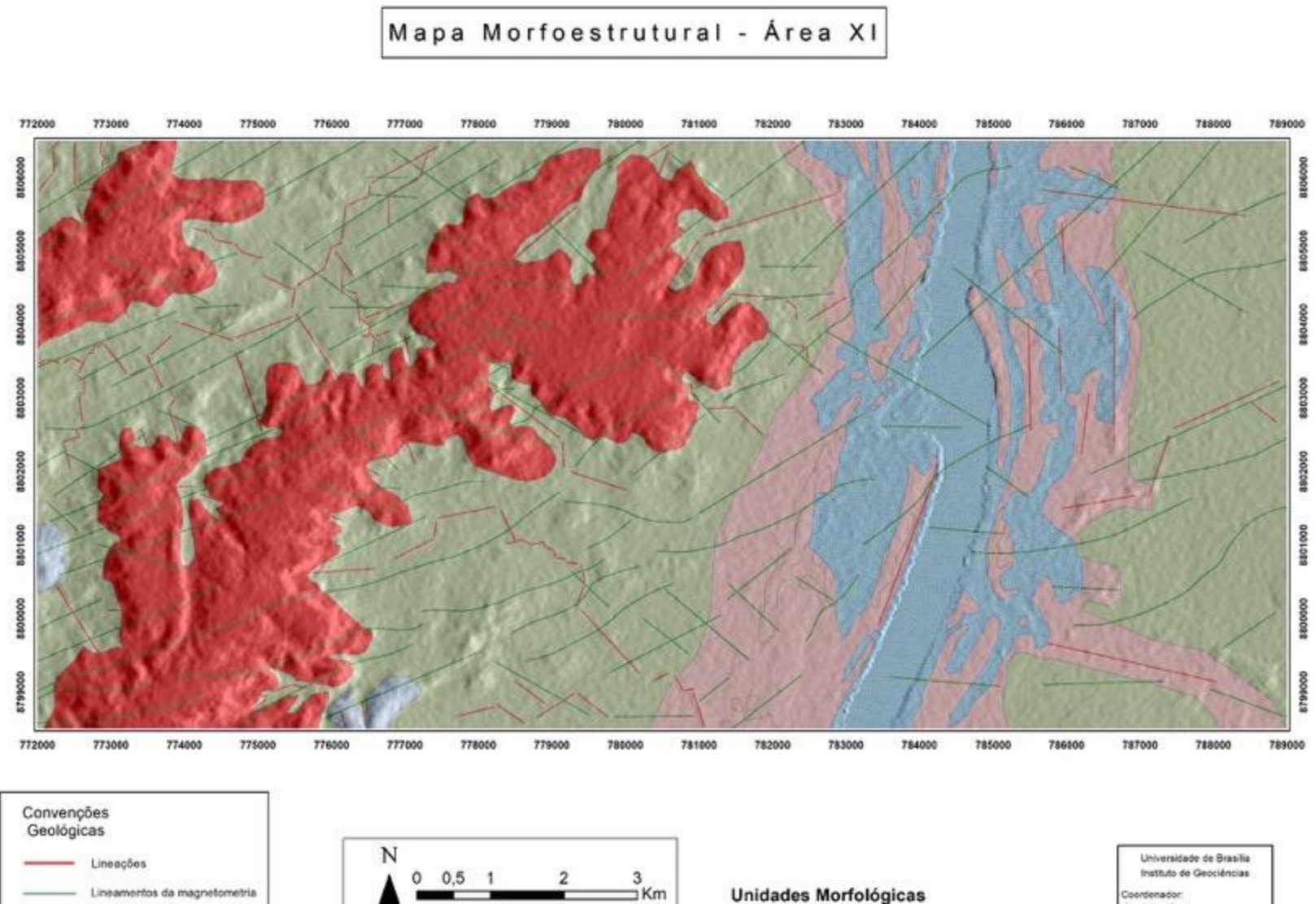




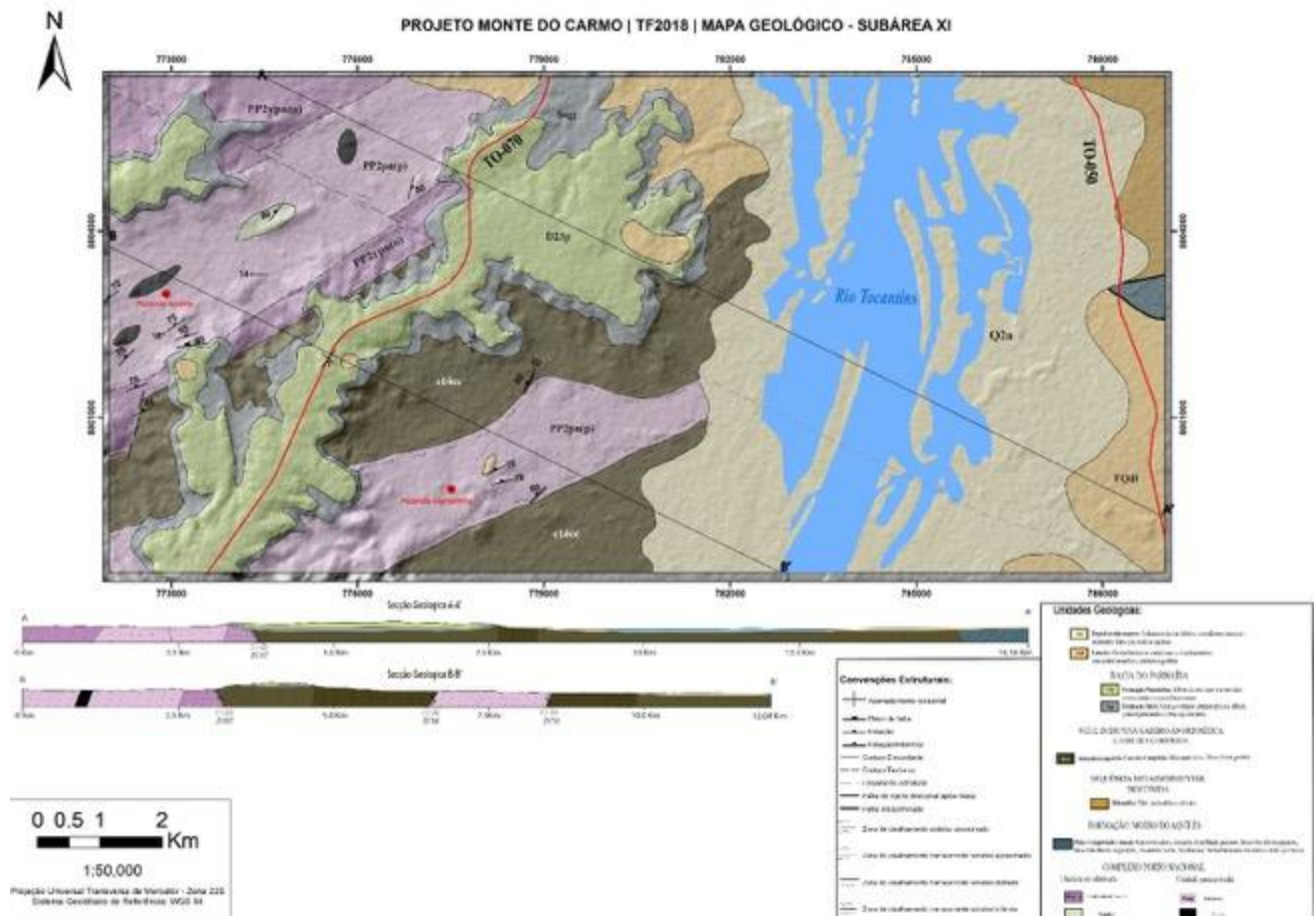
Figura 8: Mapa Morfoestrutural da *subárea XI*.





4.5 UNIDADES LITOLÓGICAS DA SUBÁREA XI

Na *subárea XI* afloram as seguintes unidades litológicas: Unidade Ortoderivada e Unidade Paraderivada, pertencentes ao Complexo Porto Nacional, além da Suíte Carreira Comprida, dos Grupos Serra Grande e Canindé, das coberturas de solos e dos lateritos. Todas as unidades serão apresentadas em detalhe nos tópicos a seguir.



4.5.1 Unidade Ortoderivada

A unidade possui uma pequena extensão, correspondendo a 2,4 km² e totalizando apenas aproximadamente 1,8% de todo território da *subárea XI*, com continuidade a sudoeste na *subárea V*. Seus contatos são tectônicos: a noroeste, faz contato com Unidade Paraderivada; e a sudeste, com a Suíte Carreira Comprida. A falha de rejeito direcional NW-SE cruza a unidade, colocando-a em contato com a Unidade Paraderivada de direção NW. A Unidade Ortoderivada



na *subárea XI* é constituída de Granulitos e é representada pelos pontos *TF_18_XI_19* e *TF_18_XI_106*.

Os produtos geofísicos de gamaespectrometria e magnetometria delimitam essa unidade no mapa. Na Unidade Ortoderivada, o produto RGB apresenta resposta com uma coloração em tonalidades vermelhas a rosadas, indicando um alto Potássio (K) além de segregações de Urânio junto com Potássio (Figura 16A). Analisando separadamente, constata-se que no mapa de Potássio, as anomalias estão em torno de 1.58 – 1.06 % (Figura 16B), enquanto no mapa de Urânio, é possível verificar anomalias com valores médios.

No produto *SAD3D*, observa-se altos magnéticos orientados na localidade da unidade, com valores de 0.172 a 0.054 nT/m (Figura 16C). Comparando com os valores de petrofísica obtidos para essa unidade, nota-se que os valores de susceptibilidade magnética (Quadro 17) e densidade (Quadro 15 e 16) são maiores que os valores encontrados nas unidades adjacentes à unidade. Isso também se reflete na magnetometria.

Quadro 15 - Todas as medidas de massa realizadas nas amostras escolhidas para realização dos cálculos posteriores de densidade e porosidade da lâmina 106.

MEDIDAS DE DENSIDADE	AMOSTRA
PETROFÍSICA ÁREA XI	TF18_XI_106
TEMPERATURA (°C)	26
Ma - MASSA DA AMOSTRA SECA (g)	36,62
Mf - MASSA DA AMOSTRA COM O FILME PLÁSTICO (g)	37,22
MASSA DO BECKER COM ÁGUA	291,8
MASSA DO BECKER+ÁGUA+AMOSTRA (g)	304,53
Ma - MASSA DA AMOSTRA UMIDA(g)	36,75
MASSA DO BECKER COM ÁGUA	328,97
MASSA DO BECKER+ÁGUA+AMOSTRA(g)	340,66

Fonte – Os autores (a).

Quadro 16 - Medidas de densidade, da amostra molhada, da porosidade, e de susceptibilidade magnética média, realizadas para as amostras 19 e 106.

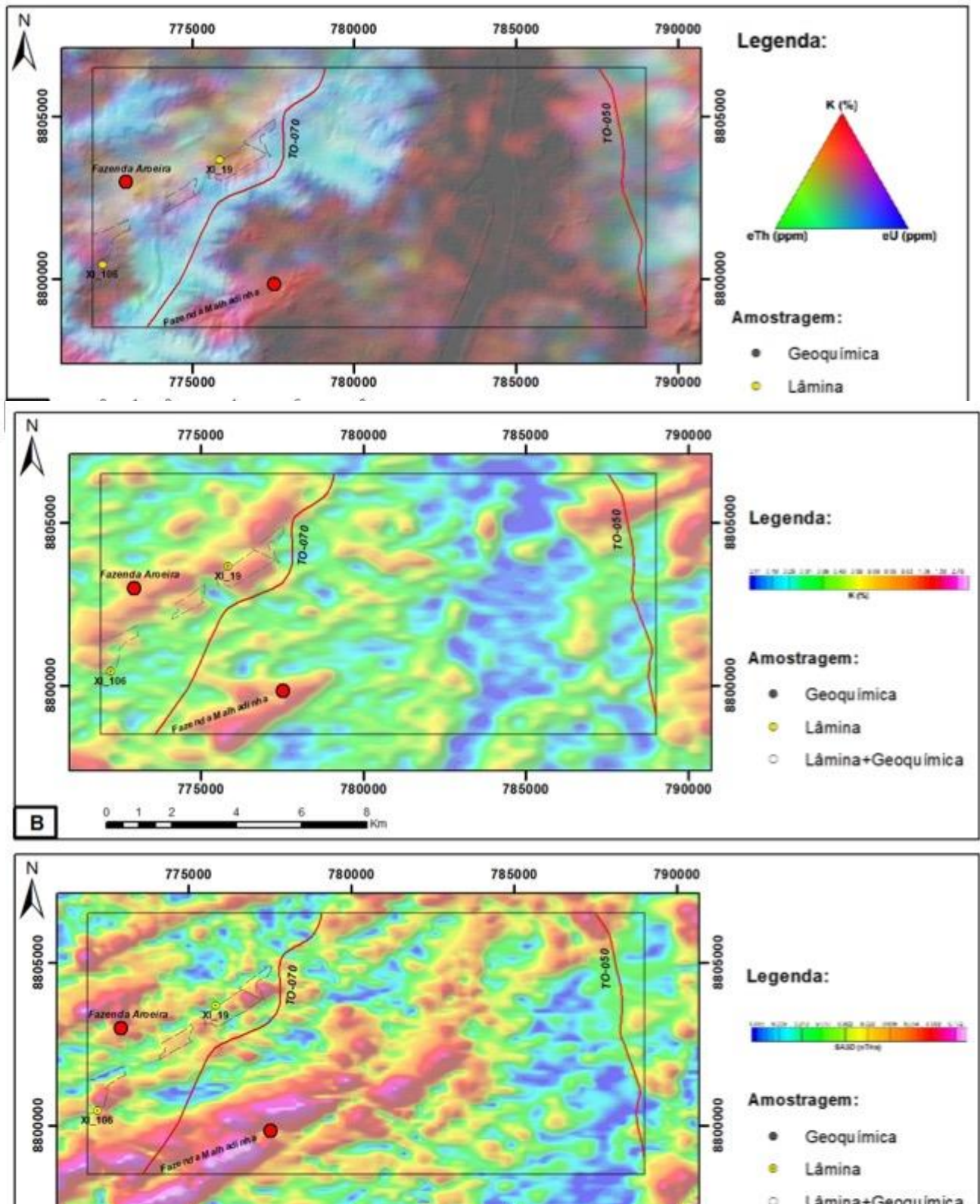
AMOSTRA	UNIDADE	DENSIDADE	AMOSTRA MOLHADA	POROSIDADE	SUSCEPTIBILIDADE Kol [SI] - média $\times 10^{-3}$
TF18_XI_106	Ortoderivada	2,92380204	3,14371258	0,21991053	1,15



TF18_XI_19	Ortoderivada	-	-	-	1,08
------------	--------------	---	---	---	------

Fonte – Os autores (a).

Figura 16 - As linhas tracejadas nas imagens representam a unidade discutida. A) Composição RGB, mostrando que a Unidade Ortoderivada possui uma resposta alta em Potássio e média em Urânio. B) Composição RGB, mostrando a resposta do Potássio alta a média. C) *SAD3D* mostrando pequenas anomalia magnéticas na Unidade Ortoderivada II.



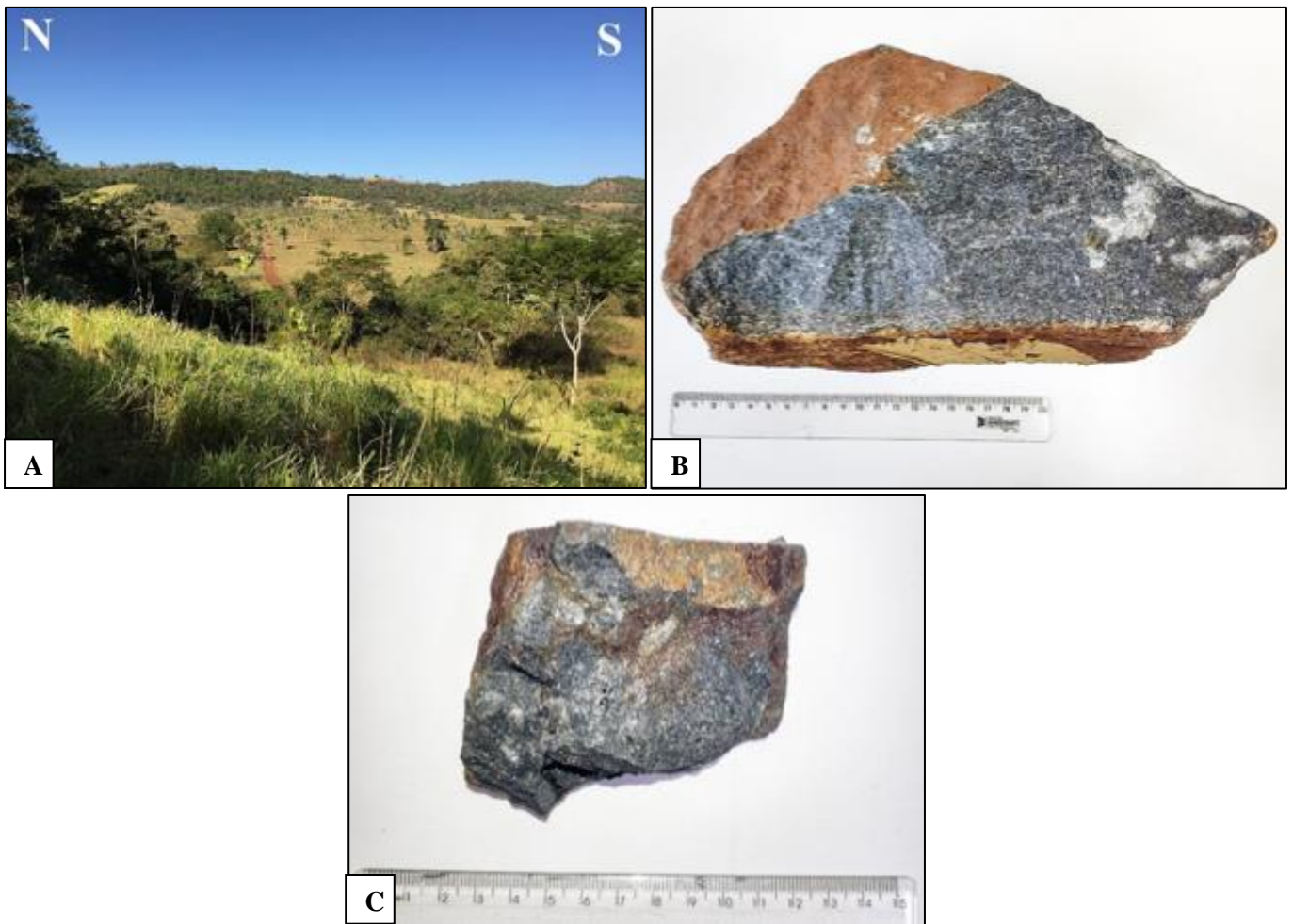


Fonte – Os autores (a).

Os afloramentos da Unidade Ortoderivada se encontram na parte sudoeste da região, no centro oeste da *subárea XI*. Apresentam um relevo constituído por morrotes de 2 a 20 metros, com vegetação de baixo porte e solo avermelhado (Figura 17A). O ponto de referência principal é definido pela localização das porções sudoeste e nordeste pertencentes à Fazenda Aroeira, oeste da rodovia TO-070.

O tipo de afloramento encontrado é geralmente em blocos, em escala centimétrica a decimétrica, associados aos morrotes. A unidade também exhibe afloramentos em cortes de estrada de chão, porém se encontram somente a sudoeste da Fazenda Aroeira. As rochas, em grande parte, se encontram frescas e apresentam uma capa de alteração de coloração marrom a amarelo, provavelmente ocasionada pelo intemperismo (Figura 17B). Em escala de afloramento, é possível constatar que são melanocráticas, apresentam granulação fina, sendo possível a identificação de minerais, na escala mesoscópica, de Granada, e Plagioclásio (Figura 18 A e B).

Figura 17-A) Fotografia apresentando a vegetação de baixo porte e o relevo constituído por morrotes. B) TF_18_XI_19: Capa de alteração da rocha, ocasionada pelo intemperismo. C) TF_18_XI_106: Escala mesoscópica da unidade, sendo possível constatar constituição de Granada e Plagioclásio.



Fonte – Os autores (a).

Na microescala, foram realizadas duas lâminas em pontos diferentes: *TF18_XI_19* e *TF18_XI_106*.

4.5.1.1 Ponto *TF18_XI_19* - *Magnésio Hastingsita-granulito*

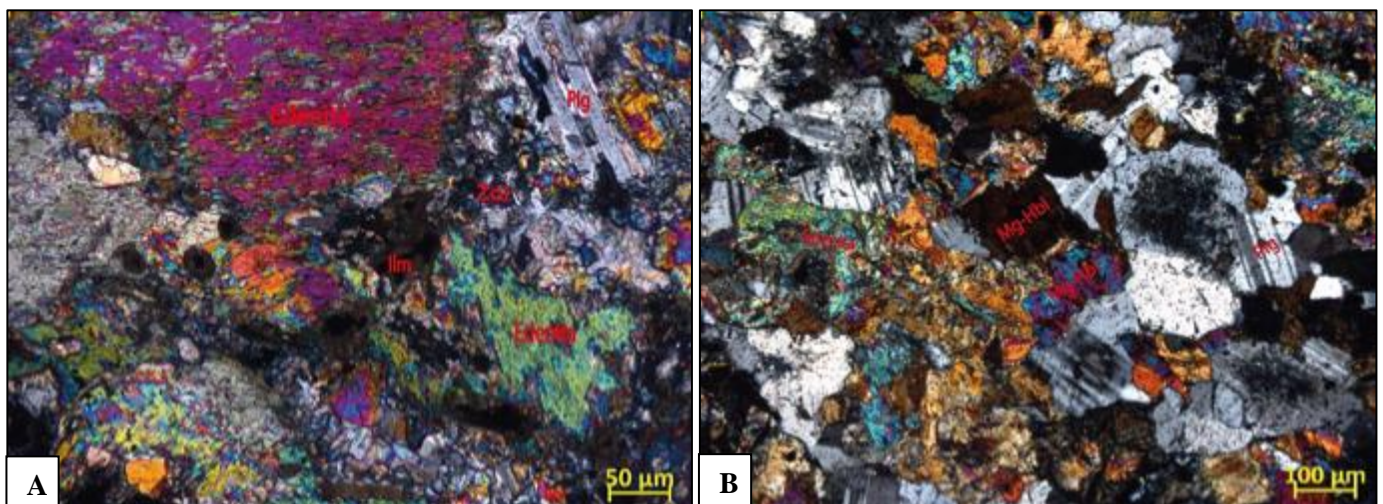
Na lâmina, é possível observar que a granulação da rocha é média-fina (1,2 – 0,2 mm) com assembleia em equilíbrio de Plagioclásio (43%), Magnésio-Hastingsita (15%), Granada (2%) e pequenos cristais de Clinopiroxênio. Quanto aos minerais em desequilíbrio, observa-se Edenita (33%), carbonato (<1%), Epidoto (1%), Zoisita/Clinozoisita (1%) e Clorita (Figura 19B). Se observa textura predominantemente granoblástica, marcada pelos contatos entre os



cristais de Plagioclásios e Edenita, com domínios mostrando uma leve textura nematoblástica (cristais de Magnésio-Hornblenda), além de domínios coroníticos onde cristais de Clinopiroxênio apresentam bordas de Edenita, com a ocorrência também de bordas de Granada e Zoisita/Clinozoisita presente em Plagioclásios, e bordas de Titanita englobando Ilmenita (opaco) (Figura 19A). A definição da Ilmenita, além da sua associação com a borda de Titanita, foi possível de ser feita após análise em Microsonda Eletrônica, feita pelo professor Dr Federico Cuadros, em amostras retiradas do campo, logo no início do segundo semestre.

A paragénese principal metamórfica identificada (Plg + CPX + Mg Hbl + Grt) é o produto final de uma reação de alto grau. Segundo Gorayeb¹ (1996), a reação do Plagioclásio com Ortopiroxênio/Hornblenda forma Granada + Clinopiroxênio. Assim, com base na paragénese de equilíbrio e na composição, pode-se interpretar que essa rocha atingiu Fácies Granulito, sendo, portanto, classificada como *Magnésio Hastingsita-granulito*.

Figura 19 - Fotomicrografias em mosaico duplo da lâmina *TF18_XI_19*, Unidade Ortoderivada, definida como *Magnésio Hastingsita-granulito*, após análise em lâmina petrográfica e microsonda eletrônica. Ambas as fotos foram feitas a nicóis cruzados. A) Possível observar domínios coroníticos, com a ocorrência de bordas de Titanita englobando Ilmenita. B). É possível definir grande parte da mineralogia presente na rocha a partir da análise da fotomicrografia, na qual apresenta Magnésio-Hastingsita, Edenita e Plagioclásio.



Fonte – Os autores (a).

¹ 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.



A definição de Edenita e Magnésio Hastingsita foi possível de ser feita com precisão a partir das composições dos anfibólios em Microsonda Eletrônica. Da mesma forma, foi analisada a Granada. O resultado das composições está no Quadro 18.

Quadro 18 - *TF18_XI_19*: Dados de composição química dos Anfibólios e Granadas.

Mineral	Na ₂ O (%)	MgO (%)	F (%)	Al ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ (%)	CaO (%)	K ₂ O (%)	Cl (%)	TiO ₂ (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	NiO (%)	FeO (%)	V ₂ O ₃ (%)	BaO (%)	Total (%)
Mg-Hast	1.34	12.921	0	10.841	43.513	11.704	1.234	0.029	1.889	0.094	0.049	0.035	12.221	0.122	0	95.985
Edenita	0.502	11.322	0	5.925	47.555	12.185	0.221	0.078	0	0.045	0.215	0.027	16.783	0.012	0	94.852
Granada	0	5.83	0	20.82	39.19	8.56	0	0	0	0	0	0	25.6	0	0	99.9

Fonte: Os autores (a).

Com o intuito de classificar os dois Anfibólios (Gráfico 1 e 2) e a Granada (Diagrama 1), foram plotados em tabelas os valores obtidos acima, pela Microsonda Eletrônica, a partir de uma sistemática realizada com noções do *Microsoft Excel* e cristalquímica. Com base nas tabelas, são definidos e plotados os valores nos gráficos pré-existent.

Gráfico 1 - *TF18_XI_19*: ANFIBÓLIO 1. Gráfico para definir a composição do Anfibólio. Silica vs razão de Magnésio e Ferro da lâmina, definida como *Magnésio Hastingsita-granulito*. Em vermelho está plotado o anfibólio 1, que está mais para o campo de Magnésio-Hastingsita.

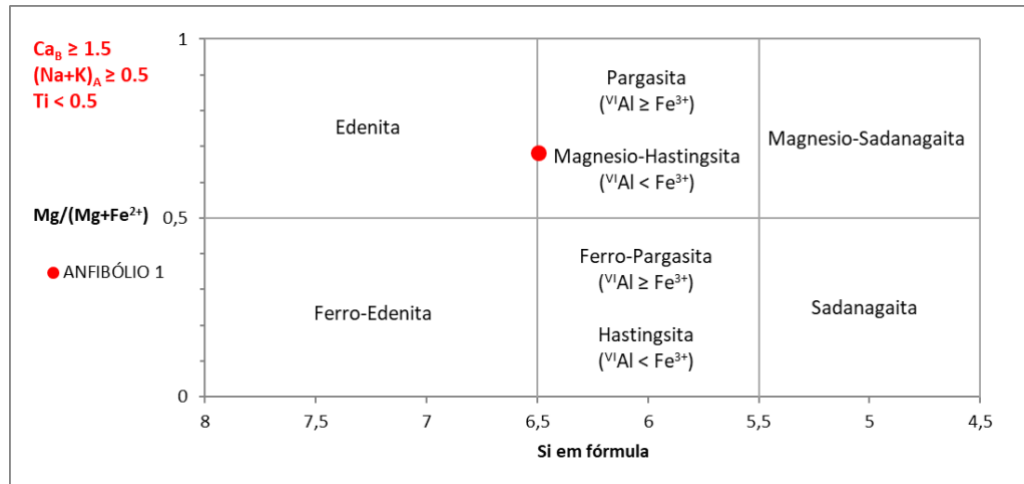
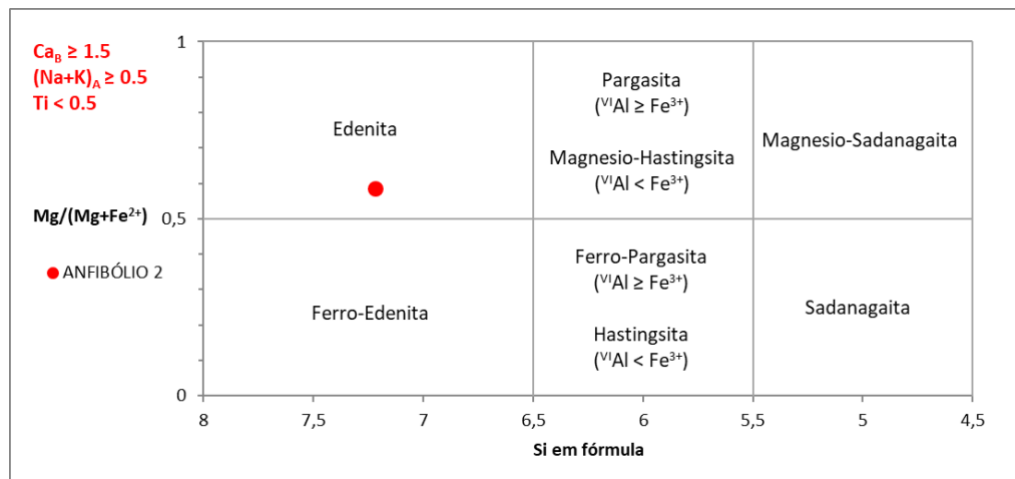
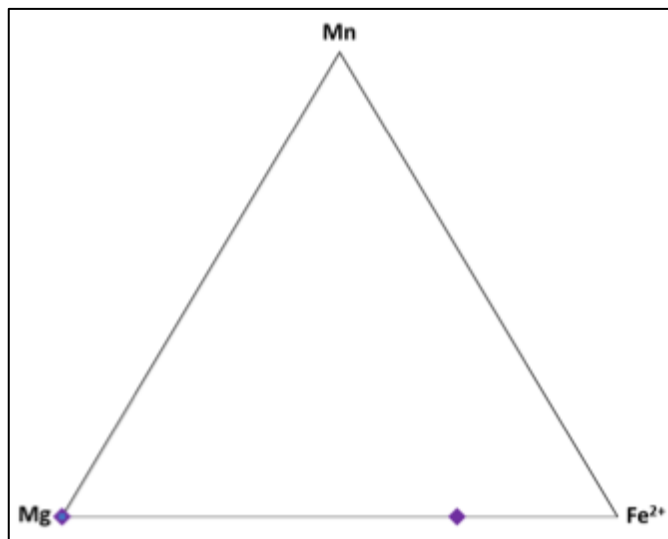


Gráfico 2 - *TF18_XI_19*: ANFIBÓLIO 2. Gráfico para definir a composição do Anfibólio. Silica vs razão de Magnésio e Ferro da lâmina 19 definida como *Magnésio Hastingsita-granulito*. Em vermelho está plotado o anfibólio 2, no campo da Edenita



Fonte: Os autores (a).

Diagrama 1 – *TF18_XI_19*: GRANADA. Diagrama ternário para definir a composição da Granada, definida como *Magnésio Hastingsita-granulito*. Composição segundo os extremos Fe: Almandina; Mn: Espessartita; Mg: Piropo. Em vinho está plotado a Granada da rocha, no campo da Edenita.



Fonte: Os autores (a).

Com a análise química, é possível constatar, portanto, a existência de dois anfibólios na amostra: Magnésio-Hastingsita (mais avermelhada) e Edenita (esverdeada). Além disso, é possível definir que as Granadas são tipicamente Almandinas, com um alto teor de alumínio e ferro.

4.5.1.2 Ponto *TF18_XI_106* - *Hastingsita-Granada-granulito*

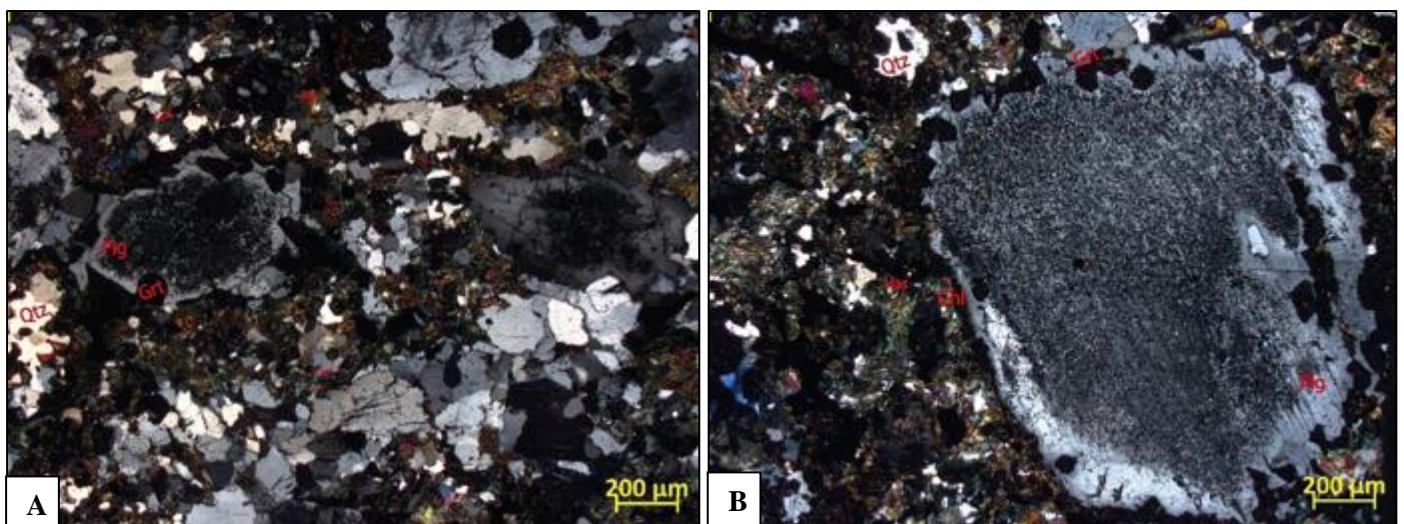
Na segunda lâmina, a rocha apresenta granulação média a fina (1,6 mm – 0,1 mm), com composição: Plagioclásio (30%), Quartzo (30%), Granada (15%), Hastingsita (12%), Clinopiroxênio (5%), e acessórios, como Clorita, Epidoto, Apatita e opacos - Ilmenita (10%). A textura principal é predominantemente granoblástica, marcada pelos contatos suturados de Plagioclásio, Quartzo e Clinopiroxênio, apresentando também domínios coroníticos (Figura 20) caracterizado por bordas de Granada em Plagioclásio, Hastingsita em bordas de Clinopiroxênio e Cloritas em borda de Granada. Ocorre também textura poiquiloblástica, indicada pela existência de cristais de Hastingsita englobando cristais de clinopiroxênio. Da mesma forma que a lâmina 19, definição da Ilmenita foi possível de ser feita com precisão após análise em Microsonda Eletrônica, feita pelo professor Dr Federico Cuadros, no início do segundo semestre. Através da análise na lâmina, foi possível constatar a relação tectônica dos minerais: Plagioclásio + Quartzo + Clinopiroxênio são sin-tectônicos, enquanto a Hastingsita + Clorita + Granada + Epidoto + Apatita apresentam relações pós-tectônicas.



A paragénese primária da rocha é definida como $\text{Cpx} + \text{Plg} + \text{Qtz} + \text{Im} + \text{Grt}$ e a secundária como $\text{Hstg} + \text{Tit}$. Segundo Gorayeb (1996), a paragénese primária sofre um retrometamorfismo de Fácies Granulito para Fácies Anfíbolito, ocorrendo formação de Hastingsita (encontrada nas bordas de Clinopiroxênio e de Granada) além da reação dos Plagioclásios com Ortopiroxênios, formando Granadas nas bordas e Clinopiroxênio. Além disso, ocorre alteração hidrotermal posterior de Hastingsita para Clorita. As presenças de Epidoto e Apatita também podem ser provenientes dessa alteração.

Assim, com base na paragénese de equilíbrio e na composição, pode-se interpretar que essa rocha atingiu Fácies Granulito, sendo, portanto, classificada como um *Hastingsita-Granada-granulito*, de protolito máfico. Ocorreu, também, atuação de retrometamorfismo para Fácies Anfíbolito. Posteriormente, houve uma alteração hidrotermal que gerou uma assembleia em Fácies Xisto Verde.

Figura 20 - TF18_XI_106 Fotomicrografias em mosaico duplo da Unidade Ortoderivada, definida como *Hastingsita-Granada-granulito*, após análise em lâmina petrográfica. Ambas as fotos foram feitas a nicóis cruzados. A) Possível observar a mineralogia da rocha, composta por Plagioclásio, Quartzo, Granada, Clinopiroxênio, Epidoto, Hastingsita, Apatita e opacos. B) Nessa fotomicrografia, fica evidente a textura coronítica de borda de Granada no cristal de Plagioclásio.



Fonte: Os autores (a).

Da mesma forma que foi realizada na lâmina 19, para saber as composições do Clinopiroxênio, da Granada, do Epidoto e da Hastingsita, foram realizadas análises em Microsonda Eletrônica. O resultado das composições está no Quadro 19.



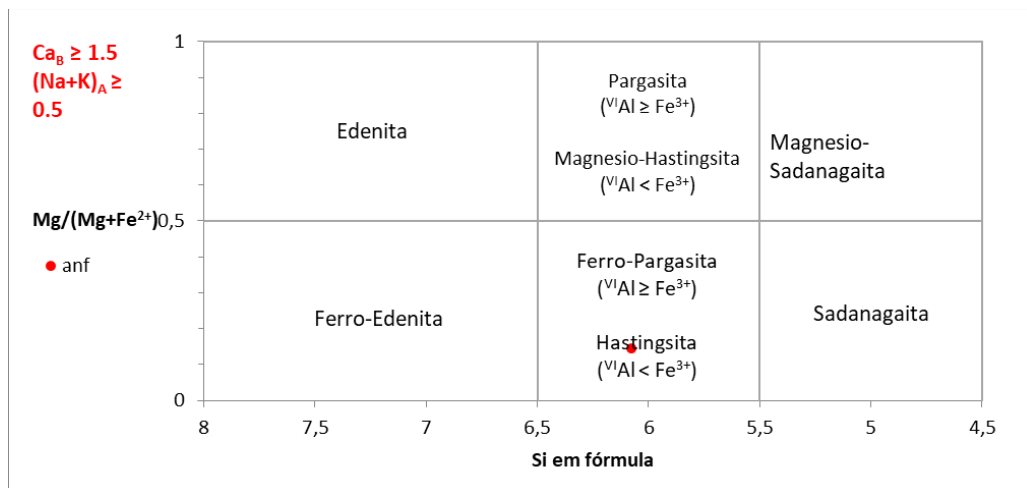
Quadro 19 - *TF18_XI_106*. Dados de composição química do Clinopiroxênio, da Granada, do Epidoto e da Hastingsita.

Mineral	Na2O (%)	MgO (%)	F (%)	Al2O3 (%)	SiO2 (%)	CaO (%)	K2O (%)	Cl (%)	TiO2 (%)	Cr2O3 (%)	MnO (%)	NiO (%)	FeO (%)	V2O3 (%)	BaO (%)	Total (%)
Clinopiroxênio	0.38	4.9	0.01	0.785	47.72	20.25	0.02	0.02	0.14	0.114	0.18	0.10	21.68	0.016	0	96.34
Epidoto	0.02	0.95	0.01	18.75	34.96	7.137	0	0	0	0	1.15	0.01	34.01	0.04	0	97.06
Hastingsita	1.21	2.23	0.01	12.75	36.99	11.10	1.43	0.05	0.28	0.021	0.29	0.05	27.94	0.02	0.05	94.46
Granada	0	0.89	0	20.58	37.21	8.39	0	0	0	0	1.32	0	31.62	0	0	91.62

Fonte: Os autores (a).

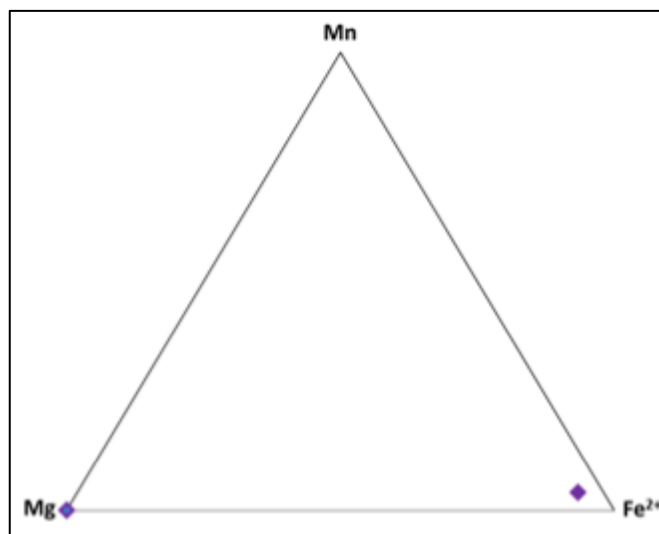
Para classificar com maior exatidão o Anfibólio da amostra, foram realizados os mesmos procedimentos descritos para a lâmina 19. O gráfico 3 e o diagrama 2 expõem os resultados da plotagem.

Gráfico 3 - *TF18_XI_106*. Gráfico para definir a composição do Anfibólio. Silica vs razão de Magnésio e Ferro da lâmina 106 definida como *Hastingsita-Granada-granulito*. Em vermelho está plotado o anfibólio, no campo da Hastingsita.



Fonte: Os autores (a).

Diagrama 2 – *TF18_XI_106*. Diagrama ternário para definir a composição da Granada definida como *Magnésio Hastingsita-granulito*. Composição segundo os extremos Fe: Almandina; Mn: Espessartita; Mg: Pirope. Em vinho está plotado a Granada da rocha, no campo da Edenita.



Fonte: Os autores (a).

Infere-se, portanto, que a Granada é Almandina, dados os teores de alumínio e ferro, e que a Hornblenda se encaixa na composição de Hastingsita, após efetuar a plotagem dos dados. Outro fator importante observado através da realização dos pontos, foi a confirmação da existência de Clinopiroxênio preservado.

4.5.2 Unidade Paraderivada

A unidade possui 11,7 km² de área, totalizando 8,3% do terreno da *subárea XI*. Apresentando um *trend* NE-SW, exibe contatos tectônicos manifestados pela ZCM (Zona de Cisalhamento Malhadinha), a qual separa a Unidade Paraderivada dos meta-anortositos da Suíte Carreira Comprida. O relevo na unidade é tipicamente formado por morrotes de solo avermelhado a rosado, com a vegetação de médio porte e declividade baixa a média. A Unidade Paraderivada, na *subárea XI*, é constituída de Gnaisses, Tremolitito e Gondito, e é representada pelas amostras *TF18_XI_30*, *TF18_XI_20*, *TF18_XI_36c*, *TF18_XI_77*, *TF18_XI_95*, além da lâmina cedida pela *subárea VI*: *TF18_VI_167* (Gondito).

Foram realizadas análises petrofísicas de densidade, porosidade e susceptibilidade magnética das amostras 30, 36c, 77 e 95. (Quadro XX E YY)



Quadro 15 - Todas as medidas de massa realizadas nas amostras escolhidas para realização dos cálculos posteriores de densidade e porosidade das lâminas 30 e 77.

MEDIDAS DE DENSIDADE	AMOSTRAS	
PETROFÍSICA ÁREA XI	TF18_XI_30	TF18_XI_77
TEMPERATURA (°C)	26	26
Ma - MASSA DA AMOSTRA SECA (g)	32,58	38,75
Mf - MASSA DA AMOSTRA COM O FILME PLÁSTICO (g)	33,15	39,37
MASSA DO BECKER COM ÁGUA	291,41	291,2
MASSA DO BECKER+ÁGUA+AMOSTRA (g)	304,25	306,33
Ma - MASSA DA AMOSTRA UMIDA(g)	32,72	38,85
MASSA DO BECKER COM ÁGUA	329,19	330,94
MASSA DO BECKER+ÁGUA+AMOSTRA(g)	341,1	344,92

Fonte: Os autores (a).

Quadro – Medidas de densidade, amostra molhada, porosidade e susceptibilidade magnética das amostras 30,77,36c e 95.

AMOSTRA	UNIDADE	DENSIDADE	AMOSTRA MOLHADA	POROSIDADE	SUSCEPTIBILIDADE DE Kol [SI] - média $\times 10^{-3}$
TF18_XI_30	Paraderivada	2,58177 5701	2,74727120 1	0,1654955	0,33
TF18_XI_77	Paraderivada	2,60211 5003	2,77896995 7	0,17685495 4	0,38
TF18_XI_36c	Paraderivada	-	-	-	0,93
TF18_XI_95	Paraderivada	-	-	-	0,18

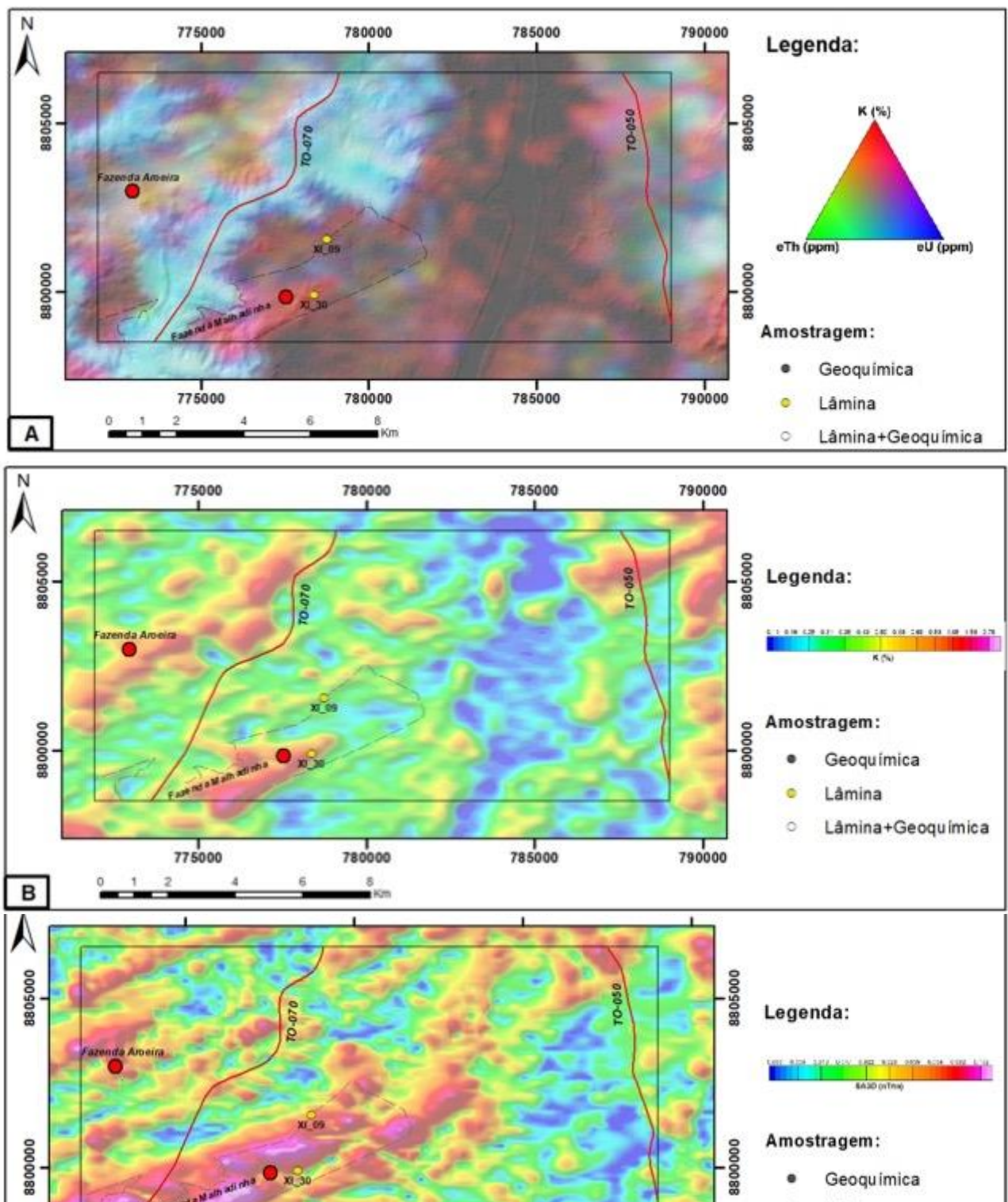
Fonte: Os autores (a).

4.5.2.1 Ponto TF18_XI_30 – Granada-Biotita-gnaiss-milonítico



A partir do produto RGB de gamaespectrometria, observa-se uma resposta predominantemente vermelha, com pequenas segregações de azul a branco, e uma porcentagem de Potássio alta, em torno de 2,76-1,06 % (Figura 21A). Na expressão do SAD3D, essa rocha apresenta uma anomalia positiva, com um valor em torno de 0,172-0,082 nT/m (Figura 21C).

Figura 21 - As linhas tracejadas nas imagens representam a unidade discutida. A) Composição RGB, mostrando a resposta da Unidade Paraderivada, com uma composição alta em Potássio e média em Urânio. B) Composição RGB, mostrando a composição do Potássio alta a média. C) SAD3d mostrando uma anomalia grande na Unidade Paraderivada.





Fonte: Os autores (a).

Em geral, a rocha do ponto 30 da Unidade Paraderivada aflora no centro sul da *subárea XI*, localizada principalmente a leste da rodovia TO-070, nas proximidades da Fazenda Malhadinha. Os afloramentos estão associados a um relevo moderadamente ondulado com pequenos morrotes relacionados a uma vegetação de médio porte (Figura 22A). Os afloramentos são rasteiros e possuem tamanhos métricos a decimétricos, além de possuir blocos rolados associados aos afloramentos rasteiros (Figura 22B). Devido ao intemperismo intenso, observa-se capas de intemperismo de coloração preta e níveis que marcam um bandamento (Figura 22C).

Em escala de afloramento, foi inviável retirar informações da rocha, porque o intemperismo atuou fortemente, alterando grande parte de sua composição original. Porém, foi possível constatar que a rocha apresenta uma granulação fina, além da existência de um bandamento gnáissico, com as bandas alterando para minerais de coloração esbranquiçada a rosada (Figura 23).

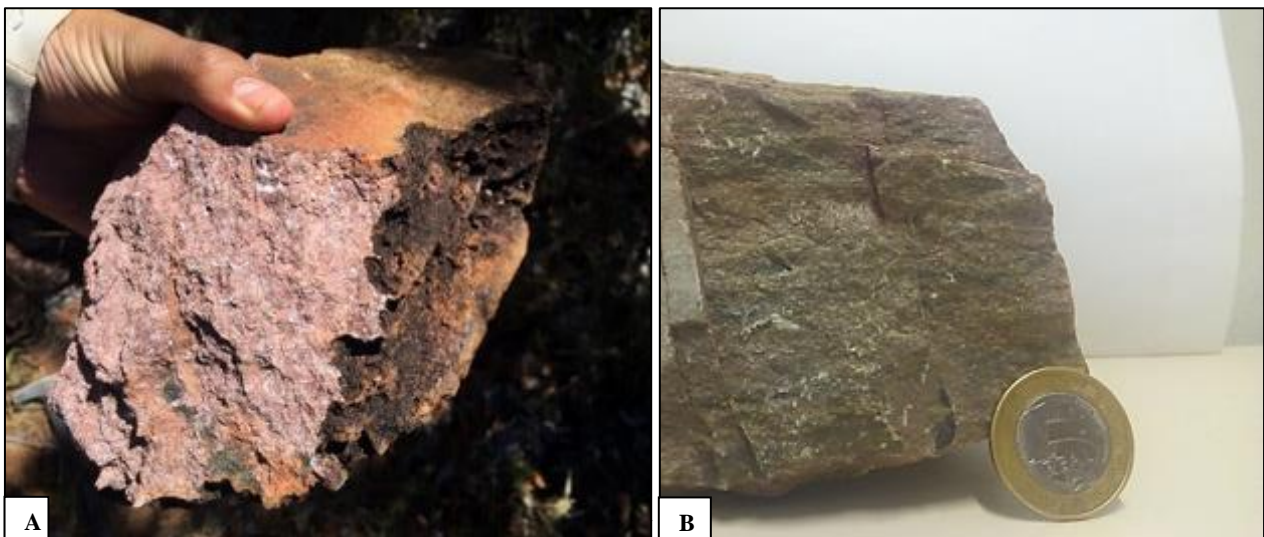
Figura 22 - A) Relevo com média declividade, associados a morrotes. B) Afloramento rasteiro típico da unidade Paraderivada. C) Capa de alteração preta que reflete o bandamento da rocha.





Fonte: Os autores (a).

Figura 23 – A) *TF18_XI_30*. Rocha em escala de afloramento, em que se observa um bandamento milimétrico entre os minerais esbranquiçados e rosados. B) *TF18_XI_30* Fotografia de amostra fresca.



mineralogia: Sericita (50%), Quartzo (40%), Biotita (4%), opacos (4%), Granada (2%) e Grafita (1%), com uma granulação média a fina (0,5 – 0,2 cm). Ocorre grande quantidade de Sericita devido à alteração de sericitização de Feldspato, além de ocorrer, também, preenchendo fraturas posteriores (Figura 24 A). A rocha está intensamente alterada, milonitizada, e é fortemente

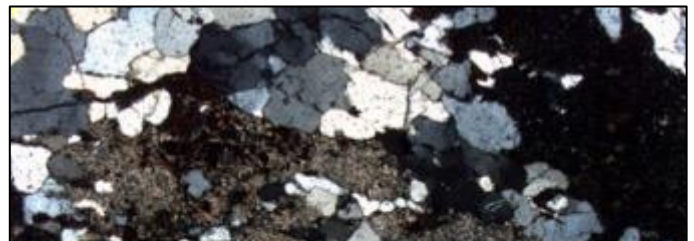
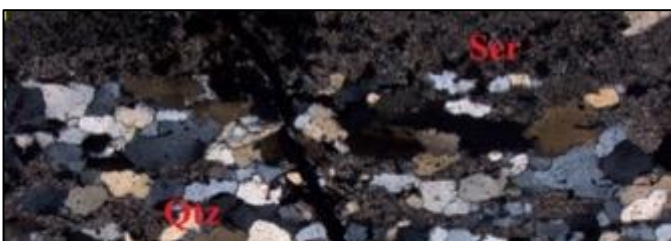


orientada, apresentando granulação média (0,2 cm - 0,5 cm). O bandamento marcado na lâmina, apresenta porções somente constituídas de Quartzo e outras bandas com segregações melanocráticas compostas por Sericita, Biotita e Granada. Apresenta predominantemente textura granoblástica, definida principalmente pelo contato entre os grãos quase equigranulares de Quartzo e Feldspato, além de textura lepidoblástica, marcada por pequenos domínios onde há orientação dos cristais de Biotita em concordância com a foliação, acarretando em um alinhamento entre a Biotita e os pares S-C. É possível constatar a existência de foliação S-C, além de presença de contatos de Quartzo suturados e alguns porfiroblastos em sombras de pressão.

Devido ao nível de recrystalização de Quartzo, pode se afirmar que a rocha corresponde a um protomilonito - evidenciado pela foliação SC. A rocha se apresenta fortemente alterada, com intensa sericitização, sendo localizada em um corredor de cisalhamento com continuidade na *subárea X*, onde aflora a rocha correlata a essa lâmina.

Com base na mineralogia e paragéneses (1. Bt + Grt + Qtz + Gr e 2. Sericita), sua Fácies Metamórfica é considerada Anfíbolito alto. Devido a rocha estar presente em uma zona de cisalhamento, a percolação de fluidos foi intensa, sericitizando minerais presentes na paragéneses primária da rocha. Dessa forma, e devido à grande presença de Feldspato alterado para Sericita, a rocha do ponto 30 foi classificada como um *Granada-Biotita-gnaiss-milonítico*.

Figura 24 - A) Fotomicrografia com aumento 2.5x a nicól cruzado da lâmina 30, onde é possível observar o bandamento da rocha e uma leve foliação S-C. Na parte central da foto, a banda é dominada pela presença de Quartzo, enquanto que a Sericita ocorre acima e abaixo. Também é possível observar a fratura na diagonal da imagem. B) Fotomicrografia a nicól cruzado da lâmina 30, com aumento de 5x.

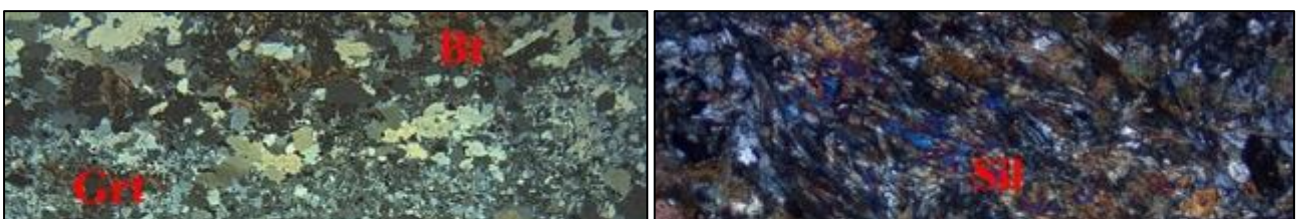




Fonte: Os autores (a).

Seguindo o *trend* para sudoeste, observa-se que na *subárea X* aparecem rochas (TF18_X_14 e TF18_X_151) com características similares a *Granada-Biotita-gnaiss-milonítico*, como textura granoblástica no Quartzo, lepidoblástica da Biotita, bem como provável presença de Grafita. Porém, as rochas da *subárea X* possuem um nível de preservação maior, e são classificadas como *Estaurolita-Sillimanita-Granada Gnaiss* (Figura 25).

Figura 25 - Fotomicrografias das lâminas 14 e 151 da Área X. Rocha classificada como *Estaurolita-Sillimanita-Granada Gnaiss*, obedecendo uma paragênese de alto grau. A) Possível observar a textura granoblástica da rocha, marcada pelos cristas de Quartzo. B) A fotomicrografia evidencia a presença de Silimanita no domínio nematoblástico e Biotita no domínio lepidoblástico, na trama da rocha. C) Fotomicrografia a nicóis cruzados. É possível observar cristais de Quartzo, Silimanita, Biotita e Granada. D) Fotomicrografia da imagem C a nicóis paralelos.





Fonte: *Subárea X* - Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018)

4.5.2.2 Ponto *TF18_XI_95* – *Biotita-Hornblenda-gnaiss*

Ainda no domínio da Unidade Paraderivada, afloram rochas do ponto 95 com *trend* NE-SW, com área de 13,2 km², totalizando 9,5% do terreno total da *subárea XI*. Essas rochas apresentam contatos tectônicos com *Anfibólio-gnaiss-diorítico* (da *subárea VI*) no extremo noroeste da subárea, e contato tectônico com a *Magnésio Hastingsita-granulito*, localizado em uma zona de cisalhamento no centro oeste da área. A rocha do ponto 95 é cortada pela falha de rejeito direcional, deslocando-a em sentido sinistral, para noroeste, colocando em contato lateral os *Anfibólio-gnaiss-diorítico* e *Magnésio Hastingsita-granulito* na direção NW.

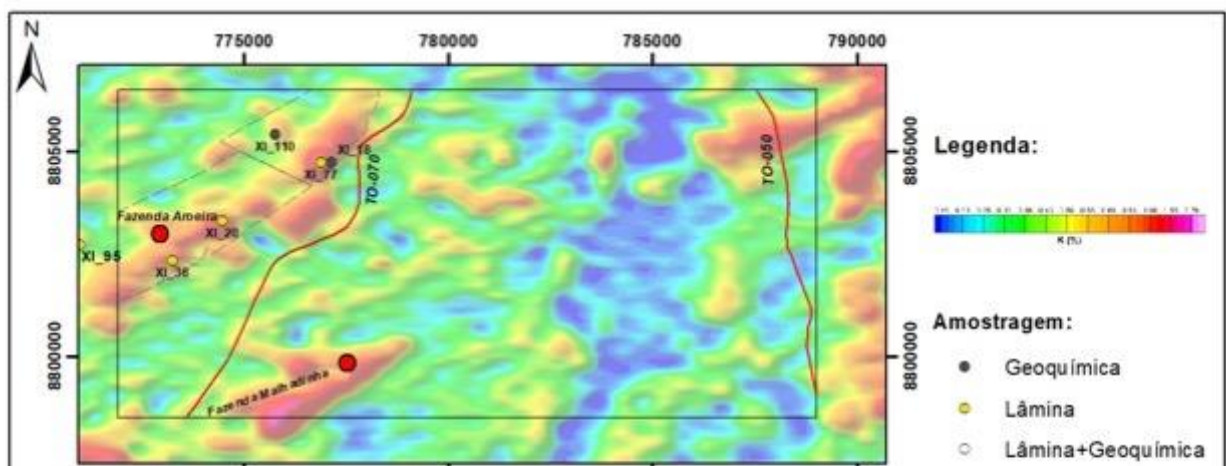
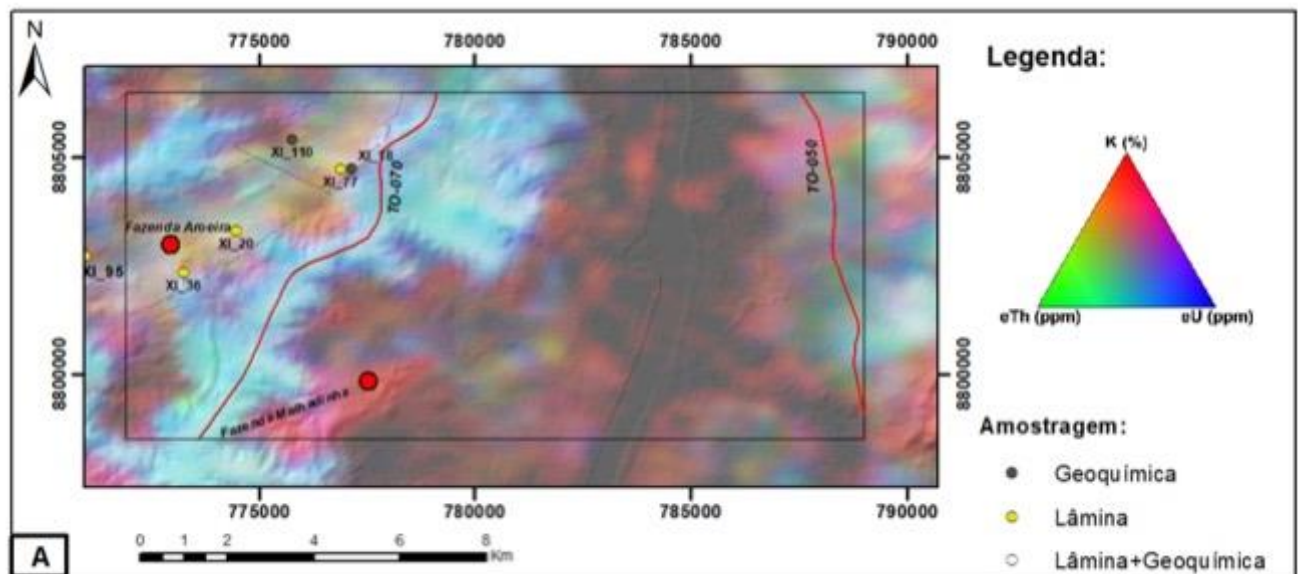
O relevo é, de forma geral, representado por planícies e morrotes isolados, com uma vegetação de médio porte, e em geral com uma alta a média declividade.

O produto RGB da gamaespectrometria abrange os pontos 95, 36c, e 77. Nota-se uma coloração predominando em tons de amarelo-claro a amarelo-escuro, e pequenas tonalidades



azuis a roxo (Figura 26A). É possível observar uma porcentagem de Potássio relativamente alta-média, em torno de 1.58 – 0.83 % (Figura 26B), e uma composição de Tório intermediária. Na magnetometria, observa-se um relativo baixo magnético com algumas porções em altos magnéticos, mostrando um valor de susceptibilidade predominante em torno de 0.022-0.017 (nT/m), com os valores mais altos em torno de 0.082-0.054 nT/m (Figura 26C).

Figura 26 - As linhas tracejadas nas imagens representam a unidade discutida. A) RGB ilustrando a resposta da Unidade Paraderivada do ponto 95,20,77,95, em que se observa uma cor predominantemente amarelada. B) Produto do K (%), mostrando a composição relativamente alta na Unidade Paraderivada I. C) SAD 3D, mostrando os altos magnéticos que incorpora a rocha.





Fonte: Os autores (a).

As rochas afloram na parte centro oeste da *subárea XI*, em grande parte da Fazenda Aroeira, localizada a oeste da rodovia TO-070. Os afloramentos estão associados a um relevo com planícies e morrotes, com presença de árvores de médio porte (Figura 27A). Os afloramentos em grande parte se dão em pequenos lajedos associado ao morrotes e blocos de escala decimétrica a centimétrica (Figura 27B). O intemperismo atuante deixa marcas nessas rochas, exibindo uma capa preta a amarelada (Figura 27C).

Figura 27- A)Relevo tipicamente plano, com pequenas associações de morrotes e árvores de médio porte. B) Afloramento presente em morrotes de aproximadamente 2 m. C) Capa de alteração do Gnaiss, tendo uma coloração preta a avermelhada.





Fonte: Os autores (a).

Em escala de afloramento e amostra de mão, é possível notar a existência predominante de granulação fina e um bandamento bem marcado por orientações de bandas de minerais melanocráticos alternando com bandas de Quartzo e Plagioclásio, como mostrado nas figuras **28A e 28B**.



Figura - Fotografia da amostra de mão da lâmina 95. Gnaiss marcando um bandamento milimétrico.



Fonte: Os autores (a).

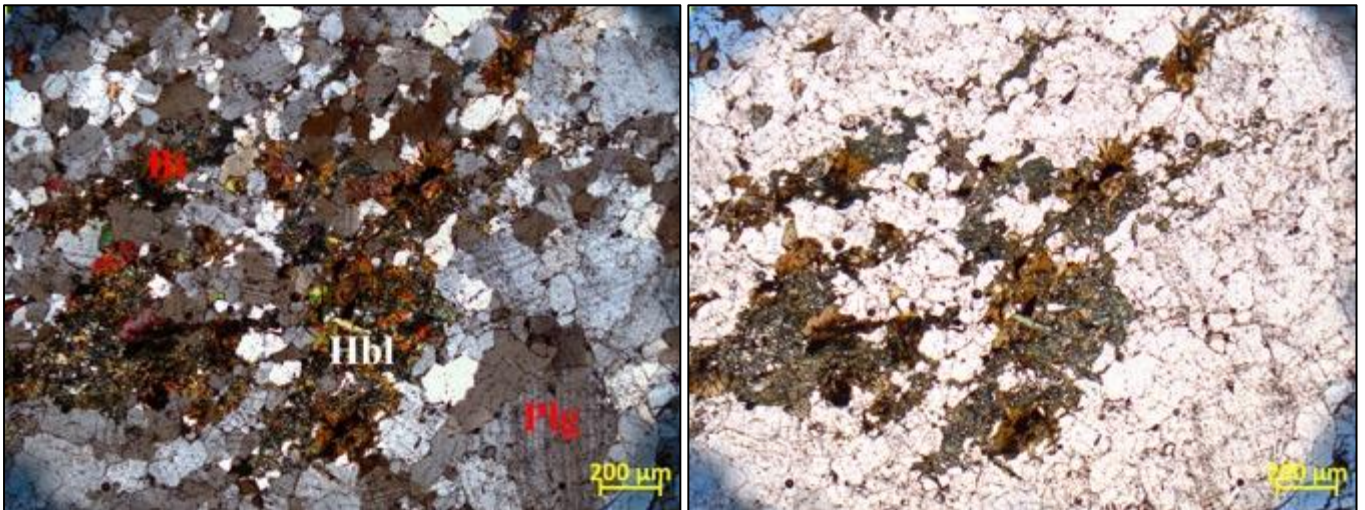
Em microescala, foi feita a lâmina *TF18_XI_95* para auxiliar na descrição da rocha. Como constituintes minerais, a rocha apresenta Plagioclásio (55%), Quartzo (15%), Hornblenda (12%), Biotita (10%), Microclínio (5%), Zircão (1%), Grafita (1%) e Ilmenita (<1%) (**FIGURA**). A trama da rocha possui texturas metamórficas. A rocha é predominantemente composta por uma textura granoblástica, definida a partir do arranjo dos cristais de Plagioclásio, Quartzo e Microclínio. Os domínios que apresentam textura lepidoblástica e nematoblásticas, definidos pela presença de, respectivamente, Biotita e Hornblenda orientadas, possuem sempre a mesma direção preferencial, formando bandas evidentes na rocha. Ocorrem algumas formas de sombra de pressão. Não aparenta ocorrer uma reação entre a Biotita e a Hornblenda, indicando uma provável formação conjunta em equilíbrio. É possível notar bandamento milimétrico, com bandas leucocráticas de Quartzo, Plagioclásio e Microclínio, e bandas melanocráticas composta por Hornblenda e Biotita. Além disso, ocorre presença de grafita em partes restritas da lâmina, porém, mesmo em pequena quantidade, pode-se afirmar que a grafita sempre está associada a matéria orgânica, relacionadas a rochas sedimentares. Assim, o protólito é um sedimento aluminoso rico em matéria orgânica.

A paragênese primária é descrita como: $Bt + Hbl + Plg + Qtz + \text{Microclínio} + \text{Grafita}$. Sabe-se que para formar um bandamento gnáissico e grafita, são necessárias altas condições de



pressão e temperatura, com Fácies Metamórfica em torno de Anfibolito médio a alto. Assim, a rocha é classificada como *Biotita-Hornblenda-gnaiss*.

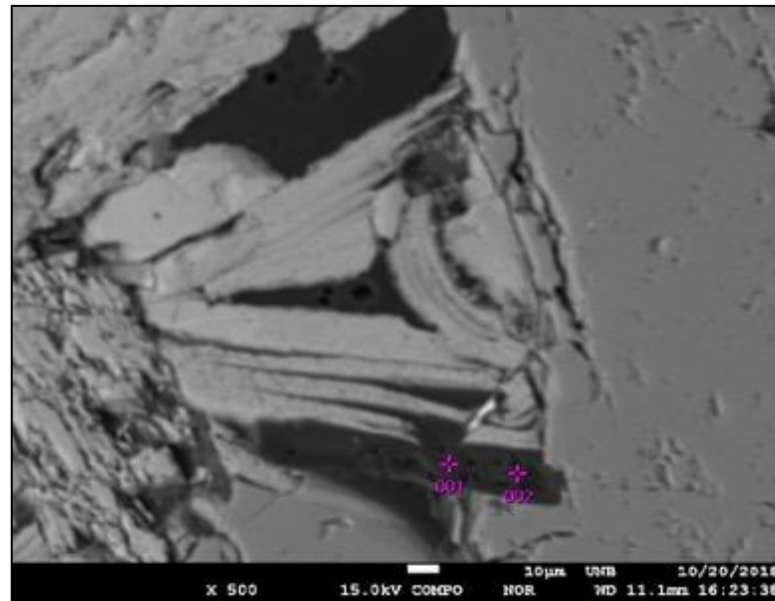
Figura – *TF18_XI_95*: Fotomicrografia a nicol cruzado (a esquerda) e paralelo, evidenciando algumas mineralogias da rocha, como Plagioclásio, Quartzo, Hornblenda e Biotita. As fotomicrografias foram tiradas com aumento de 2.5X.



Fonte: Os autores (a).

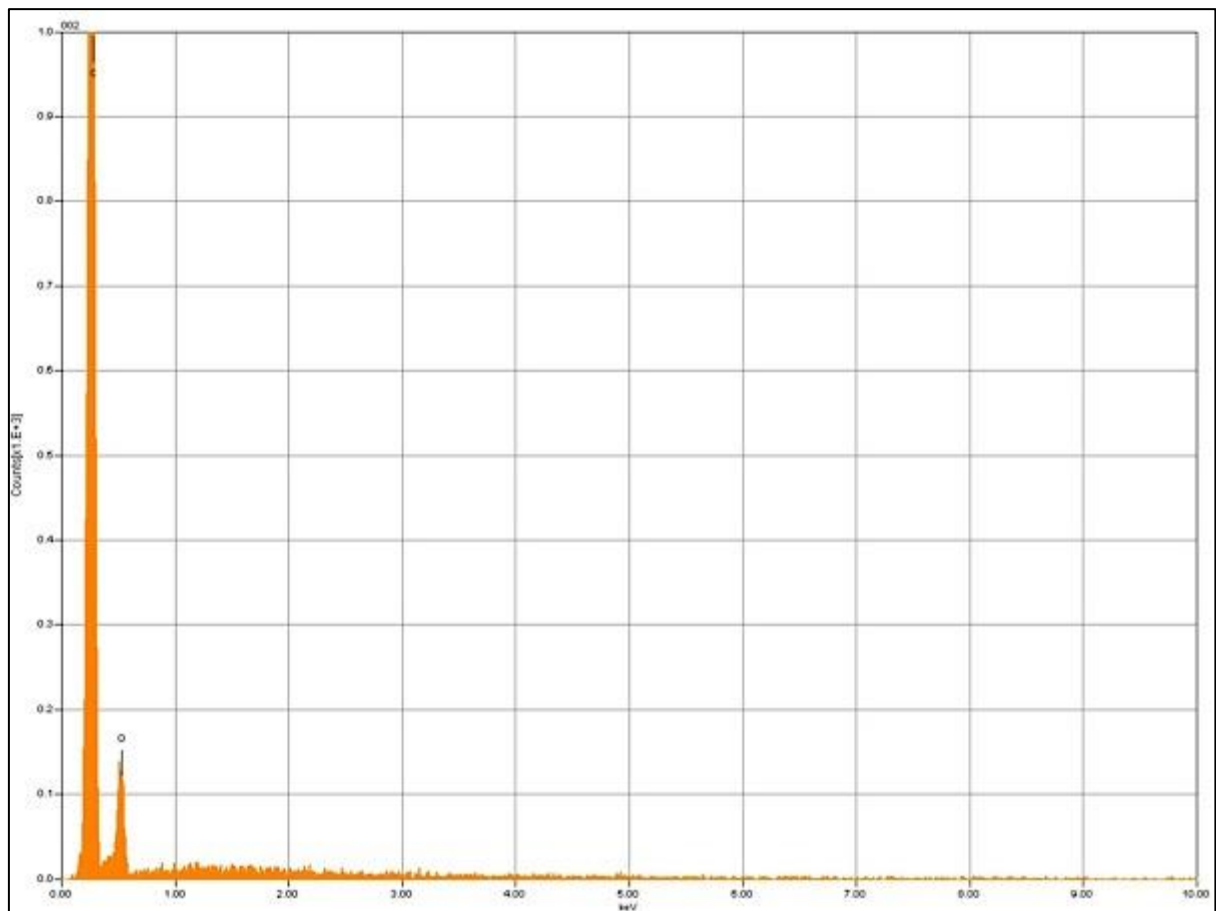
Foram feitas análises na Microsonda Eletrônica para constatar a presença de grafita. Os cristais possuem alta composição de carbono e oxigênio (Gráfico 4) além do cristal apresentar habito típico de Grafita (Figura 30).

Figura 30 - Imagem de elétrons retro-espalhados obtida na Microsonda Eletrônica. É possível observar o hábito da grafita, mineral onde se encontra o cruzamento das miras 001 e 002.



Fonte: Os autores (a).

Gráfico 4 - Espectro EDS da Grafita, obtido na Microsonda Eletrônica.



Fonte - Subárea XI - Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018)

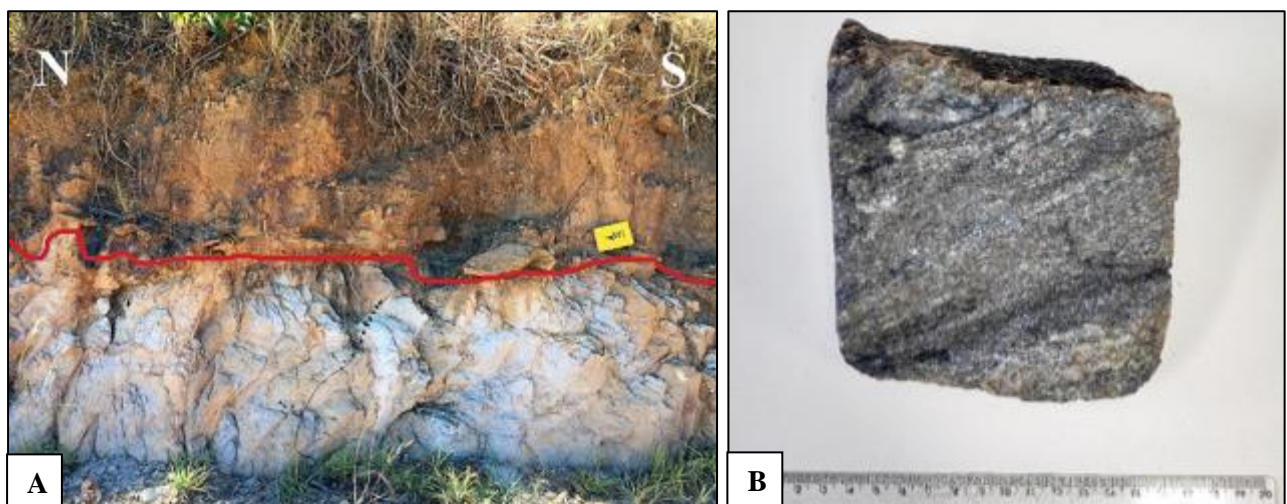


4.5.2.3 Ponto TF18_XI_77 – Granada-Biotita gnaiss

As rochas do ponto TF18_XI_77 possuem descrições bem similares com a da lâmina TF18_XI_95 (*Biotita-Hornblenda gnaiss*). Porém, a rocha do ponto TF18_XI_77 possui Granada e apresenta textura porfiroblástica do Plagioclásio (Figura 31 A).

A rocha se encontra no embasamento das rochas da Bacia do Parnaíba (Figura 28). Na meso escala (Figura 28B), é possível constatar que a rocha é predominantemente leucocrática, bandada, possui granulação fina a média, e é composta por Quartzo, Plagioclásio, Biotita e Granada, alternando entre bandas melanocráticas e leucocráticas.

Figura 28 - A) *Granada-Biotita-gnaiss* embasando as rochas da Bacia do Parnaíba em TF18_XI_77. B) TF18_XI_77. Fotografia da amostra de mão do gnaiss.



Fonte: Os autores (a).

Foi realizada uma lâmina (TF18_XI_77), para efetuar a análise petrográfica em microescala, com a qual foi possível detalhar a mineralogia, texturas e paragénese da rocha. De composição mineral composta de Quartzo (42%), Plagioclásio (25%), Biotita (12%), Granada (12%), Sericita (4%), Clorita (3%), Opacos (2%), Zircão (<1%) e Grafita (<1%), a rocha apresenta textura granoblástica, definida pelos contatos e formato dos cristais quase equigranulares de Plagioclásio e Quartzo; textura lepidoblástica, definida pela orientação preferencial dos cristais de Biotita; textura poiquiloblástica, definida pelos domínios existentes onde os cristais de Biotita e opacos, que estão sendo englobados por Granada, bem como os



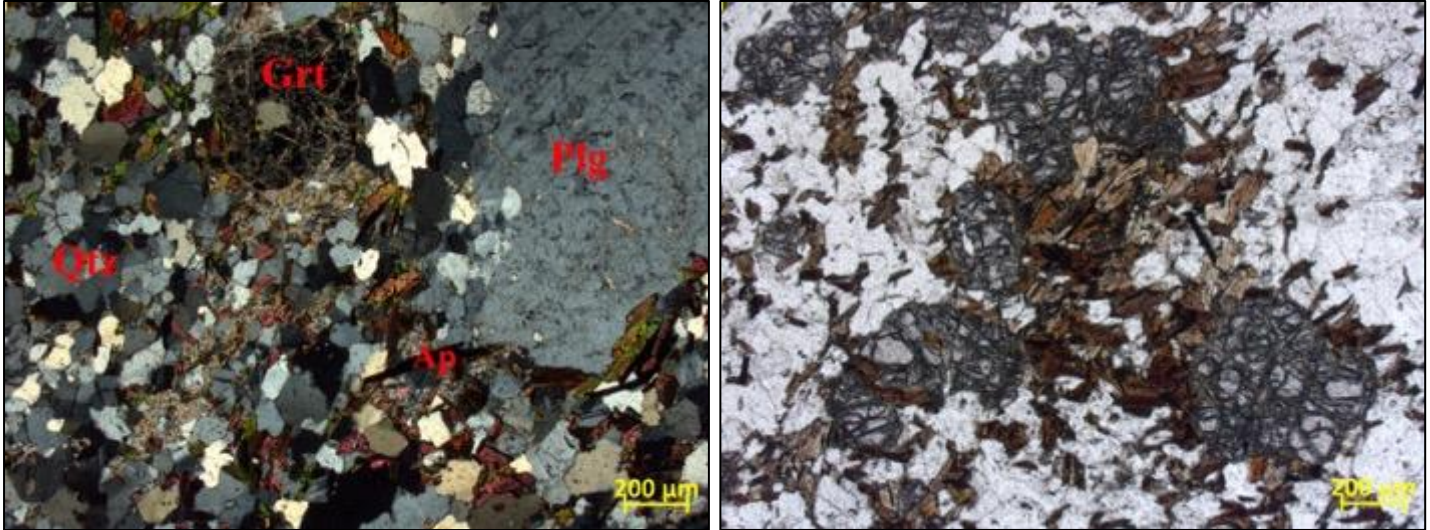
domínios onde os cristais de Quartzo estão sendo englobados por cristais de Plagioclásio; textura porfiroblástica, definida pelos grandes cristais de Granada em uma matriz mais fina. Em geral, a rocha apresenta textura granolepidoblástica.

A Granada se encontra em maior presença nas bandas constituídas de Biotita, e é notado a existência de sombra de pressão em algumas Granadas. É possível observar que as Granadas presentes eram granulares com hábito euhedral, mas com o retrometamorfismo foram alteradas para Clorita (em suas fraturas). Em termos de minerais opacos, é possível ver pequenas lamelas de Grafita distribuídas pela rocha, além de raros cristais anhedrais de Ilmenita. Em outros domínios da lâmina, há predominância de bandas de Sericita, formada pela alteração do Plagioclásio.

A paragênese da rocha (**1.** Grt + Bt + Qtz + Plg + Gr e **2.** Chl + Ser) possibilita inferir um médio grau de metamorfismo, devido a presença de um bandamento gnáissico, e da não existência de minerais de grau mais elevado, como a Sillimanita ou a Cianita. Além disso, a presença de Grafita na matriz evidencia que já existiu a presença de matéria orgânica no protólito, e que a rocha foi submetida a um metamorfismo de Fácies Anfibolito médio - de acordo com a temperatura e pressão de formação de Grafita e pela presença de um bandamento. Assim, pode-se classifica-la como sendo uma rocha paraderivada, provavelmente formada a partir de um sedimento fino aluminoso com matéria orgânica. A paragênese de desequilíbrio dos minerais está associado com alteração hidrotermal das Granadas e dos Plagioclásios, formando Clorita + Sericita, respectivamente. Dessa forma, a rocha foi classificada como um *Granada-Biotita-gnaiss*



Figura 31 - A) TF18_XI_77. Fotomicrografia a nicóis cruzados (a esquerda) e paralelos (a direita) da lamina 77, realizadas com aumento de 2,5X em microscópio, sendo definida como *Granada-Biotita-gnaiss*. É possível visualizar a mineralogia da rocha, a qual apresenta Plagioclásio, Quartzo, Biotita e Granada.



Fonte: Os autores (a).

4.5.2.4 Ponto TF18_XI_20 – *Biotita- gnaiss- tectonito L*

A rocha do ponto TF18_XI_20 também possui descrições similares com a lâmina TF18_XI_95, porém, apresenta uma maior recristalização do Quartzo e de lineações de estiramento, devido a rocha estar mais próxima da zona de cisalhamento.

Na escala mesoscópica, é possível observar que a rocha é foliada, com segregações minerais leucocráticas (Quartzo, Feldspato) alternando com segregações melanocráticas de granulação fina. A lineação de estiramento mineral em amostra de mão é evidente, pois quando se observa as linhas segregadas, verifica-se que não há continuidade em outros planos (Figura)



Figura – Fotografia de amostra de mão (mesoescala) da amostra 20.



Fonte: Os autores (a).

Para realização da análise microscópica, foi efetuada a lâmina TF18_XI_20, a qual é constituída de Plagioclásio (45%), Quartzo (25%), Biotita (13%), Matriz fina (12%), e acessórios de Zircão, Titanita, Epidoto, Ilmenita e Grafita. A rocha apresenta textura granoblástica, que é marcada pelos contatos entre os cristais de Quartzo e Plagioclásio, e textura lepidoblástica, definida a partir da existência de bandas de Biotita orientadas com direção preferencial. Como essa rocha é um tectonito L, essas duas texturas indicam a lineação de estiramento mineral, causada pela deformação da rocha. Além dessas, a rocha possui textura coronítica, marcada pela presença de Ilmenita com bordas de Titanita em algumas partes da lâmina.

Em alguns cristais de Plagioclásio, há uma visualização fraca da geminação da Albita, provavelmente por conta do grau de metamorfismo sofrido. É possível observar extinção ondulante tanto no Quartzo quanto no Plagioclásio. A Biotita presente possui feições de oxidação e há presença de minerais opacos anhedrais com contatos lobados. A lâmina apresenta bandas com cristais extremamente finos de difícil reconhecimento possuindo uma mistura de minerais como Quartzo, Muscovita e Biotita. A lâmina ainda apresenta uma pequena quantidade de Óxido de Manganês entre as fraturas dos cristais de Quartzo (Figura).

O comportamento de bandas ocorre somente em um plano, já que a rocha é um tectonito L, localizadas no plano do estiramento principal sem continuidade ao longo de outros planos da rocha. As texturas metamórficas principais ocorrem devido a atuação de um metamorfismo regional. A orientação preferencial das texturas está inserida no plano de estiramento da rocha,

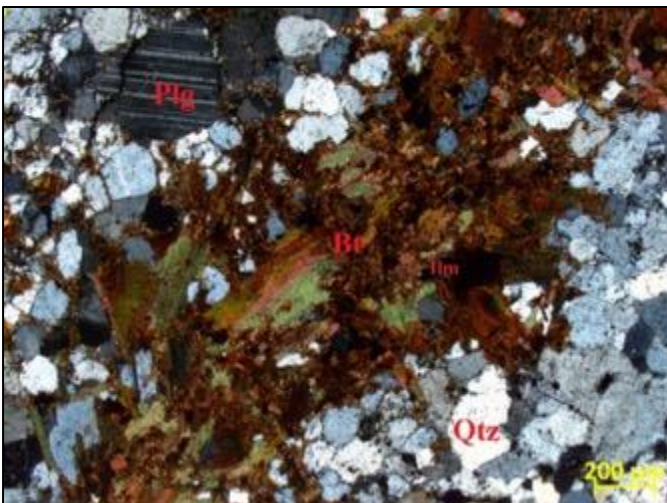


e são paralelas ao eixo X do elipsoide de deformação. As texturas coroníticas são, provavelmente, provenientes de reação de retrometamorfismo, o qual afetou a estabilidade da Ilmenita ocorrendo reação e transformação para Titanita.

Portanto, o metamorfismo ocorrido nessa rocha tem a seguinte paragênese: **I)** Plg+ Qtz+ Bt+Gr + Ilm + Zr, tendo Fácies em torno de Anfibolito médio e alto, pois para formar grafita são necessárias no mínimo as condições de pressão e temperatura dessa fácies. Como a lâmina não apresenta minerais formados a pressões e temperaturas maiores, infere-se que o grau não passou do Anfibolito médio-alto. Os graus secundários apresentam em geral fraturas com preenchimento de óxido de manganês, podendo ser uma evidência para atuação de uma reologia rúptil-dúctil, além da ocorrência de retrometamorfismo atuando na Ilmenita se transformando em Titanita, possuindo, portanto, a seguinte paragênese de retrometamorfismo: **II)** Titanita + Óxido de Manganês + Epidoto. O Epidoto presente é proveniente de uma provável epidotização associada a uma alteração hidrotermal.

Dessa forma, a rocha foi classificada como um *Biotita-gnaiss tectonito L*.

A) TF18_XI_20 a nicóis cruzados e aumento de 2,5x. *Biotita-gnaiss tectonito L* evidenciando intensa recristalização de Quartzo. É possível observar a textura granoblástica entre os contatos planares e suturados de Plagioclásio e Quartzo, além de um domínio da textura lepidoblástica, marcada pela Biotita em alguns grãos subhedrais. B) TF18_XI_20 a nicóis paralelos e aumento de 5x. A fotomicrografia evidencia a presença de Óxido de Manganês nas fraturas do cristal de Quartzo.



Fonte: Os autores (a).



4.5.2.5 Ponto *TF18_XI_36c* – *Tremolitito*

A rocha apresenta predominância de lentes ao longo da subárea. O afloramento tipo ocorre em blocos. Na escala mesoscópica, observa-se uma rocha de coloração esverdeada com presença de cristais verdes e brilhosos em uma massa de granulação fina, notando-se também uma leve xistosidade presente (Figura 32).

Figura 32 - *TF18_XI_36c*. Tremolitito na meso escala, com presença de uma xistosidade leve.



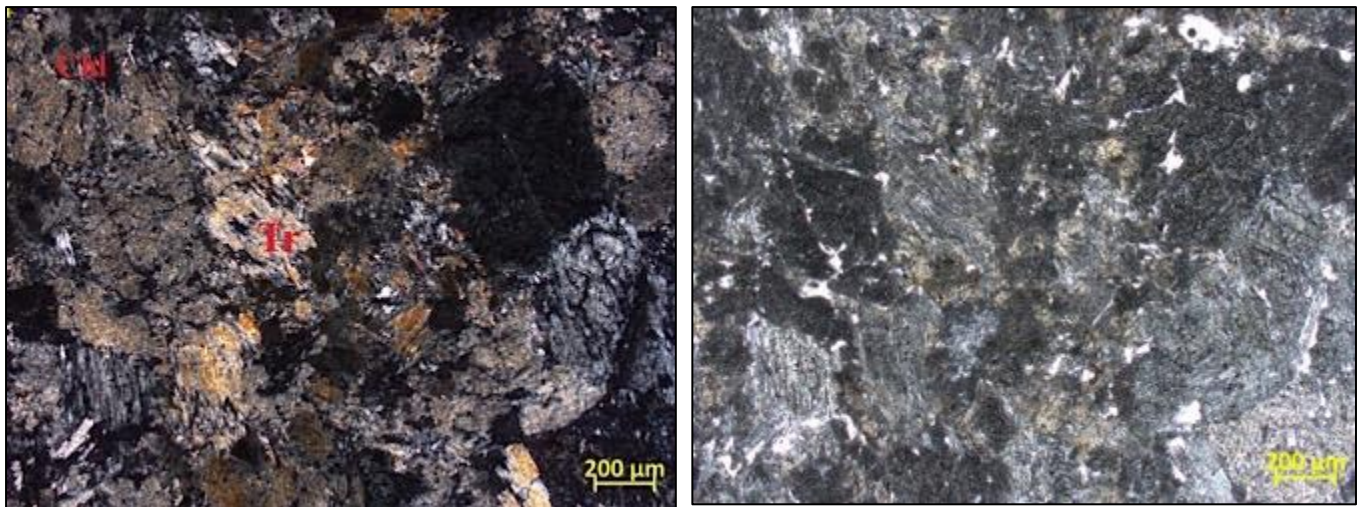
Fonte - Subárea XI - Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018)

Com a análise da lâmina *TF18_XI_36c*, conclui-se que a rocha basicamente é constituída de Tremolita (95%) e 5% de um agregado de Clorita e opacos, com a xistosidade sendo marcada pela textura nematoblástica das Tremolitas orientadas segundo uma direção preferencial. Além da textura nematoblástica, a rocha apresenta textura poiquiloblástica, definida pelos minerais opacos que estão sendo inclusos em cristais de Tremolita.

Com base na mineralogia e paragênese, conclui-se que a rocha está em fácies metamórfica Xisto Verde, tendo passado por processos de alteração hidrotermal, evidenciado pela existência de Clorita e Opacos. (Figura 33). Devido sua composição ser basicamente constituída de Tremolita, a rocha foi classificada como um *Tremolita-xisto* (*Tremolitito*).



Figura 33 - *TF18_XI_36c*. Fotomicrografia a nicóis cruzados (a esquerda) e paralelos (a direita), com aumento de 2,5x, classificada como um Tremolito. É possível observar a mineralogia da rocha, composta basicamente por



Fonte: Os autores (a).

Com objetivo de efetuar comparações acerca das rochas pertencentes a Unidade Paraderivada (com exceção da rocha 30), foram feitas análises petrofísicas das amostras indicadas nos pontos das Figuras 26. As medidas estão mostradas no Quadro 20.

Quadro – Comparação entre *TF18_XI_77*, *TF18_XI_36c* e *TF18_XI_95* com dados de susceptibilidade magnética. Os diferentes valores encontrados nas colunas se referem as diferentes medidas realizadas em faces distintas das respectivas amostras.

UNIDADE	DENSIDADE	AMOSTRA MOLHADA	POROSIDADE	SUSCEPTIBILIDADE KOL [SI] - MÉDIA X10 ⁻³	SUSCEPTIBILIDADE KOL [SI] - MÉDIA X10 ⁻³	SUSCEPTIBILIDADE KOL [SI] - MÉDIA X10 ⁻³
<i>TF18_XI_77</i> Grt-Bt gnaiss Paraderivada	2,602115	2,77896996	0,17685495	0,38	0,33	0,40
<i>TF18_XI_36c</i> Tremolitito Paraderivada	-	-	-	0,93	0,80	0,82
<i>TF18_XI_95</i> Bt-Hbl-gnaiss Paraderivada	-	-	-	0,18	0,18	0,15

Fonte: Os autores (a).

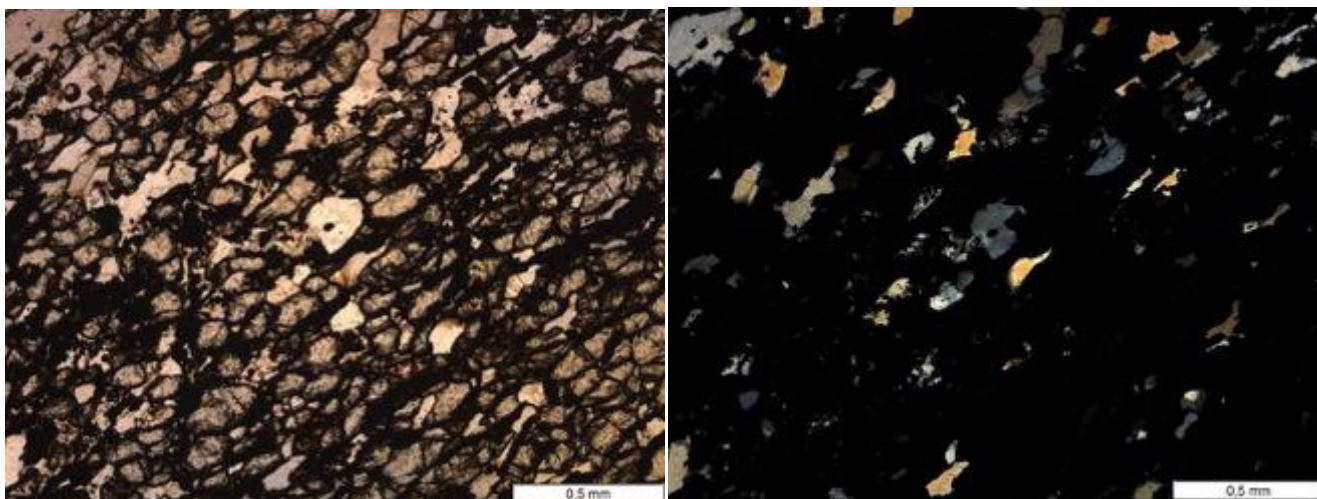


Analisando os valores obtidos da petrografia, é possível notar que o *Biotita-Hornblenda-gnaiss* tem valores relativamente baixos em relação a produtos com alta susceptibilidade magnética (enriquecidos em Fe e Mn). Outra rocha que explica as pequenas anomalias positivas na área, são os *Tremolititos*, os quais apresentam altos magnéticos em relação ao padrão em sua localidade (Figura 26), exibindo correlação com a análise petrofísica dessas amostras, onde sua susceptibilidade é maior em relação ao *Biotita-Hornblenda-gnaiss* e ao *Granada-Biotita-gnaiss*.

4.5.2.6 Gondito

Essa rocha possui uma pequena ocorrência na *subárea XI*, existindo em forma de lentes. Está associado ao *Granada-Biotita-gnaiss*, possuindo relevo, afloramento e solos similares. Em escala mesoscópica, é uma rocha de coloração escura, com notória presença de Óxido de Manganês e Grafita. A rocha é representada pela lâmina *TF18_VI_167*, descrita pela equipe da *subárea VI* deste projeto. A rocha possui textura predominantemente granoblástica, com presença de Granada, Quartzo, Grafita e Muscovita (Figura 34).

Figura 34 - Fotomicrografias da lâmina 167 da área VI a nicóis paralelos à esquerda, e cruzados à direita.



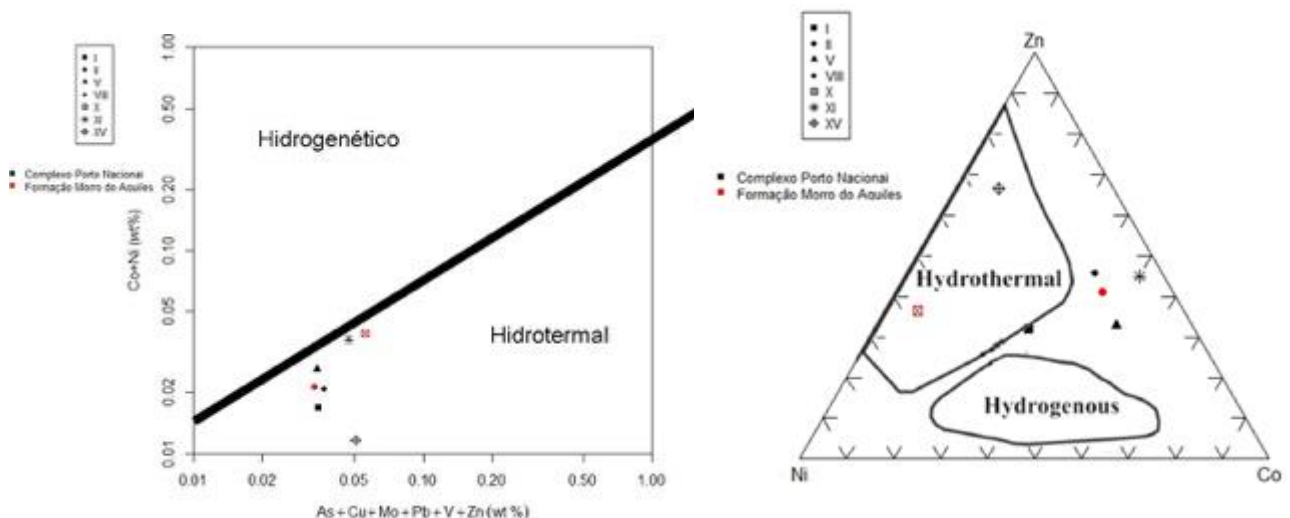
Fonte - Subárea VI - Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018)



Apesar de não ter sido realizada lâminas do Gondito para a *subárea XI*, foram realizadas análises geoquímicas com o intuito de diferenciar os Gonditos de cada formação do *Projeto Monte do Carmo* (inclusive o Gondito da *subárea XI*), e também identificar a origem destes como produto hidrotermal, supergênico ou hidrogénico (precipitação de nódulos de Mn). Essas informações podem ajudar a entender o regime tectônico no qual estava o assoalho oceânico durante a precipitação do manganês. (Roy¹, 1997).

Os resultados foram analisados por meio do diagrama ternário Ni-Zn-Co, modificado de Chai e Hariva (1992), conforme exibe a Figura x. Para melhor análise dos resultados, os dados também foram analisados por meio do diagrama da razão $\text{As}+\text{Cu}+\text{Mo}+\text{Pb}+\text{V} / \text{Co}+\text{Ni}$, de forma que todas as amostras apresentam origem hidrotermal.

Figura 1 Diagrama Ternário Ni-Zn-Co (modificado de Choi e Hariya 1992) e diagrama da da razão $\text{As}+\text{Cu}+\text{Mo}+\text{Pb}+\text{V} / \text{Co}+\text{Ni}$ (adaptado de Nicholson, 1992)



Foram realizados tratamentos estatísticos nos gonditos de cada grupo, buscando identificar diferenças composicionais e não foi encontrado neste estudo diferença entre os gonditos do Morro do Aquiles e do Complexo Porto Nacional. Portanto, são necessárias mais estudos e análises.

¹ Roy, Supriya. "Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record." *Geological Society, London, Special Publications* 119.1 (1997): 5-27.



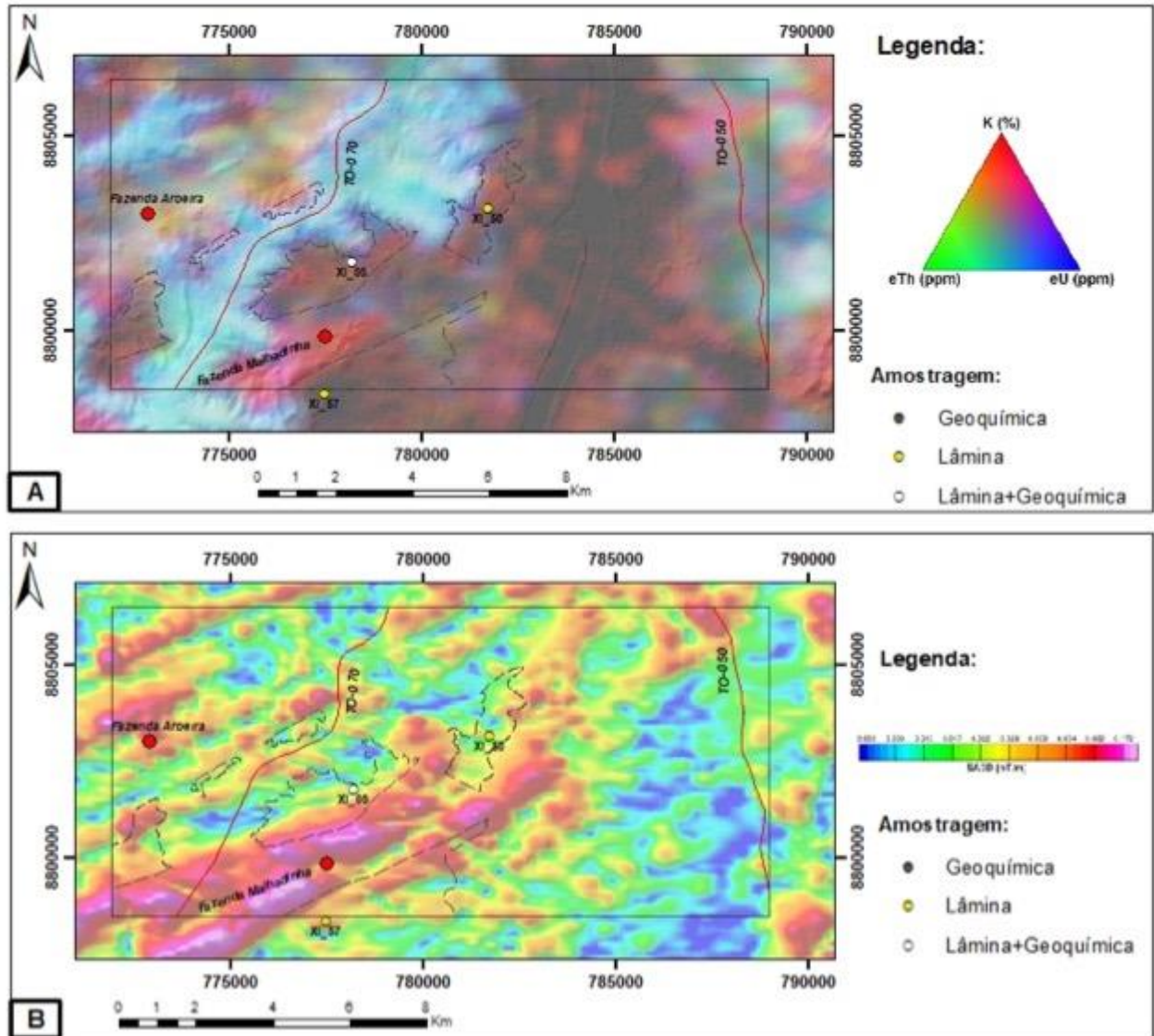
4.5.2 Suíte Carreira Comprida

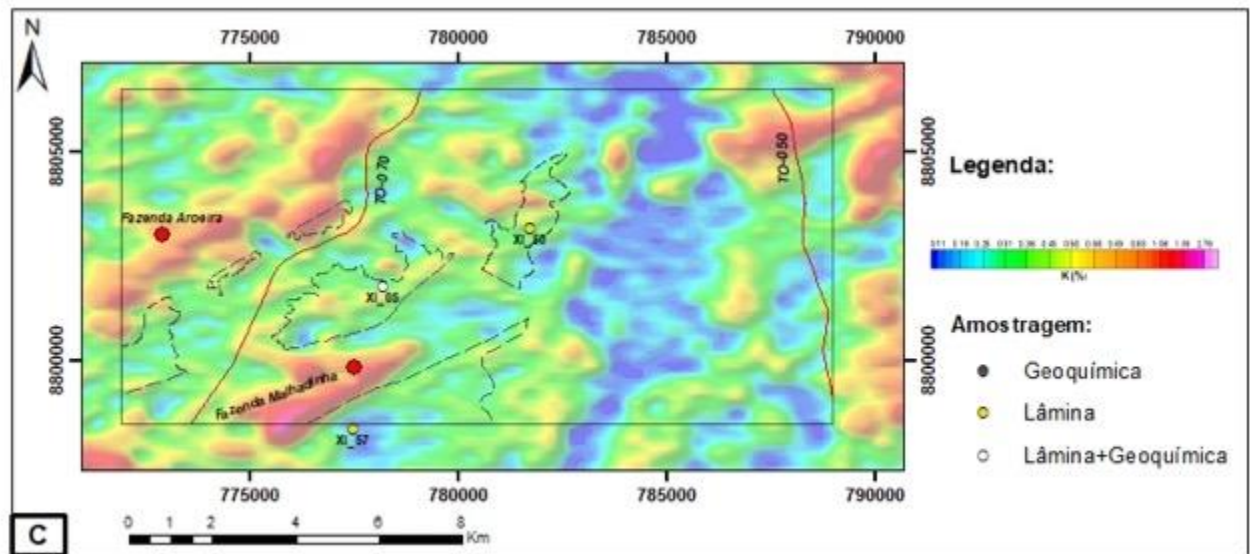
No domínio da Suíte Carreira Comprida (SCC), afloram rochas predominantemente orientadas em direção NE-SW (mapa em anexo), ocupando cerca de 15 km² da *subárea XI*, totalizando 11% do terreno total. A SCC faz contato tectônico com orientação NE-SW, em zonas de cisalhamento, com o *Granada-Biotita-gnaiss-milonítico* (Unidade Paraderivada) a sul, e com os granulitos da Unidade Ortoderivada a noroeste. Estas unidades são cortadas por falhas de rejeito direcional, colocando a SCC em contato lateral com a Unidade Paraderivada. A Suíte, na *subárea XI*, é constituída de meta-anortositos e é representada por três lâminas: *TF18_XI_05*, *TF18_XI_50* e *TF18_XI_57*.

O relevo na SCC é destacado de forma geral por planícies e morrotes isolados com baixa declividade. No produto RGB da gamaespectrometria, os elementos Urânio e Potássio são baixos, causando o avermelhado na imagem (Figura 35A).

Na magnetometria, o produto SAD3D identificou anomalias com baixos valores, em torno de 0.039 a 0.017 nT/m, mostrados na Figura 35B. Se observa uma porcentagem de Potássio igual a 0,5-0,36%, intermediária (Figura 35C), com Tório e Urânio baixos. Esse tipo de anomalia pode estar associado a rochas que não possuem uma alta composição de Potássio e também não possuem radio-elementos associados, devido aos baixos teores de Tório e Urânio, sendo essa a assinatura geofísica típica dos meta-anortositos da SCC.

Figura 35 - As linhas tracejadas nas imagens representam a unidade discutida. A) Composição RGB ilustrando a resposta da SCC. B) SAD 3D, mostrando o baixo magnético presente na suíte. C) Produto do K (%), mostrando a composição intermediária da suíte.





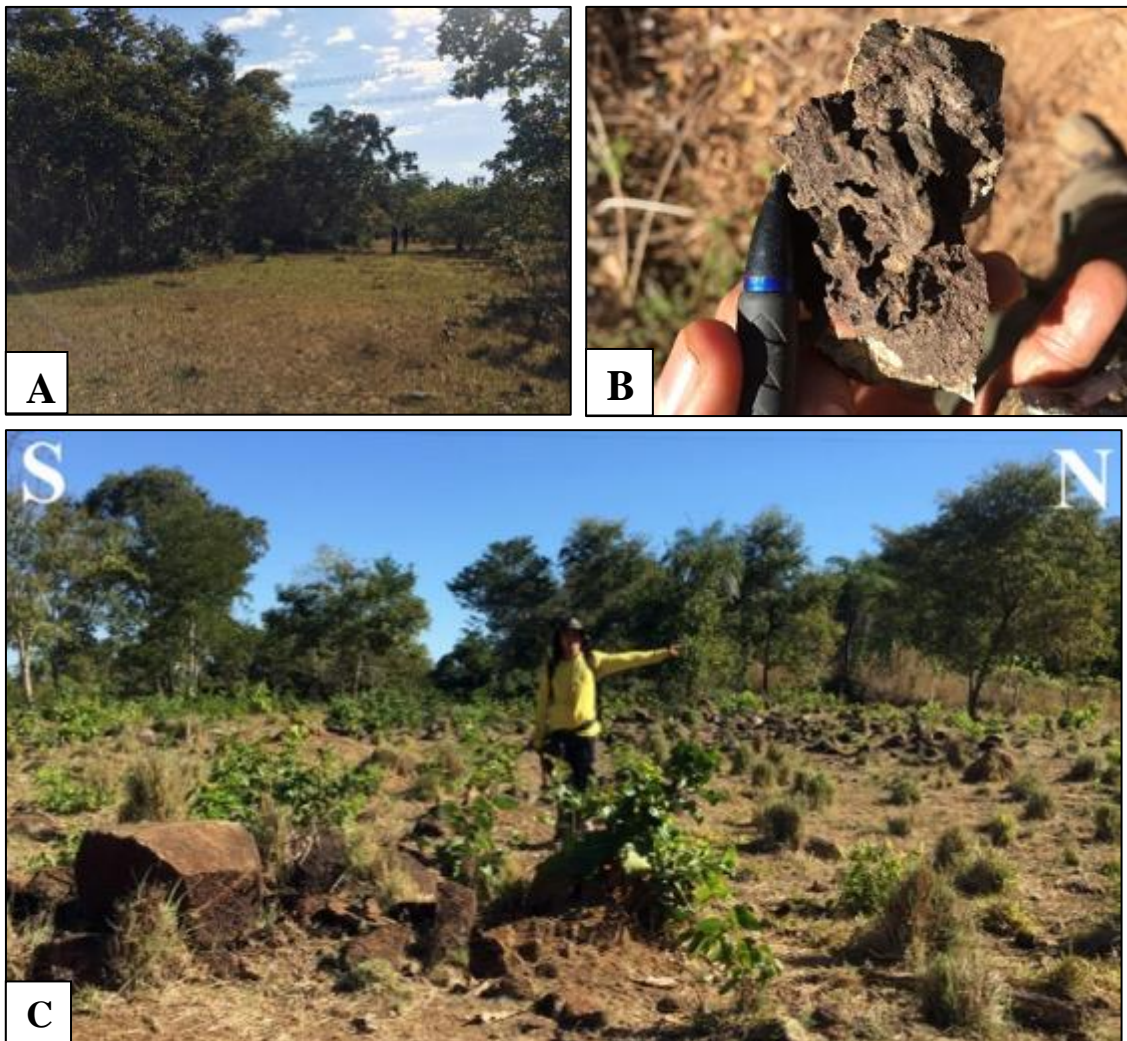
Fonte: Os autores (a).

As rochas da SCC afloram na porção centro sul da *subárea XI*, nas proximidades da comunidade quilombola Malhadinha, e estão associadas a um relevo de planícies com solo argiloso marrom avermelhado, e vegetação de médio porte com árvores espaçadas, associadas com pequenos bosques (Figura 36A). As exposições comumente ocorrem a partir de afloramentos em blocos, com tamanhos decimétricos a métricos, e raramente como afloramentos rasteiros de escala centimétrica. A atuação do intemperismo na rocha é evidenciada em blocos arredondados com uma capa de coloração preta com tonalidades amareladas e roxas (Figura 36B).

As melhores exposições dessas rochas encontram-se na parte centro-norte da subárea, no contato com a Unidade Paraderivada. Nos limites da falha de rejeito direcional, se encontram os maiores e mais significativos afloramentos (Figura 36C). Em geral, a granulação da rocha é média a fina, com coloração cinza (mineral fresco) e branco (mineral alterado pelo intemperismo), e mineralogia constituída por Plagioclásio e uma massa preta a esverdeada, que não é possível de ser identificada, por possuir granulação fina. Também é possível notar a presença de pequenos óxidos, de cor cinza fosca e de brilho metálico característico.



Figura 36 - A) Relevo com árvores de pequeno a médio porte. B) Capa de alteração da rocha com coloração escura. C) Afloramento significativo, mostrando a abundância de blocos da unidade.



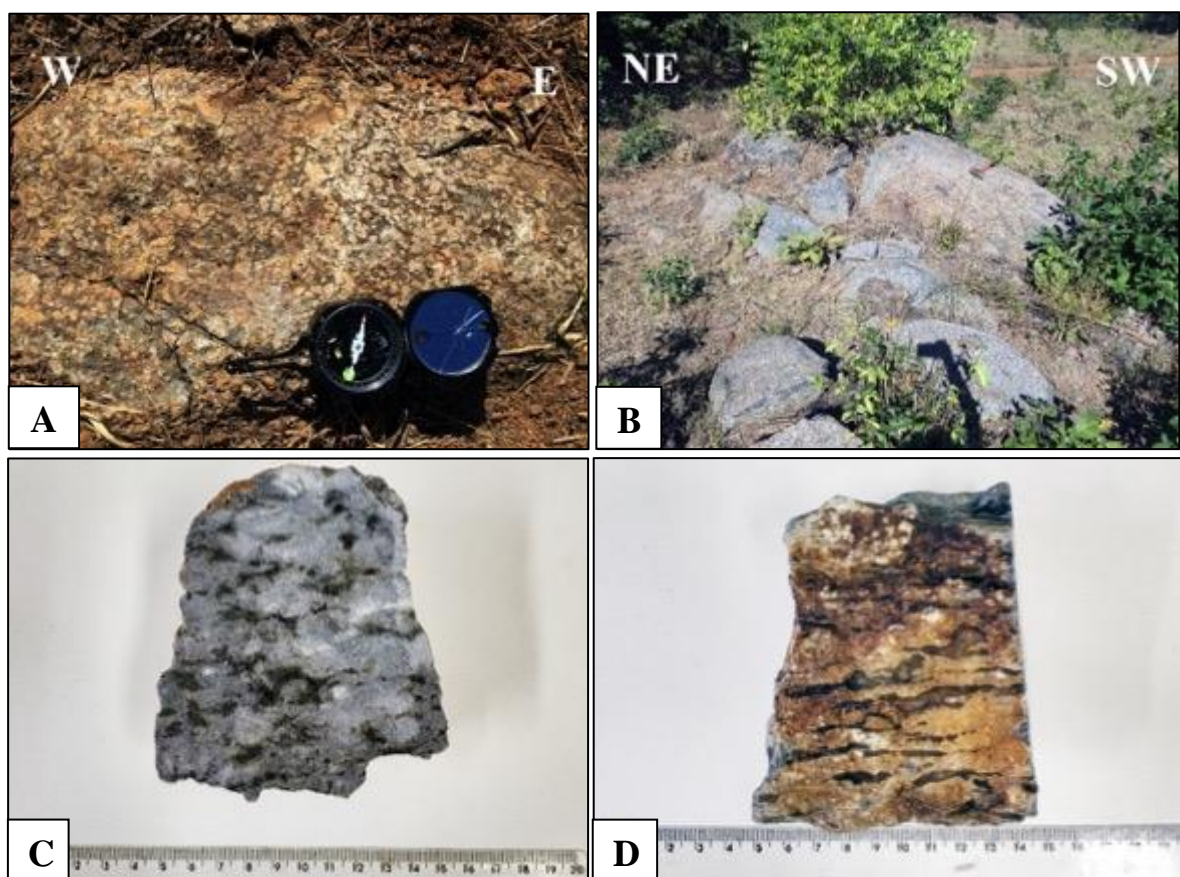
Fonte: Os autores (a).

As rochas dessa unidade são meta-anortositos, sendo divididos em anortosito com textura cumulática ígnea (*TF18_XI_50*), e anortositos com um bandamento composicional tectônico (*TF18_XI_05* e *TF18_XI_57*.) Os Anortositos que possuem uma maior frequência na *subárea XI* são os que apresentam textura ígnea preservada, com cristais de Plagioclásio de granulação grossa euédricos, habito prismático, e presença dos cristais da massa esverdeada entre seus interstícios, constituindo fases *intercúmulus* (Figura 37A e B). Os Anortositos com bandamentos tectônicos têm frequência menor e ocorrem em partes restritas no extremo centro sul da comunidade quilombola Malhadinha. Apesar dos dois tipos de Anortosito apresentar



basicamente a mesma mineralogia, o que diferencia esses litotipos, além da textura, é a presença de bandamento marcado, em que os Plagioclásios estão orientados segundo uma direção preferencial, formando bandas de coloração acinzentada – esbranquiçada, e outras bandas incipientes compostas por uma massa de minerais máficos pretos e esverdeados (Figura 37 C e D).

Figura 37 - A) Afloramento no chão de Anortositos, com presença de fases cumulus e intercumulus B) Visão geral dos afloramentos de Anortosito, mostrando predominância de blocos. C) Anortosito bandado, em amostra fresca. D) Anortosito bandado alterado, mostrando uma capa de alteração esbranquiçada a amarelada



Fonte: Os autores (a).

Foram realizadas três lâminas da unidade; A lâmina *TF18_XI_50*, correspondendo ao grupo de Anortositos com textura cumulativa ígnea, enquanto as lâminas *TF18_XI_05* e *TF18_XI_57* ilustram o Anortosito com bandamento composicional presente. As rochas foram classificadas como *Tremolita meta-anortosito*, *Tremolita-Granada meta-anortosito* e *Biotita-Tremolita-meta-anortosito*, respectivamente.

4.5.2.1 Ponto *TF18_XI_50* - *Tremolita-meta-anortosito*



Em amostra de mão, na mesoescala, é possível observar que a rocha possui granulação grossa, com cúmulos de Plagioclásio. Na porção intercúmulus, encontra-se uma massa esverdeada que provavelmente indica os minerais máficos presentes.

Figura -



A amostra *TF18_XI_50* é composta essencialmente por Plagioclásio (80-75 %), Quartzo (10%), Granada (10 % - 5%), Tremolita (5%), Apatita (1%), Zircão (1%), Titanita (1%), Ilmenita (1%) e Rutilo (1%). A rocha possui uma granulação grossa a fina (3 cm – 0,1 cm) com presença de porfiroclastos de Plagioclásio de 2 cm de tamanho em média, imersos em uma matriz completamente metamorfizada. É notada a presença de textura cumulática ígnea do Plagioclásio preservada, sendo esta a textura geral da rocha (Figura 38A). As fases *intercúmulos* apresentam texturas indicativas de metamorfismo e deformação. Essa porção é essencialmente composta por Tremolita, Granada, Quartzo e Ilmenita, com granulação fina (1 mm – 0,1 mm). Existem domínios de textura nematoblástica, marcada pela orientação das Tremolitas (Figura 38B), domínios granoblásticos com contatos poligonais de Quartzo e Plagioclásio, e domínios coroníticos associados a Granadas nas bordas de Plagioclásios, Titanita em bordas de Ilmenita e Clorita em bordas de Granadas. É possível observar a presença de Plagioclásios provindo de uma recristalização, com orientação de acordo com a deformação.

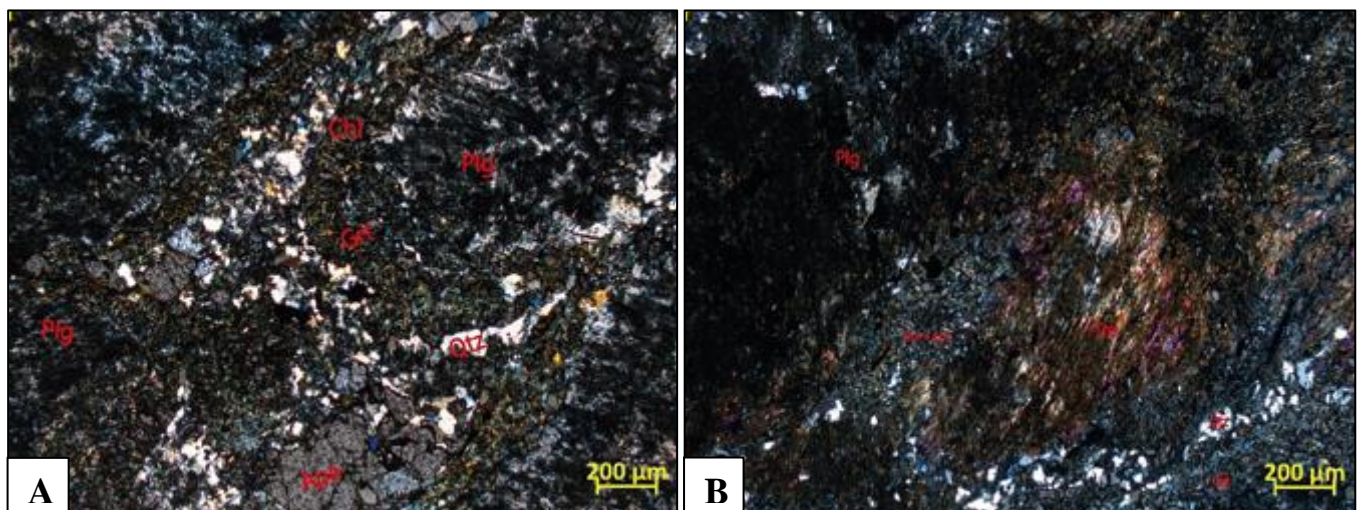
A rocha apresenta contexto ígneo e metamórfico ao longo da sua história. Constata-se existência de Plagioclásios preservados em textura cumulática na rocha, com o intercúmulus submetido a processos de metamorfismo. Isso se comprova pela existência de textura



nematoblástica e granoblástica (cristais milimétricos de Quartzo sofrendo recristalização dinâmica). Esse metamorfismo estaria associado a Fácies Xisto Verde com paragênese: **I**) $Tre + Grt + Qtz + Im$. Segundo Gorayeb (1996), essa associação representa a reação entre Plagioclásio com os minerais máficos reliquiais. Ao estar presente em adjacências de zonas de cisalhamento, tem ocorrência de minerais típicos de alteração hidrotermal como: Titanita + Clorita + Rutilo + Zoisita/Clinozoisita + Apatita, sendo possível afirmar presença de fluidos hidrotermais atuando na rocha.

Dessa forma, a rocha é classificada como um *Tremolita-metanortosito* com textura cumulática reliquiar, com fase *intercúmulus* metamorfizada para Fácies Xisto Verde.

Figura 38 -Fotomicrografia da lâmina TF_18_XI_50 classificada como um *Tremolita Meta-anortosito*. A) A fotomicrografia evidencia a textura principal da rocha, em que Granada, Clorita e Ilmenita se encontram na fase intercúmulus entre o Plagioclásio. B) A fotomicrografia apresenta um domínio com textura nematoblástica, definida pela orientação preferencial de Tremolita.



Fonte - Subárea XI - Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018)

Foram realizadas análises dos minerais através da Microsonda Eletrônica na amostra TF18_XI_50. A composição das Granadas teor é caracterizada por altos teores de Al_2O_3 e FeO , indicando uma Granada de tipo Almandina, como mostrado no Quadro 21.

Quadro 21 - Análises de duas Granadas na amostra TF18_XI_50.



ANÁLISE 1		
FORMULA	MASS %	MOL %
MgO	1.89	3.20
Al ₂ O ₃	21.83	14.59
SiO ₂	38.41	43.57
CaO	10.24	12.45
FeO	27.62	26.20
ANÁLISE 2		
MgO	2.23	3.75
Al ₂ O ₃	21.28	14.17
SiO ₂	38.88	43.94
CaO	9.75	11.80
FeO	27.86	26.33

Fonte: Os autores (a).

A amostra 50 também foi analisada com base nos dados petrofísicos, sendo realizadas medidas de densidade e de susceptibilidade magnética. Comparando com os resultados das unidades orto e paraderivadas (já apresentados), a rocha da Suíte Carreira Comprida é, em média, 0,18 mais densa que as rochas da Unidade Paraderivada, e 0,16 menos densa que a Unidade Ortoderivada. Os resultados de porosidade e susceptibilidade são similares para a maioria das rochas, salvo a amostra 36c,19 e 106.

Quadro -

AMOSTRA	UNIDADE	DENSIDADE	AMOSTRA MOLHADA	POROSIDADE	SUSCEPTIBILIDADE Kol [SI] - média x10 ⁻³
TF_XI_50	Suíte Carreira Comprida	2,768158474	2,947077409	0,178918935	0,35

Fonte: Os autores (a).

4.5.2.2 Ponto TF18_XI_57 - Biotita-Hornblenda-meta-anortosito

A amostra TF17_XI_57 é composta por Plagioclásio (55%), Hornblenda (15%), Quartzo (10%), Biotita (7%), Ilmenita (5%) e minerais de alteração como Zoisita/Clinozoisita, Titanita e Apatita (3 – 1%). A lâmina se mostra condizente com o aspecto na meso-escala (Figura 39), já que também é possível observar a predominância de bandas de Plagioclásio e pequenos bolsões orientados com Granada, Hornblenda e Biotita. A granulação da rocha em



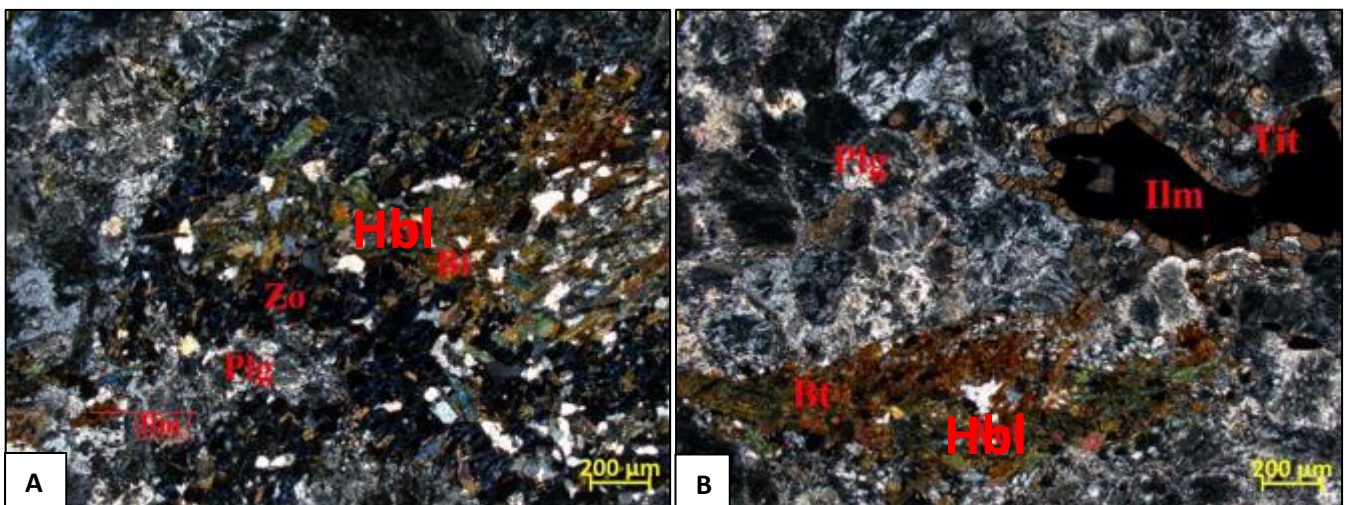
geral é de média a fina (8 mm – 0,3mm). As porções médias são geralmente representadas pelos cristais de Quartzo recristalizado, enquanto os domínios finos concentram Granada, Hornblenda, Biotita, Titanita e Plagioclásio.

As texturas da rocha são metamórficas, com predominância da textura granoblástica marcada pelos contatos poligonais de Plagioclásio e Quartzo, mas também com domínios de textura nematoblástica, marcada pela orientação da Hornblenda, e textura lepidoblástica, marcada pela orientação das Biotitas. A rocha também apresenta textura porfiroblástica em Quartzo de granulação média, e textura coronítica, associada a cristais de Ilmenita com borda de Titanita, e Plagioclásio com bordas de Granada e Zoisita/Clinozoisita (Figura 25A).

No Plagioclásio, as bordas estão envolvidas por Granada, que, segundo Gorayeb 1996, é produto da reação do Plagioclásio ígneo + Piroxênio, resultando em formação de Plagioclásio + Actinolita + Granada + Quartzo + Ilmenita + Apatita. Além disso, observa-se que o Plagioclásio metamórfico e a Granada estão com bordas de Zoisita/Clinozoisita e Clorita, respectivamente, que são produtos de alteração hidrotermal posterior. Logo, conclui-se que os metamorfismos observados nessas rochas estão em Fácies Xisto Verde, tendo uma paragênese metamórfica **I**) Plg + Hbl + Bt + Grt + Im, sendo a paragênese de equilíbrio. A paragênese de disequilíbrio está associada a **II**) Tit + Zoisita/Clinozoisita + Chl, sendo interpretada como possível alteração hidrotermal posterior, diminuindo a pressão e temperatura do ambiente.

A rocha é classificada como *Biotita-Hornblenda-meta-anortosito*.

Figura 39 - A) Fotomicrografia da lâmina 57, a nicóis cruzado com aumento de 2.5x. B) Evidente textura coronítica do cristal de Ilmenita com bordas de Titanita, além do domínio lepidoblástico com biotita, e nematoblástico com Hornblenda.



4.5.2.5 Fonte 1F18_X1_05 - Tremolita-Granada meta-anortosito

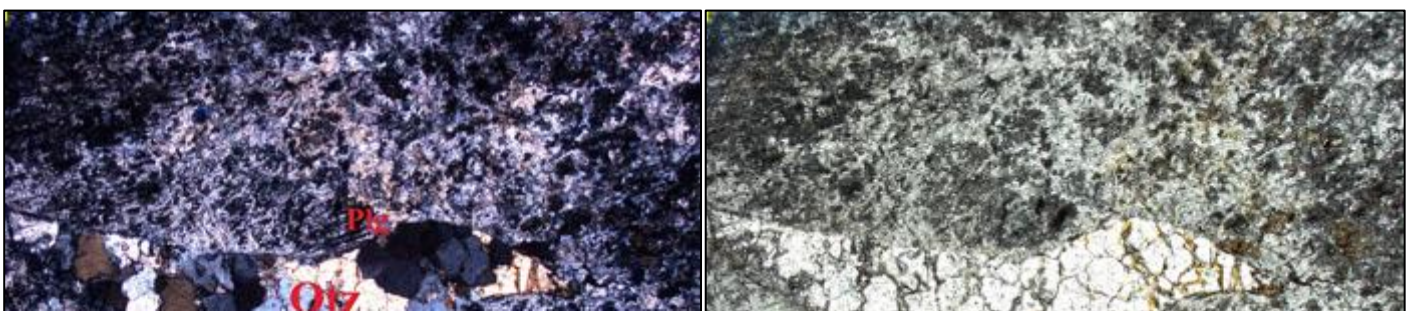


Em amostra de mão, a rocha apresenta cor cinza escura, com granulação fina a média, sem evidência de direções preferenciais. É possível a identificação de Plagioclásio, Quartzo, e um mineral escuro com brilho metálico.



A lâmina *TF18_XI_05* apresenta uma trama similar à da amostra *TF18_XI_57*, pois configuram Anortositos com presença de bandamentos metamórficos. Possui composição de Plagioclásio (45%), Quartzo (25%), Granada (5%), Ilmenita (5%), Tremolita (5%) e presença de minerais de alteração como Clorita (5%), Titanita (3%), rutilo (1%). A rocha tem uma estrutura similar à dos Anortositos bandados, com bandas de Quartzo recristalizado e Plagioclásio alternando com Tremolita e a massa de alteração envolvida por Zoisita/Clinosoizita e Clorita, além de Granadas associadas. Apresenta feições estruturais dúcteis e rúpteis, como a formação de *ribbons* de Quartzo e brechamento do próprio Quartzo (Figura 40 A e B), podendo-se inferir que essa rocha se encontra protomilonitizada, pois a localização do ponto *TF18_XI_05* está próxima da Zona de Cisalhamento Malhadinha (ZCM).

Figura 40 - Fotomicrografias da lâmina 05, ambas obtidas com um aumento de 2.5x. Em A) é possível observar *ribbon* de Quartzo a nicóis cruzados e em B) a nicóis paralelos.



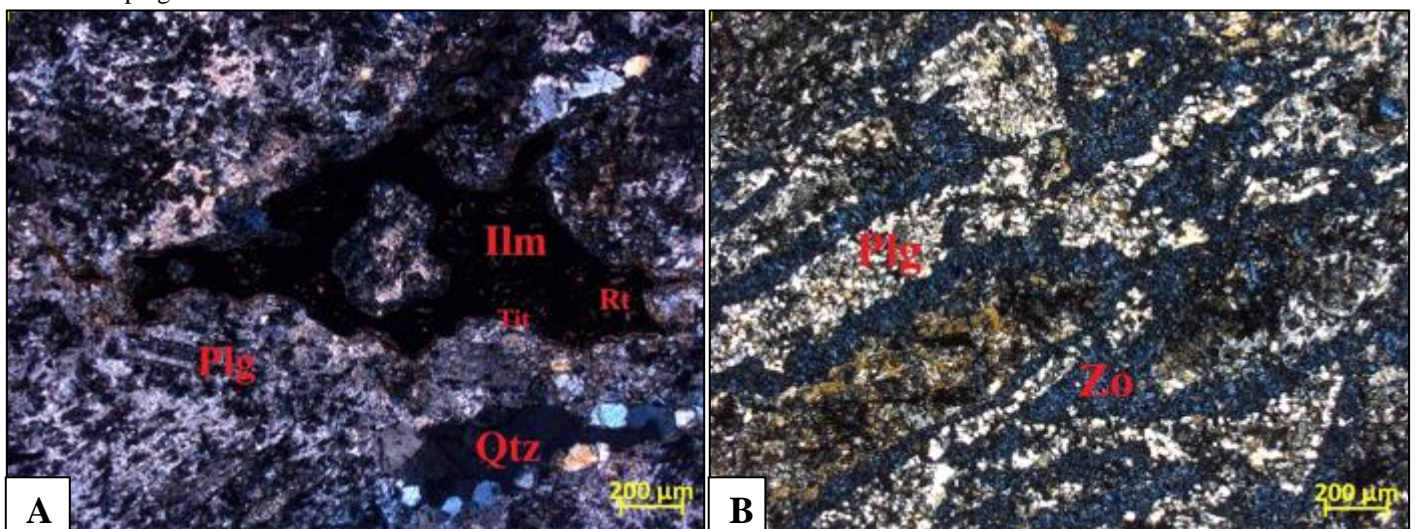


Fonte - Subárea XI - Projeto Monte do Carmo. Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018)

As texturas na rocha são, em grande parte, metamórficas, tendo a predominância de textura granoblástica, marcada pelo arranjo equidimensional de Plagioclásio e Quartzo. Há também textura nematoblástica, em que Tremolitas estão seguindo uma direção de foliação bastante incipiente, e texturas coroníticas caracterizadas pelas bordas de Titanita sobre Ilmenita, além de Plagioclásio com bordas de Granada e Zoisita/Clinozoisita, e Clorita em bordas de Granada (Figura 41 A e B).

A rocha é classificada como *Tremolita-Granada meta-anortosito*, com o grau metamórfico atingindo fácies Xisto Verde.

Figura 41 - A) Textura coronítica da Ilmenita; B) Textura marcada por Zoisita/Clinozoisita em torno de plagioclásio.





4.5.3 Grupos Serra Grande e Canindé

A Bacia do Parnaíba é dividida em três grupos: Serra Grande, Canindé e Balsas (Vaz *et al.*, 2007). Nas áreas do *Projeto Monte do Carmo*, a estratigrafia encontrada representa os grupos Serra Grande e Canindé, com as Formações Jaicós, Itaim e Pimenteiras. Todas essas formações foram encontradas na *subárea XI*. De acordo com Vaz *et al.*, (2007), a Formação Jaicós, do Grupo Serra Grande, é descrita como de idade Siluriana, enquanto as Formações Itaim e Pimenteiras, do Grupo Canindé, são descritas como Mesodevoniana-Eocarbonífera.

Regionalmente, as rochas sedimentares da bacia sustentam os relevos mais elevados, geralmente estando preservada em cima de morros formados por rochas do embasamento cristalino (Figura 42).

Figura 42 – Fotografia de campo indicando as rochas do embasamento com a bacia acima.

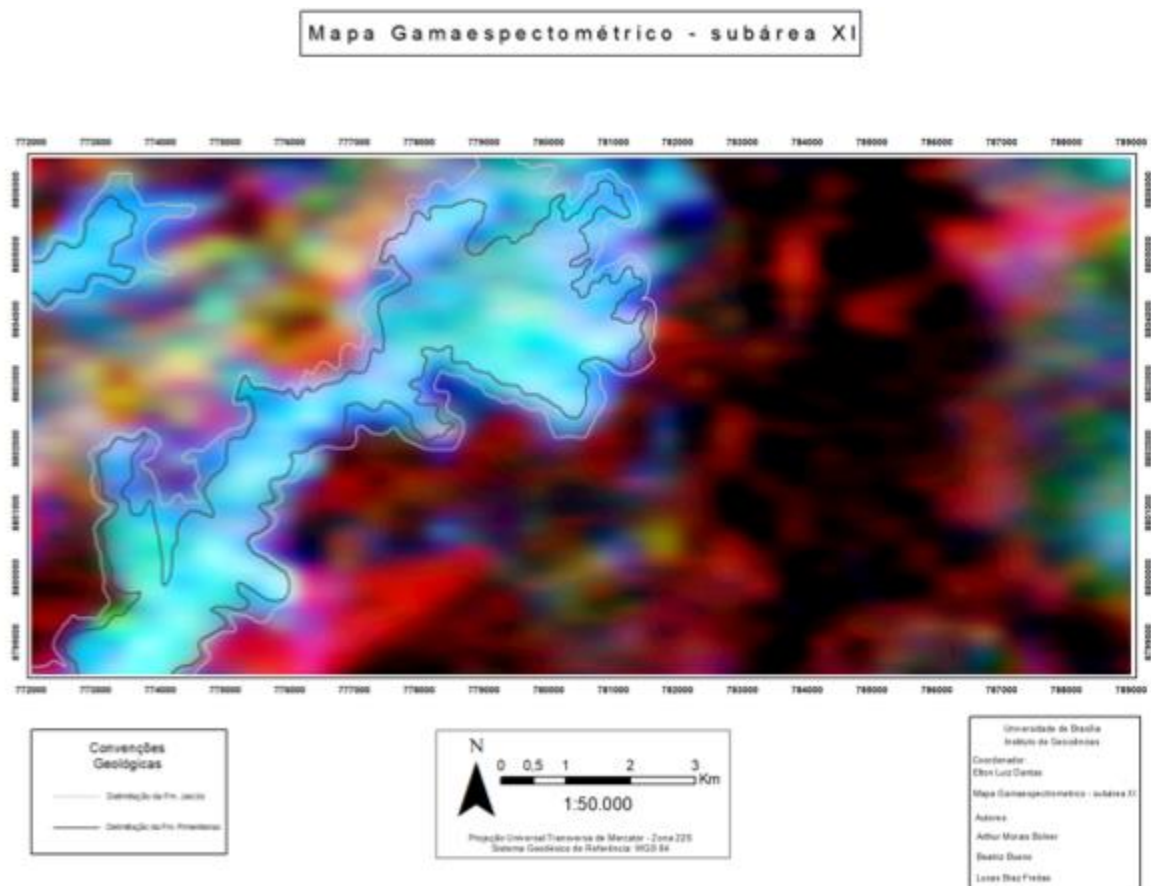


Fonte: Área V do Projeto Monte do Carmo – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

Na *subárea XI*, a Bacia do Parnaíba representa uma área de 28,6 km², sendo 20,7% da área total. Na Gamaespectrometria, na resposta da composição RGB (Figura 43), a bacia aparece em cor ciano, por representar um alto Tório e alto Urânio.



Figura 43 - Gamaespectrometria de composição RGB, com delimitações das Formações da Bacia. A Fm. Itaim está incluída na base da Fm. Pimenteiras.



Fonte: Os autores (a).

Os sedimentos da bacia são siliclasticos, variando de conglomerado a folhelhos. A partir das observações de campo, quinze fácies sedimentares diferentes foram descritas (Quadro 22). A distribuição dessas fácies nas formações permite definir os ambientes e sistemas deposicionais (Quadro 23). As caracterizações das formações foram feitas com base na literatura dos boletins da Bacia do Parnaíba feitos pela Petrobrás, realizados pelos trabalhos de Vaz *et al.*, (2007) e Goés e Feijó (1994). A coluna estratigráfica da bacia é ilustrada na Figura 44.

Quadro 22 - Litofácies sedimentares observadas na *subárea XI*



LITOFÁCIES	CÓDIGO
Paraconglomerado oligomítico clasto suportado, com matriz arenosa média, clastos de tamanho grânulo e maciço.	PCm
Arenito médio à grosso, Ferruginoso, maciço e de cor roxa (conhecido como “ <i>Hard Ground</i> ”).	Arm
Arenito médio quartzoso e maciço, com lentes conglomeráticas.	Amc
Arenito médio, amarelo, bem selecionado com estratificação cruzada tabular e estrutura “ <i>wavy</i> ”.	Atw
Arenito médio amarelo e maciço.	Amc
Arenito médio quartzoso e com estratificação cruzada tabular.	At
Arenito fino, quartzoso, de cor branca, com marcas onduladas e bioturbação.	Ab
Arenito fino mal selecionado, ferruginoso e maciço.	Afm
Arenito fino com estratificação cruzada tabular.	Aft
Siltito branco com marcas onduladas.	So
Siltito branco à rosa com estratificação plano-paralela, podendo ter estruturas de sobrecarga.	Sp
Siltito rosa maciço.	Sm
Siltito rosa com estratificação cruzada do tipo <i>Hummocky</i> .	Sh
Siltito roxo ferruginoso e maciço.	Sfm
Folhelho negro com laminação plano-paralela, podendo ter bioturbação.	Fp

Fonte: Os autores (a).

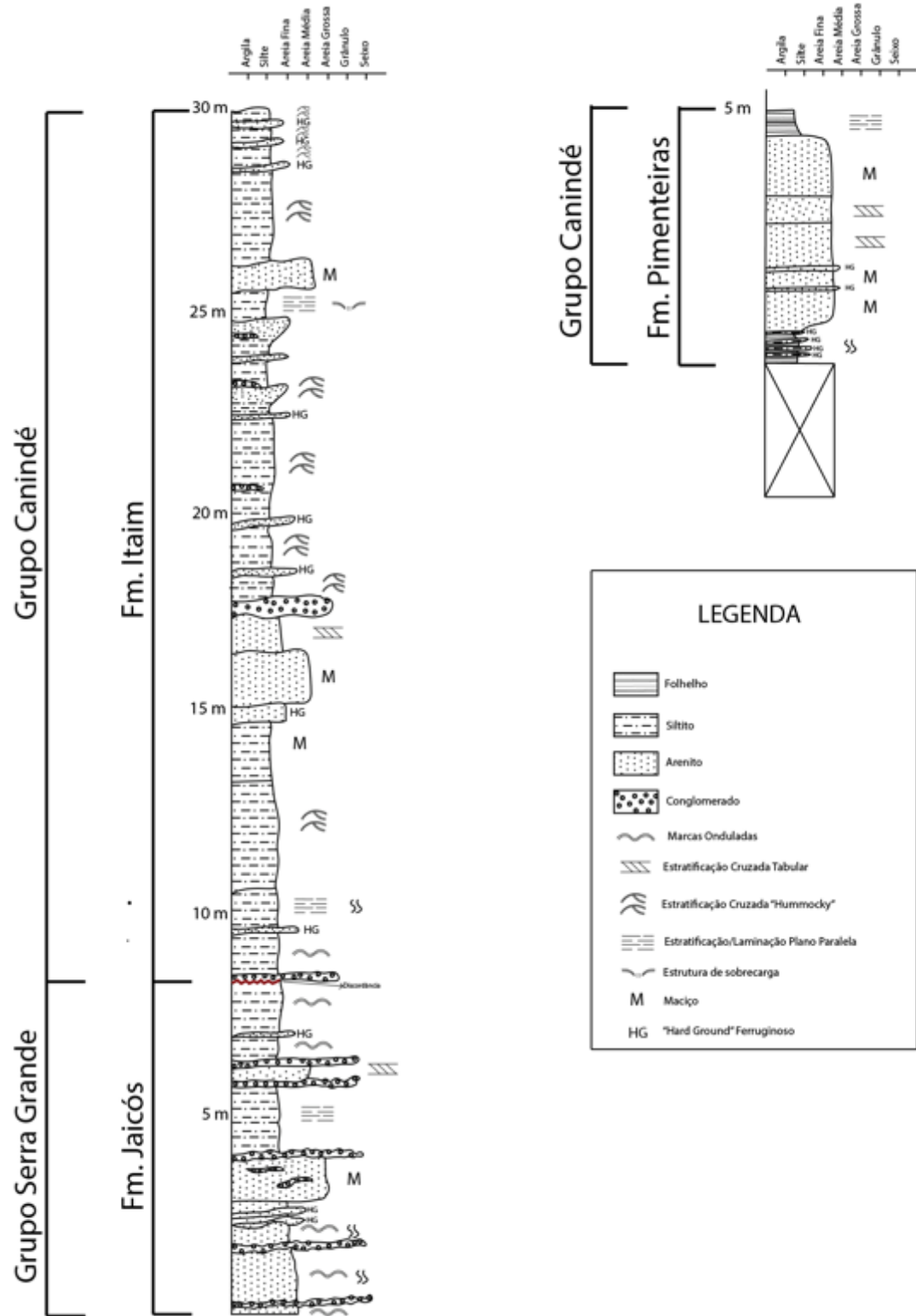
Quadro 23 – Formações, litofácies, ambiente deposicional e sistema deposicional. A ordem das fácies está organizada de forma decrescente da granulometria.



FORMAÇÕES	LITOFÁCIES	AMBIENTE DEPOSICIONAL	SISTEMA DEPOSICIONAL
Jaicós	PCm	Fluvial Entrelaçado	Continental Aluvial
	Arm		
	Ab		
	Atw		
	So		
Itaim	PCm	Deltaicos e Plataformais	Plataforma rasa dominada por ondas de tempestade
	Arm		
	Am		
	Afm		
	Aft		
	Sh		
	Sm		
	Sp		
	So		
Pimenteiras	Arm	Plataforma rasa	Plataforma continental dominada por tempestades
	Am		
	At		
	Fp		

Fonte: Os autores (a).

Figura 44 – Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba - *Subárea XI*



Fonte: Os autores(a).

4.5.3.1 Grupo Serra Grande – Formação Jaicós



Na *subárea XI*, a Formação Jaicós foi descrita em cortes de estrada em locais topograficamente mais baixos da bacia. Essa formação corresponde à cerca de 7 metros descritos na coluna estratigráfica. É possível notar nessa formação uma ritmicidade entre arenitos finos, médios, siltitos (Figura 46) e conglomerados, tendo predominância dos arenitos médios, ocorrendo geralmente uma granulocrescência nas parassequências. A estrutura mais presente foi a de marcas onduladas nos arenitos e siltitos.

A Formação Jaicós é caracterizada por apresentar granulometria grossa a fina e é interpretado como depósitos de sistemas fluviais entrelaçados, com intercalação de arenitos médios e grossos e pelitos de acordo com Goés e Feijó (1994). Estruturas de bioturbação foram vistas de forma recorrente.

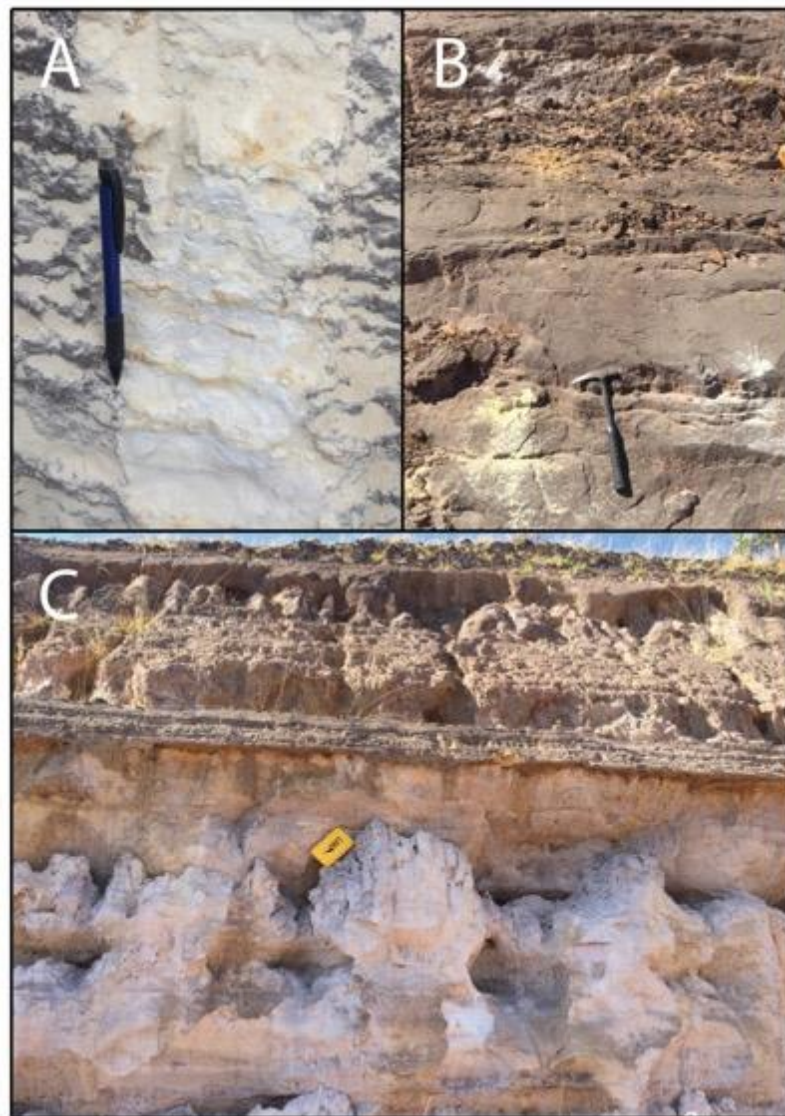
O fim dessa formação é marcado por uma discordância representada por uma Superfície de Ravinamento Transgressivo, com uma camada conglomerática (Figura 45) iniciando a Formação Itaim. A discordância foi inferida na coluna estratigráfica, não tendo sido observadas marcas erosivas ou diferenças angulares, abrindo a discussão da não existência desta, e sim a existência de um contato gradacional. Vale destacar que alguns autores como Kegel (1953) admitem não existir tal discordância.

Figura 45 – Paraconglomerado da Formação Jaicós. Fácies PCm: Paraconglomerado oligomítico clasto suportado, com matriz arenosa média, clastos de tamanho grânulo e maciço.



Fonte: Os autores(a).

Figura 46 – A) Arenito fino branco, com marcas onduladas (fácies Ab); B) Na base, camadas de arenito médio maciço; C) Camada de arenito sendo erodido, enquanto uma fina camada de siltito sustenta a parede.



Fonte: Os autores (a).

4.5.3.2 Grupo Canindé – Formação Itaim

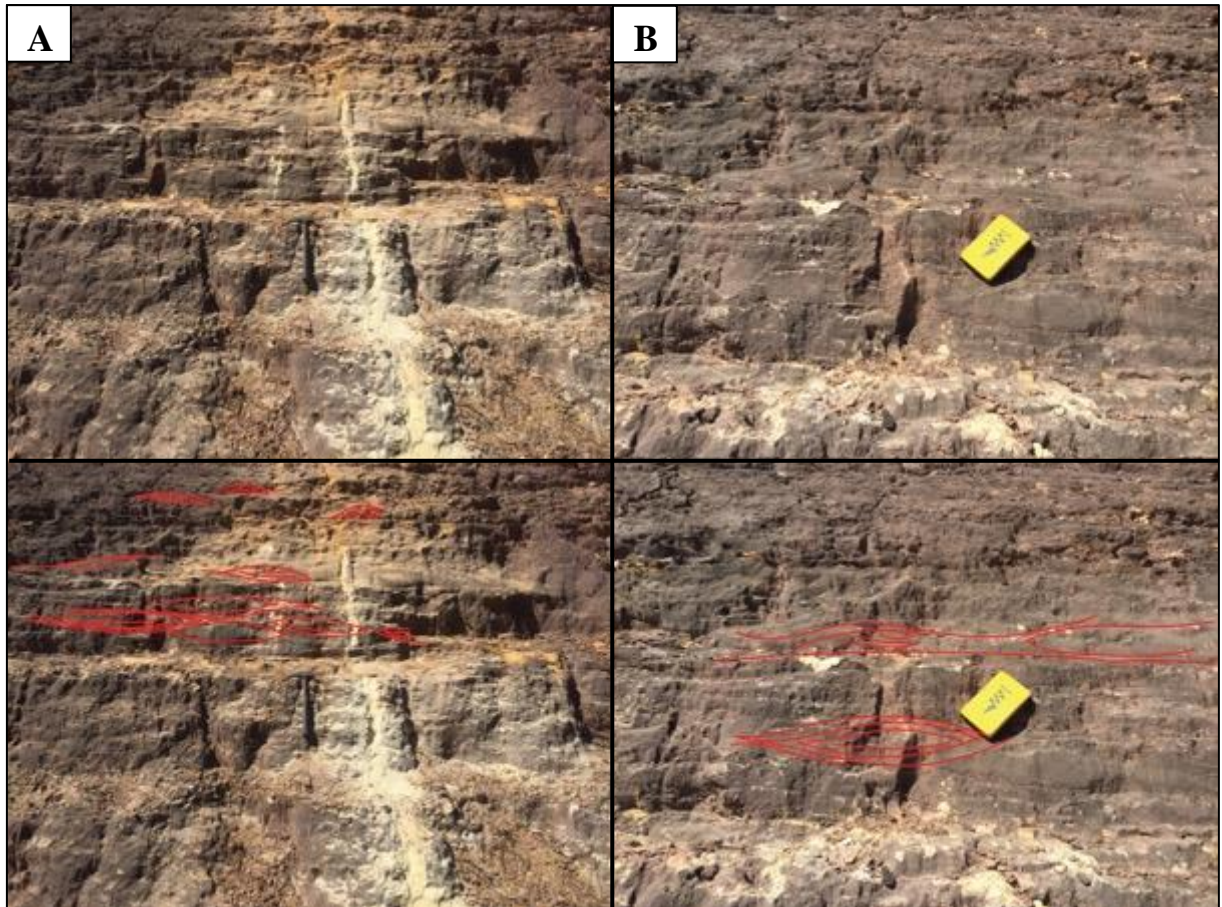
O pacote observado da Formação Itaim possuía uma predominância de camadas de siltitos brancos e rosas, tendo como estrutura mais recorrente a estratificação cruzada do tipo *hummocky*, intercalada com vários níveis de arenito ferruginoso. Mais ao topo da formação, há ocorrência de gradação inversa, com o aumento progressivo da granulometria da base para o topo de uma mesma camada, passando de níveis sílticos, para níveis arenosos. Verifica-se, também, a presença de muitas lentes conglomeráticas dentro dos níveis de siltito.

A grande presença das estratificações cruzadas do tipo *hummocky* nos siltitos (Figura 47), evidenciam as correntes de tempestade, e a presença de nível bioturbado (Figura 48)



confirma os ambientes citados. A Formação é descrita como de ambientes deltaicos e plataformais, dominados por correntes induzidas por processos de maré e tempestade (Goés & Feijó, 1994).

Figura 47 - A e B: Intercalação de siltitos com presença de estratificações cruzadas do tipo "hummocky".



Fonte: Os autores (a).

Figura 48 - A) Siltito com estrutura de sobrecarga. B) Siltito branco com grande presença de bioturbações.





Fonte: Os autores (a).

4.5.3.3 Grupo Canindé – Formação Pimenteiras

A Formação Pimenteiras foi caracterizada em apenas um afloramento em corte de estrada, com aproximadamente 5 metros de altura, mostrado na Figura 49. O afloramento observado desta formação encontra-se em nível topográfico mais elevado em relação à média da área, entre as cotas 350 m e 360 m. A presença de folhelhos negros, típicos da formação, representa um excelente marcador. Na *subárea XI* há, em geral, uma intercalação do folhelho negro bioturbado com níveis de siltito ferruginoso e com uma espessa camada de arenito médio quartzoso, que possui tanto estratos maciços, quanto estratos com notáveis estratificações cruzadas tabulares (Figura 50). Essa descrição é muito semelhante a feita por Vaz *et al.*, (2007), que interpreta essa formação como proveniente de um ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades, gerando intercalação de folhelhos e arenitos. Porém, não foram encontradas estruturas indicativas de correntes de tempestade nesse afloramento.

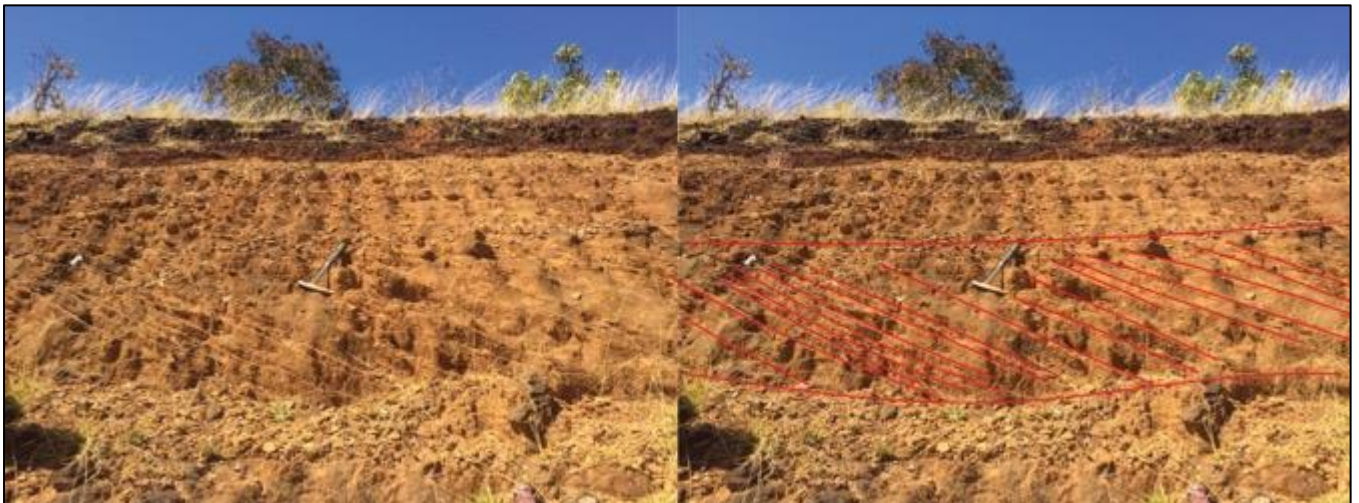


Figura 49 - Afloramento em corte de estrada, formado por rochas da Fm. Pimenteiras.



Fonte: Área V do Projeto Monte do Carmo – Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

Figura 50 - Camada de arenito com estratificações cruzadas tabulares de grande porte.



Fonte: Os autores(a).

4.5.4 Lateritos



Os lateritos são rochas formadas a partir de intensos e evoluídos processos de lixiviação e acumulação de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, além de sílica. Em geral, os lateritos da *subárea XI* mostram estrutura colunar cavernosa com textura vermiforme (Figura 51), mas também foram vistos alguns blocos de lateritos conglomeráticos. A mineralogia observada em campo em todos os lateritos encontrados se constituiu de Goethita, Hematita e Quartzo. Por essa observação, os lateritos encontrados podem ser denominados Lateritos Ferruginosos (Costa, 1991). Isso se deve por sua maior presença acima de horizontes ferruginosos da Bacia do Parnaíba, muitas vezes associado com arenitos e conglomerados ferruginosos que ocorrem tanto no Grupo Serra Grande, quanto no Grupo Canindé.

Figura 51 – Laterito com textura vermiforme observado na *subárea XI*.



Fonte: Os autores (a).

4.5.5 Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares foram observados sempre associados às margens e planícies de inundação do Rio Tocantins e seus afluentes. Esses depósitos são formados por areias quartzosas maduras, bem selecionadas, de granulometria média, arredondadas a subarredondadas e de cor amarelo à bege.

4.6 SENSORIAMENTO REMOTO DO RIO TOCANTINS



Este subtópico tem como finalidade apresentar os resultados obtidos após sensoriamento remoto e análises efetuadas em relação a área e largura do Rio Tocantins após a construção da barragem. A construção da usina Hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães, localizada entre os municípios de Miracema do Tocantins e Lajeado, levou a um aumento considerável na área do Rio Tocantins, desde o início do seu funcionamento em outubro de 2001. O lago da usina abrange os municípios de Miracema do Tocantins, Lajeado, Palmas, Porto Nacional, Brejinho de Nazaré e Ipueiras.

Desde o barramento do Rio Tocantins até os dias atuais, a área e a largura do rio aumentaram, na região de estudo, em cerca de 77,9 Km² e 3,8 Km², respectivamente. Esse aumento ocorreu principalmente entre os anos de 2001 e 2002, fazendo com que comunidades localizadas em suas margens fossem realocadas, como é o caso de Pinheirópolis, localizada no município de Porto Nacional. Além disso, o aumento elevou o nível freático, causando problemas de infiltração em construções e modificando a dinâmica de deposição de sedimentos recentes.

Com base na análise das 14 imagens processadas da área de estudo, foi possível calcular a área do rio (Quadro 24), bem como destacar o ápice da inundação em 20 de fevereiro de 2012 e sua estabilização nos últimos anos posteriores até os dias atuais (Figura 52).

Quadro 24 - Área do rio calculada, em quilômetros quadrados, para cada data correspondente.

DATA	ÁREA (KM ²)
20 de Julho de 1984	29.0

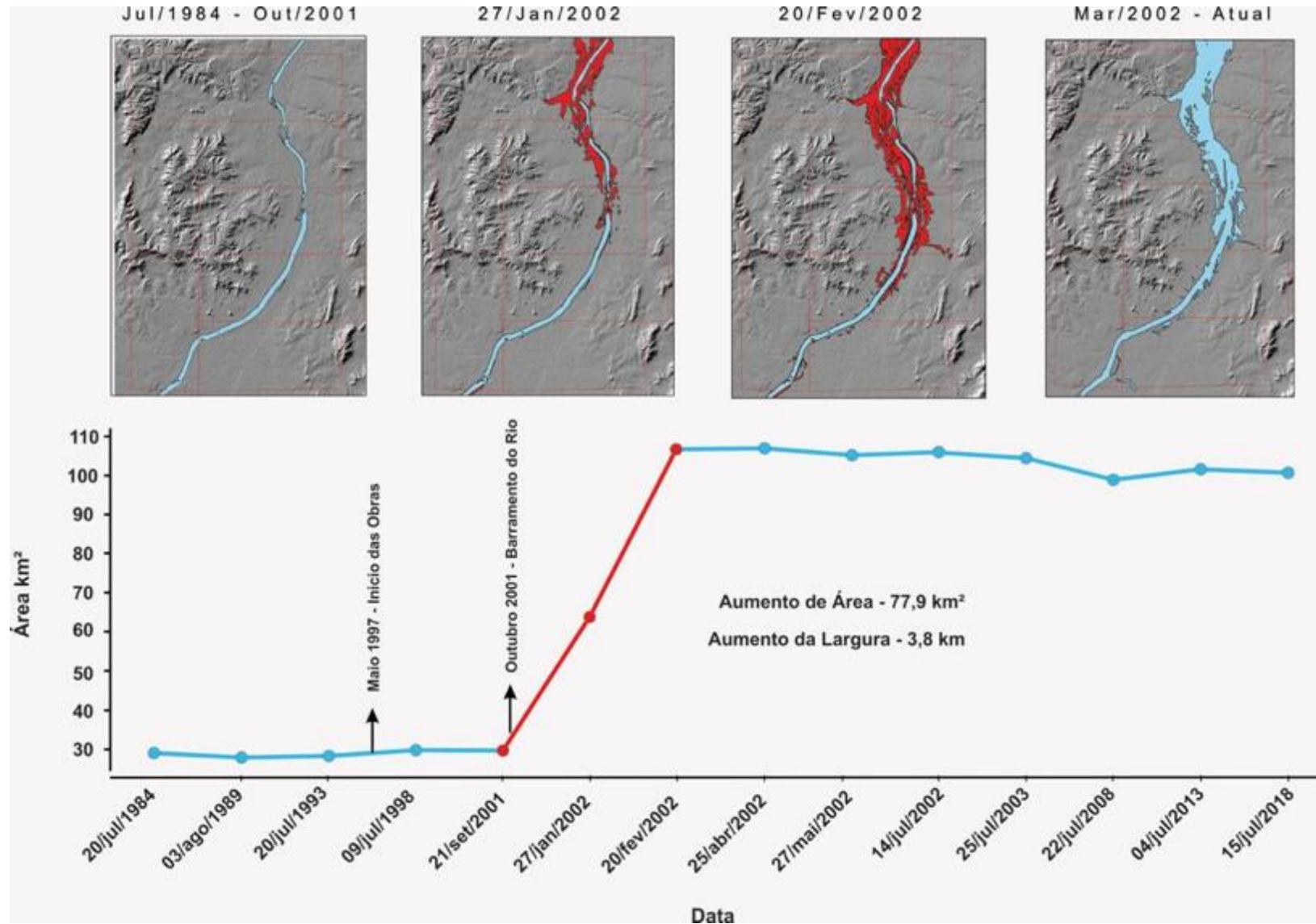


03 de Agosto de 1989	27.9
20 Julho de 1993	28.3
09 Julho de 1998	29.7
21 de Setembro de 2001	29.7
27 de Janeiro de 2002	63.8
20 Fevereiro de 2002	106.9
25 Abril de 2002	106.9
27 Maio de 2002	105.1
14 de Julho de 2002	105.9
25 Julho de 2003	104.3
22 Julho de 2008	98.8
04 Julho de 2013	101.4
15 Julho de 18	100.7

Fonte: Alunos da comissão de Sensoriamento Remoto do Projeto Monte do Carmo – IG/UnB (2018).



Figura 52 - Área de estudo do rio Tocantins na região de Porto Nacional. Em A) o rio Tocantins apresenta sua área e largura originais, nos anos de 1984 até 2001; em B) já é possível notar um significativo aumento da área do rio no mês de janeiro; em C) a área do rio já ocupa o seu máximo; em D) Configuração atual do rio Tocantins. A partir de então a área do rio depende do controle de vazão da usina hidrelétrica e do regime de chuvas. O gráfico abaixo das imagens representa o cálculo da área do rio para cada ano a partir do processamento dos dados de sensoriamento remoto.





4.7 METAMORFISMO

4.7.1 Introdução

Na *subárea XI*, ocorre um elevado e progressivo processo tectono-metamórfico, comprovado a partir das análises petrográficas e relações de campo. A grande presença de rochas metamórficas já era esperada, de acordo com os estudos prévios da literatura, bem como dos dados geofísicos e de sensoriamento remoto analisados.

Dados obtidos a partir da literatura (Gorayeb, 1988; Praxedes, 2015; Costa, 1984) e de aquisições magnetométricas, já indicavam a intensa presença do LTB, inferindo haver certos graus metamórficos nas rochas da região causados por um metamorfismo regional.

O metamorfismo na *subárea XI* foi dividido em 2 domínios: o primeiro, engloba as rochas do Complexo Porto Nacional, e o segundo, engloba as rochas da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida.

4.7.2 Domínio Metamórfico 1

O primeiro domínio corresponde às rochas do Complexo Granulítico Porto Nacional, que correspondem à graus metamórficos altos, sendo de fácies anfibolito médio/alto à granulito. Nesse domínio, há uma variedade composicional grande, com rochas ortoderivadas e paraderivadas.



Quadro X: Amostras do Complexo Porto Nacional na *subárea* XI, com suas paragêneses, fácies metamórficas, classificação e unidades.

AMOSTRA	PARAGÊNESE	FÁCIES METAMÓRFICA	CLASSIFICAÇÃO	UNIDADE
TF_18_XI_09	Grt+Bt	Granulito	Granada-Biotita Paragnaisse-Milonito	Paraderivada
TF_18_XI_19	Cpx+Mg Hbl+Grt+Plg	Granulito	Magnésio-Hastingsita Granulito	Ortoderivada
TF_18_XI_20	Plg+Qtz+Bt+Gf+Ilm+Zr	Anfibolito Médio	Biotita paragnaisse tectonito L	Paraderivada
TF_18_XI_30	Cpx+Plg+Qtz+Grt	Anfibolito Alto	Granada-Biotita Paragnaisse-milonito	Paraderivada
TF_18_XI_36c	Tre	Xisto Verde	Tremolita Xisto	Paraderivada
TF_18_XI_77	Grt+Bt+Qtz+Plg+Gr	Anfibolito Médio	Granada-Biotita Paragnaisse	Paraderivada
TF_18_XI_95	Bt+Hbl+Plg+Mc+Qtz+Gr	Anfibolito médio/Alto	Biotita-Hornblenda Paragnaisse	Paraderivada
TF_18_XI_106	Cpx+Plg+Qtz+Grt	Granulito	Hastingsita-Granada Granulito	Ortoderivada

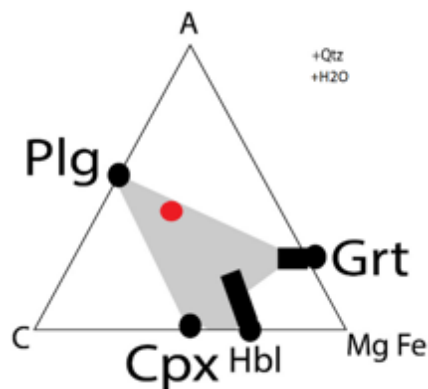
Dado o quadro acima, é possível notar a presença de um alto grau metamórfico, sendo que a única amostra em grau xisto verde (*TF_18_XI_36c*) foi influenciada por um intenso hidrotermalismo para se chegar a esse grau.

Nas rochas paraderivadas deste Complexo, as fases que destacaram o alto grau metamórfico foram a granada, grafita, hornblenda e plagioclásio. Nas ortoderivadas as fases foram clinopiroxênio, hornblenda, granada e plagioclásio. O fato da maioria das rochas desse Complexo representarem um grau metamórfico na faixa do Anfibolito médio/alto indica que existiu uma componente de reequilíbrio importante para fácies inferiores, já que o sistema químico e aspectos texturais guardam uma particularidade de rochas gnáissicas geradas a partir de fácies granulíticas.



Outra associação importante é definida pela presença de granada com clinopiroxênio, causada por uma reação representativa da fácies granulito. De acordo com Gorayeb (1996), essa reação é de plagioclásio cálcico com hiperstênio, gerando granada, clinopiroxênio e quartzo ($\text{Plg} + \text{Opx} = \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz}$), sendo similar as reações encontradas em terrenos granulíticos de diversas partes do mundo. Isso pode ser causado por modificações na posição crustal do terreno granulítico por processos tectônicos, causando reequilíbrios parciais aos minerais (Gorayeb, 1996). As feições desse tipo são evidenciadas na amostra *TF_18_XI_19*, que apresenta texturas coroníticas, observadas em bordas de edenita, englobando cristais de clinopiroxênio, além de plagioclásios envolvidos por bordas de granada e zoisita/clinozoisita. Já na rocha da amostra *TF_18_XI_106*, a reação metamórfica citada anteriormente também ocorre, mas há também a presença de Hastingsita, inferindo um retrometamorfismo para a fácies anfibolito, e também clorita, inferindo um posterior retrometamorfismo para a fácies xisto verde.

Figura 2 - Diagrama NCKFMASHT da amostra *TF_18_XI_19*



Na rocha da amostra *TF_18_XI_09* a fácies granulito foi inferida por ter atingido às condições de um ultramilonito, possuindo foliações S-C com 60%-80% de matriz no C. Essa rocha continuidade na *subárea* X de acordo com sua direção de foliação, representada por uma Sillimanita-Cianita Paragneisse (*TF_18_X_14* e *TF_18_X_157*), com uma paragênese da fácies anfibolito alto, gerando uma associação confiável desse grau metamórfico. A rocha encontrada na *subárea* XI está muito alterada, com sericita substituindo quase todos os minerais da matriz, só sendo possível inferir o nome Granada-Biotita Paragneisse-milonítico.



Os Paragnaisses do Complexo Porto Nacional são interpretados como de protólito sedimentar aluminoso, podendo ter vindo de arenitos arcoseanos à grauvacas félsicas. Apesar da paragênese aparentemente tonalítica, essas rochas possuem grafita, inferindo essa gênese.

4.7.3 Domínio Metamórfico 2

O segundo domínio é representado pelas rochas da Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida. Essas rochas estão metamorfizadas em fácies Anfibolito, com retrometamorfismo para fácies Xisto Verde.

Quadro -

AMOSTRA	PARAGÊNESE	FÁCIES METAMÓRFICA	CLASSIFICAÇÃO
TF_18_XI_05	Plg+Hbl+Grt+Ilm+Qtz	Anfibolito baixo/médio	Tremolita-Granada Meta- anortosito
TF_18_XI_50	Plg+Hbl+Grt+Ilm+Qtz	Anfibolito baixo/médio	Tremolita-Granada Meta- anortosito
TF_18_XI_57	Plg+Hbl+Grt+Ilm+Qtz	Anfibolito baixo/médio	Hornblenda-Granada Meta- anortosito

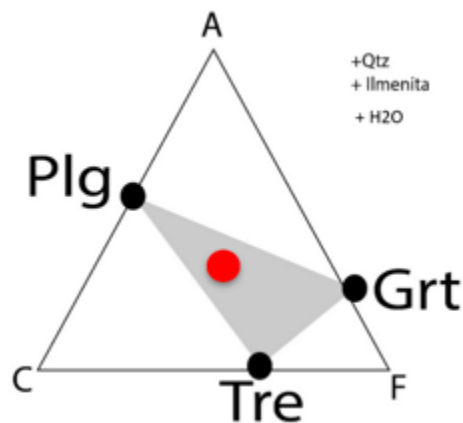
Fonte: Os autores (a).

A estrutura da rocha apresenta uma leve foliação indicada pelo estiramento de Quartzo recristalizado e brechamento em alguns cristais, indicando uma deformação rúptil-dúctil. Em termos de textura metamórfica, observa-se textura granoblástica marcada devido o contato dos cristais de Plagioclásio e Quartzo recristalizados, textura nematoblástica marcada pelas Tremolitas seguindo uma orientação preferencial da *foliação regional*. Texturas poiquiloblásticas de Ilmenita incluindo Plagioclásio também ocorrem na lâmina, além de texturas coroníticas vistas em bordas de Plagioclásio alterando para Zoisita/Clinozoisita, em bordas de Ilmenita alterando para Titanita, e em bordas de Granada alterando para Plagioclásio. Essa associação está presente nas rochas das amostras TF_18_XI_05 e TF_18_XI_50. A diferença presente dessas duas amostras para a amostra TF_18_XI_57 é a presença de Hornblenda em vez de Tremolita, indicando uma menor influência do retrometamorfismo.



Segundo Gorayeb (1996), a reação ocorre a partir de Plagioclásios reliquiais ígneos reagindo com Ortopiroxênios, formando Granada + Plagioclásio + Quartzo, como também ocorre com as rochas do Domínio 1. A reação de retrometamorfismo sofrida pelo Plagioclásio e Granada ocorre acarretando no aparecimento de Zoisita/Clinozoisita e Clorita, respectivamente, nas bordas desses minerais. Com a atuação forte da deformação, ocorre formação de sombras de pressão de Plagioclásio e uma intensa recristalização de Quartzo, além de presença de brechas rúpteis preenchidas por Quartzo, Zoisita/Clinozoisita e Clorita. Uma observação importante de se fazer nessa rocha, é que o teor de An do Plagioclásio está em torno de 42, sendo um Plagioclásio bem sódico. Isso ocorre porque parte do cálcio presente no Plagioclásio é utilizado na reação do retrometamorfismo.

Figura 3 - Diagrama NCKMASHT da amostra TF_18_XI_05





5 GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1 INTRODUÇÃO

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

As 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, foi feito através 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.

5.1.1 Quadro Estrutural Regional

Ao todo, foram individualizadas quatro zonas de cisalhamento principais, denominadas de: Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN), Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC), Zona de Cisalhamento Cruz (ZCC) e Zona de Cisalhamento Areias (ZCA). Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em cinco domínios estruturais (Figura 5.38).



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

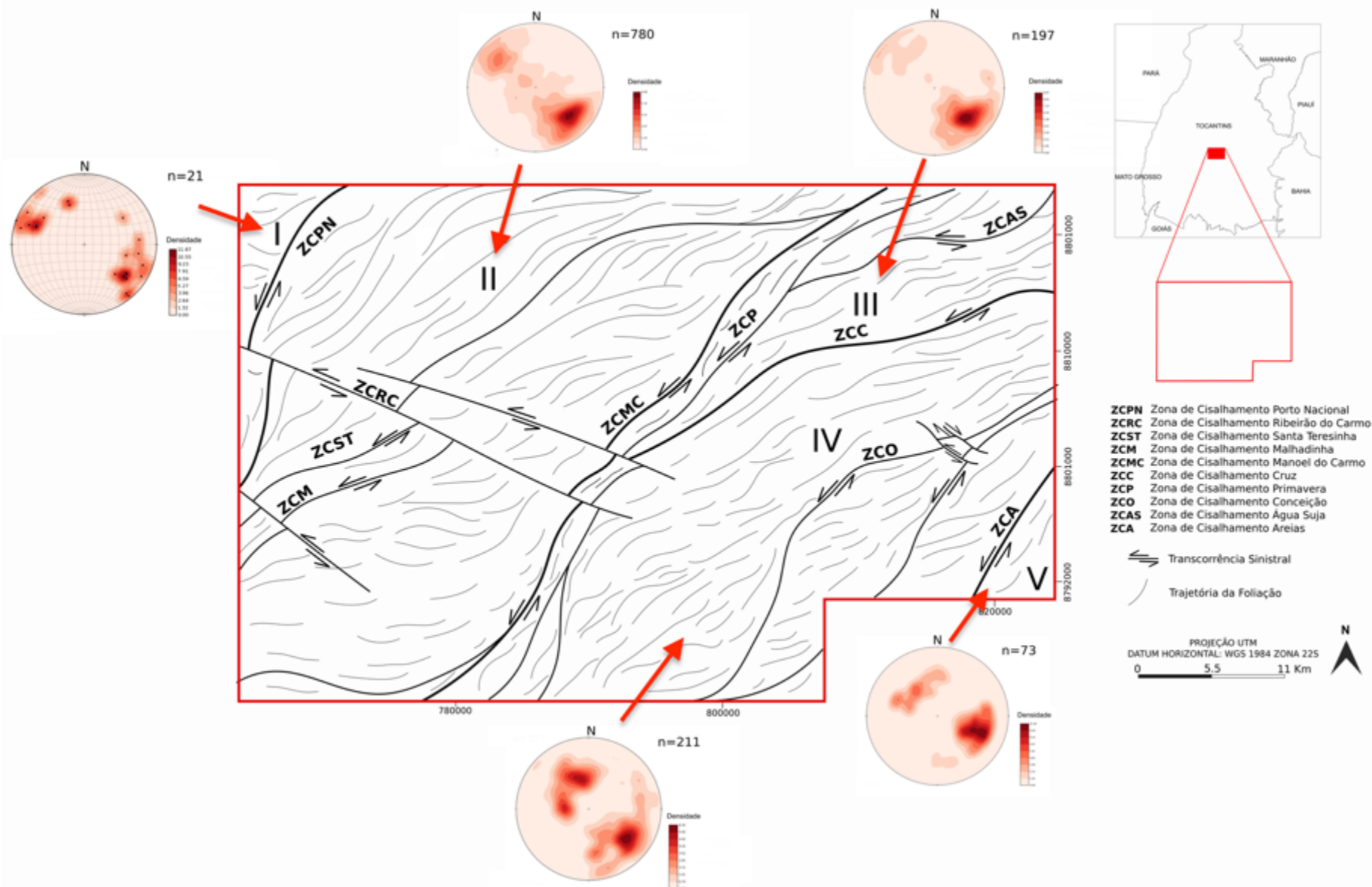
A ZCMC é localizada na parte central do projeto e sua expressão em superfície é bem marcada pela serra homônima. Apresenta *trend* NE-SW nas porções norte e centro, e próximo a extremidade sul da área mapeada sofre uma inflexão súbita que muda seu *trend* para N-S. É caracterizada por cisalhamento de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

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

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



Figura 5.38. Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.



5.1.1.1 Domínio I

Localizado no extremo oeste do *Projeto Monte do Carmo*, este domínio é delimitado a oeste da ZCPN. 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, apresentando alto ângulo (70° a 90°) e direção predominante NNE-SSW.

5.1.1.2 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 *trend* NE-SW a E-W o que acaba configurando uma geometria sigmoidal de cinemática sinistral. As zonas de cisalhamento Santa Teresinha (ZCST) e Malhadinha (ZCM) acompanham essa geometria sigmoidal. Um sistema de cisalhamento e transcorrência sinistral de direção NW-SE denominado de Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo (ZCRC) é observado na porção central desse domínio. Estas estruturas deslocam as demais zonas de cisalhamento observadas.

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

5.1.1.3 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 meta-vulcano sedimentar indefinida. Apresenta geometria triangular e uma trama levemente anastomosada. Uma das principais características deste domínio são as dobras sinformes, fechadas, inclinadas, com caimento suave para NE e plano axial subvertical que afetam os quartzitos que constituem a Serra Manoel do Carmo. Esta faixa de dobramentos ocorre entre as ZCMC e a Zona de Cisalhamento Primavera (CZP). As foliações regionais S_n neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50 a 84 graus em *trend* NE-SW.

5.1.1.4 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 unidade meta-vulcano-sedimentar indefinida e a Suíte Plutono-Vulcânica 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.

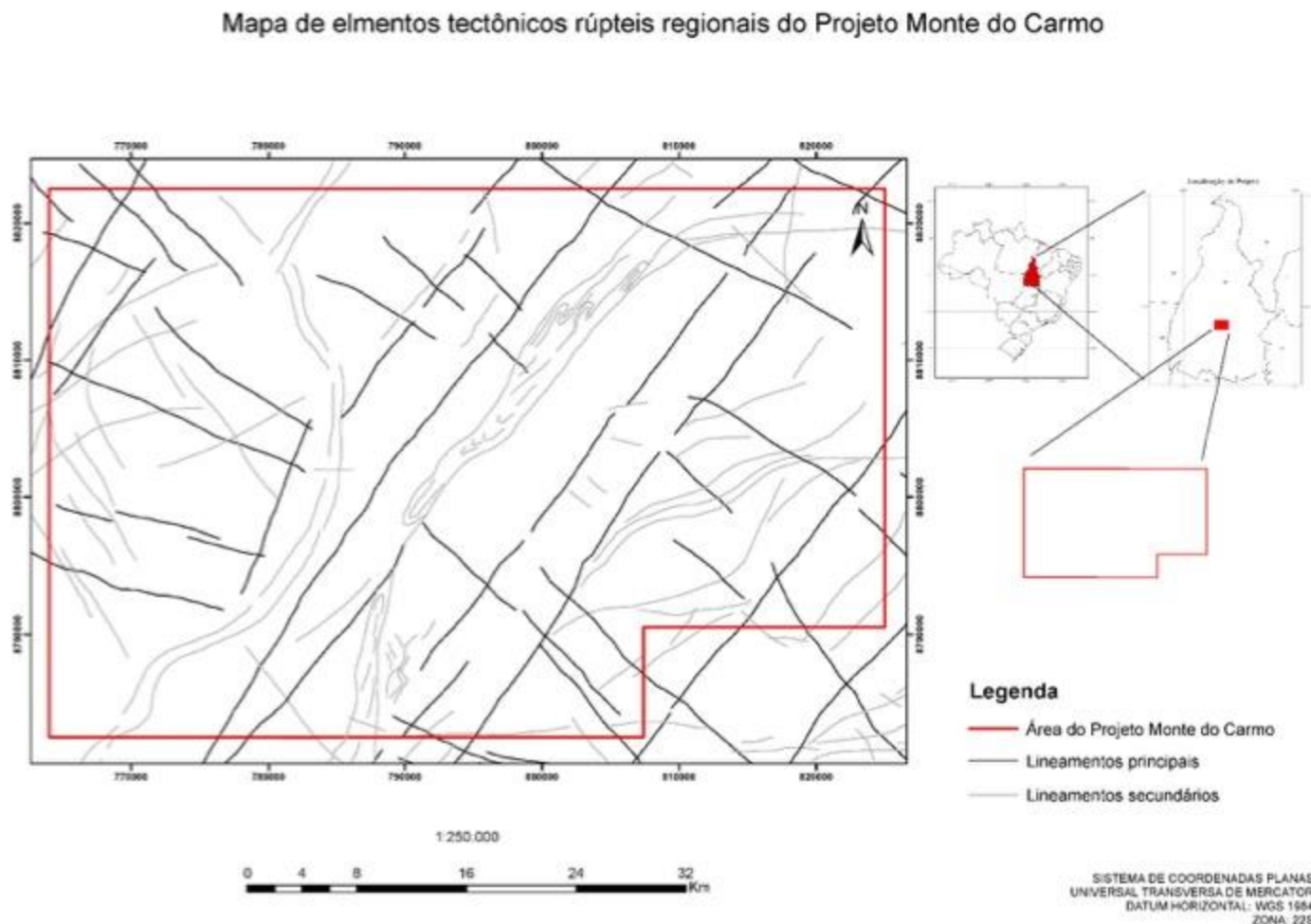
Na porção central ocorre uma rotação na direção da foliação regional, observada tanto em campo quanto nos produtos geofísicos: as direções mudam gradativamente de N-S na extremidade sul da área, para NE-SW à medida que se aproxima do centro da área do projeto, provavelmente em razão da interferência 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.

5.1.1.5 Domínio V

Localizado no extremo 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 vulcano-sedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse domínio é definido pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área, além de zonas de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas na área em zonas de localização da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham o *trend* regional NE-SW. Além disso, existem zonas de cisalhamento locais de direção W-E, que rotacionam localmente as foliações regionais e milonítica. Observa-se também um *trend* quase perpendicular de direção NW-SE de deformação rúptil posterior, representado por falhas, juntas e fraturas perpendiculares às estruturas principais.

Estruturas de regime rúptil-dúctil e rúptil são observadas ao longo de todos os domínios descritos. Estas estruturas consistem em duas famílias principais, uma de *trend* NE-SW e outra NW-SE (**Figura 5.39**). 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 5.39. Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do projeto.



Fonte: Alunos da comissão de Geologia Estrutural do Projeto Monte do Carmo – IG/UnB (2018).

5.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA SUBÁREA XI

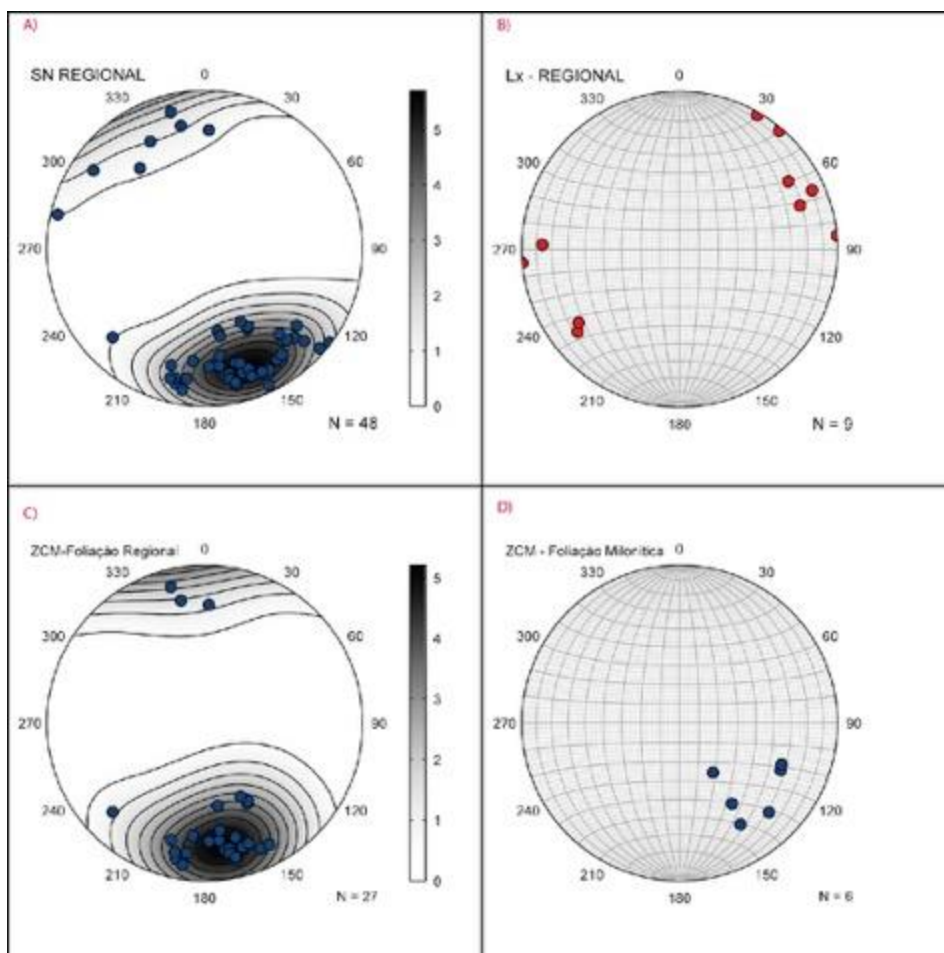
Este subtópico irá caracterizar a geologia estrutural da *subárea XI*, apresentando e descrevendo as estruturas observadas e definidas durante o mapeamento geológico. Foram utilizados Modelos Digitais de Terreno (SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*) e produtos geofísicos (CMA, ASA, 1DV e TILT), com objetivo de correlacioná-los com os dados vistos em campo, afim de atribuir uma maior precisão ao mapa geológico.

A estruturação tectônica da *subárea XI* se encaixa na porção central do Domínio II do *Projeto Monte do Carmo* (Figura X), que é caracterizado por apresentar uma faixa em torno de

A área compreende três zonas, representadas por: (I) Malhadinha; (II) Santa Terezinha e (III) Ribeirão do Carmo. As diferentes zonas de cisalhamento sobrepõem rochas de graus metamórficos distintos (**Figura MAPA GEOLOGICO**), em duas tendências principais: NE-SW e NW-SE.

Para caracterizar as direções das camadas e a direção de seu transporte, foram realizados estereogramas estruturais, que serão apresentados a seguir (Figura X).

Figura 2: Estereograma da Zona de Cisalhamento Malhadinha, mostrando uma predominância NW dos ângulos de mergulho. A) *Trend* principal da zona de cisalhamento NE-SW. B) Direções preferenciais das lineações de estiramento da *subárea XI*, com tendência na direção NE-SW. D) Estereograma da foliação milonítica, indicando um padrão preferencial NW no ângulo de mergulho e direção NE-SW.



Fonte: Os autores (a).

5.2.1 Zonas de Cisalhamento

5.2.1.1 Zona de Cisalhamento Malhadinha (ZCM)

A ZCM apresenta dois lineamentos estruturais proeminentes na área de estudo (Figura 1), sendo dois corredores deformacionais paralelos entre si, com uma espessura de aproximadamente 1,5 a 2 km e uma extensão de 16 km. Apresenta extensão até a ZCPN (Zona de Cisalhamento Porto Nacional) e tem seu término na ZCRC (Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo), tendo abrangência da *subárea X*. O *trend* principal da zona é NE-SW (Figura

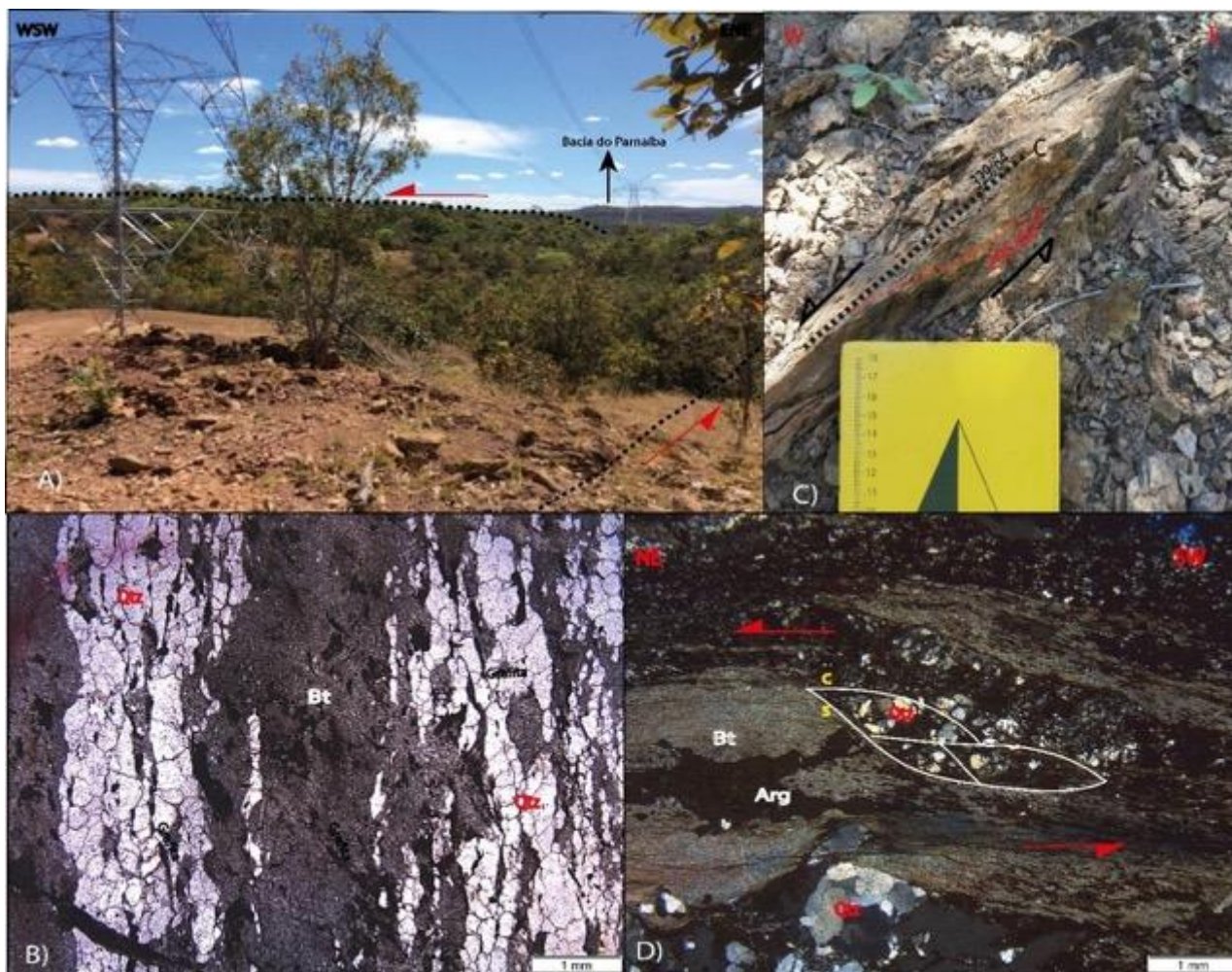
MAPA!!!), com mergulho para direção NW e ângulos elevados a moderados (70° - 45°) observados na Figura 2ª ESTEREOGRAMA!!!!).

Os afloramentos tipo dessa zona se localizam a 2 km a nordeste e 1,5 km a sudoeste da Fazenda Malhadinha, estando, portanto, a sudeste da Rodovia TO-070. Essa estrutura é uma das principais zonas de cisalhamento encontradas na *subárea XI*, pois representa o contato tectônico entre os meta-anortositos da Suíte Carreira Comprida e os *Granada-Biotita paragneisses* do Complexo Porto Nacional, ocorrendo tanto no lado leste, como oeste da zona de cisalhamento.

Na ZCM, a foliação regional é marcada por um bandamento gnáissico, tendo presença de bandas ricas em minerais melanocráticos, como Granada e Biotita, além de minerais leucocráticos, como o Quartzo e o Plagioclásio (Figura 3B). Apresenta planos dispostos na direção preferencial NE-SW e mergulhos entre 80° - 40° . Em sua maioria, os planos mergulham para NW, mas apresenta alguns domínios exibindo mergulho para SE (Figura 2ª Estereograma!!!!). Suas rochas predominantes são da unidade *Granada-Biotita-paragneisses* que ocorrem predominantemente na Unidade Paraderivada II, inserida dentro do Complexo Porto Nacional.

A foliação milonítica está presente por meio de uma xistosidade, onde a milonitização é marcada por pares S-C que estão em sentido sinistral (Figura 3C e 3D). A foliação apresenta direção NW-SE com mergulho em torno de 60° para noroeste, conforme observado no estereograma Figura (estereograma da foliação milonítica). Encontra-se lineações de estiramento, contidas no plano da foliação SC, com direção para NE e ângulo de mergulho baixo (02° em média).

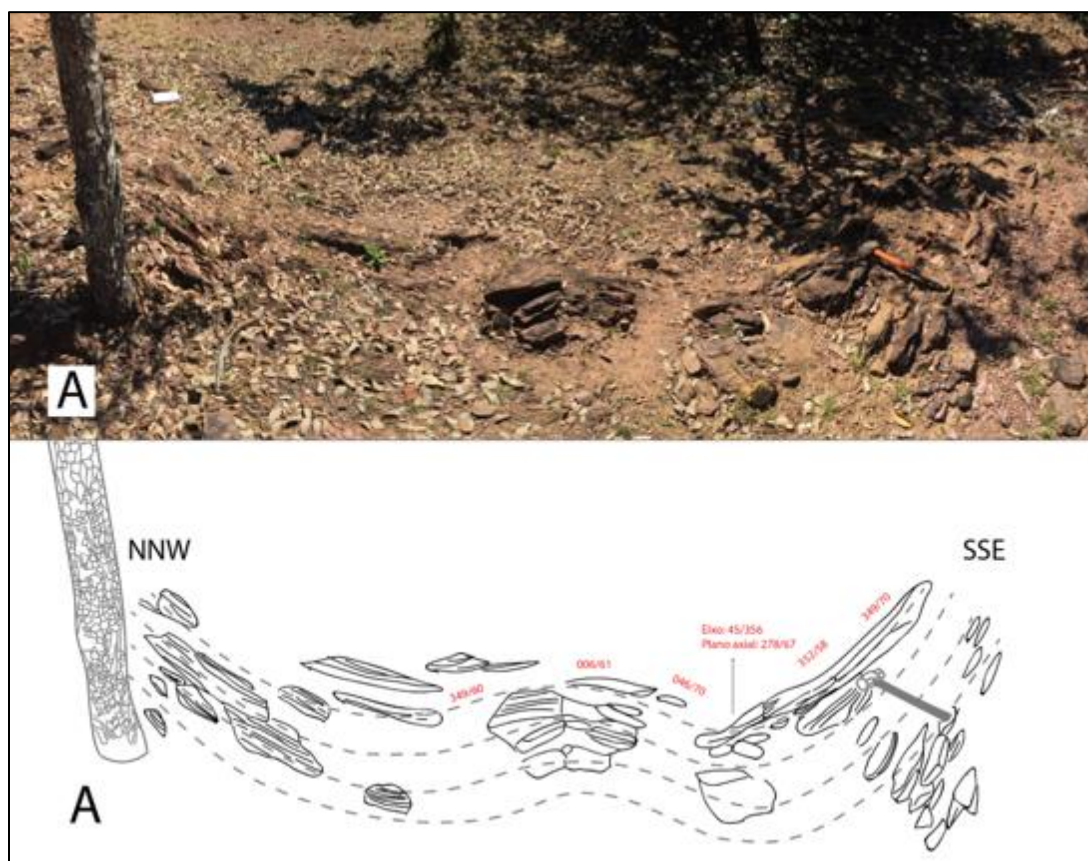
Figura 3: A) Trend principal da ZCM, visto em campo. B) Bandamento gnáissico, presente na lâmina TF18_XI_30. Nota-se que as porções melanocráticas estão em intensa alteração. C) Xisto milonítico visto em escala de afloramento, com relação entre pares S-C discreta. D) Xisto visto em microescala, apresentando relação nítida entre pares S-C nos cristais recrystalizados de Quartzo e de Biotita reliquiar - presente na lâmina TF18_XI_09. Essa relação permitiu afirmar a direção sinistral da ZCM.



Fonte: Os autores (a).

Em termos de estruturas dobradas, foram encontradas na ZCM dobras associadas as foliações regionais, como é demonstrado na figura 4 A).

Figura 4: Dobras que ocorrem no centro do *Granada-Biotita-paragnaisse* no ponto TF18_XI_30. O desenho esquemático abaixo ilustra como se dá o desenvolvimento da dobra.



Conforme visto na figura 4, podemos classificar a dobra de acordo com os ângulos do interflanco, sendo este de 52° , sinalizando que se trata de uma dobra aberta. Os eixos e a superfície axial apresentam caimento e mergulho moderados a altos apresentando, respectivamente, $L\alpha:355/45$ e $278/78$. As medidas obtidas, de acordo com Fleuty¹ (1964), indicam se tratar de uma dobra aberta inclinada.

Os dados permitem observar que o corredor deformacional seja relacionado com um sistema predominantemente transcorrente, em que se observa uma foliação de direção NE-SW com mergulhos em torno de 60° a 75° . A lineação de estiramento está majoritariamente horizontal em relação ao plano da foliação (**Imagem da foliação milonítica**). Calculando a obliquidade, observa-se um valor em torno de 5° (**FAZER DESENHO DO VISABLE GEOLOGY**), típicos de movimento em rampa lateral. Além do valor do ângulo, a presença de

¹ Fleuty, M.J., The description of folds In: Proceeding of the geologists' association, v. 75, p. 461-492.

pares S-C em direção sinistral (CITAR FIGURAS) permitem afirmar que o caráter da zona de cisalhamento é transcorrente, tendo presença principal de um sistema de cisalhamento simples.

5.2.1.2 Zona de Cisalhamento Santa Terezinha (ZCST)

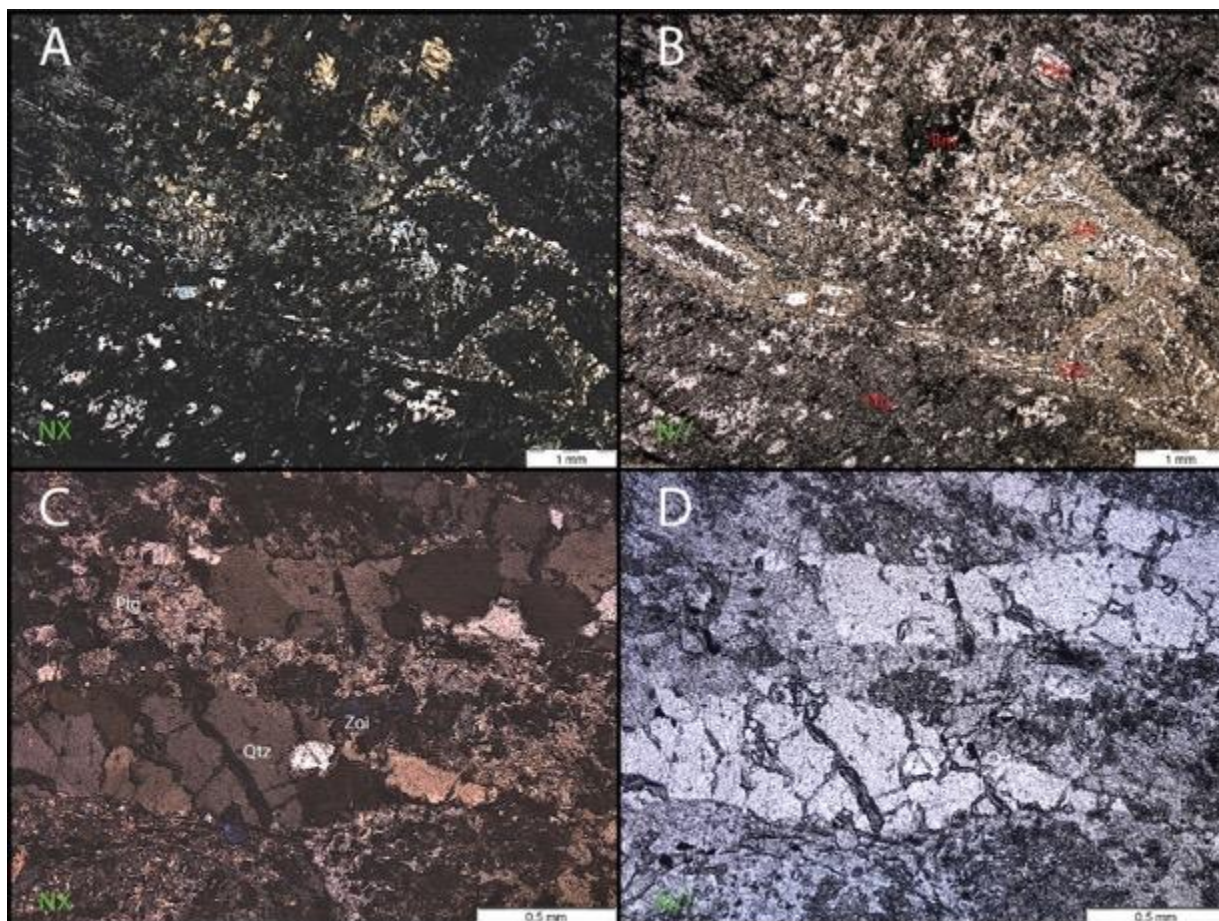
O lineamento (Figura 1) tem um comprimento total de 5 km, com uma direção preferencial NE-SW, e se estende na parte sudoeste da *subárea XI*, cruzando as *subáreas V e X* até a ZCPN. Se manifesta no contato da Suíte Carreira Comprida com os granulitos ortoderivados do Complexo Porto Nacional. Essa relação só foi possível de ser observada no extremo sudoeste da área, à 6 km a sudoeste da Fazenda Aroeira. Não foram encontrados milonitos marcando a zona de cisalhamento, possivelmente pelo fato da Bacia do Parnaíba cobrir grande parte da ZCST na *subárea XI*, conforme observado no mapa geológico.

Os milonitos da ZCST foram encontrados pela *subárea X*, onde foi observado uma rocha de composição tonalítica, de granulação média, com uma foliação marcada pela orientação de Biotitas e porfiroblastos de Quartzo, além de apresentar indicadores cinemáticos em movimento sinistral (pares SC e sombras de pressão), tendo uma foliação milonítica de direção NE-SW, com mergulho em torno de 50° para SE.

As adjacências da ZCST possuem poucos afloramentos, sendo possível observar apenas uma medida da foliação regional (335/85), mostrando o alto ângulo de mergulho da foliação e o *trend* característico NE-SW.

Observando os meta-anortositos da figura 6, é possível afirmar que essa zona é pertencente a uma reologia rúptil-dúctil, pois apresenta formação de brechas, fraturamento dos cristais de Quartzo (figura 6 A e 6B) e recristalização de Quartzo, que estão evidenciadas nos estiramentos de Quartzo (figura 6C e 6D) e nas sombras de pressão de Actinolita.

Figura 6: A e B ilustram os cristais de Quartzo recrystalizados, juntamente com zoisita formando um aspecto brechado de deformação rúptil; C e D observa-se a lineação de estiramento de Quartzo na borda, sendo uma estrutura típica de deformação dúctil.



Fonte: Os autores (a).

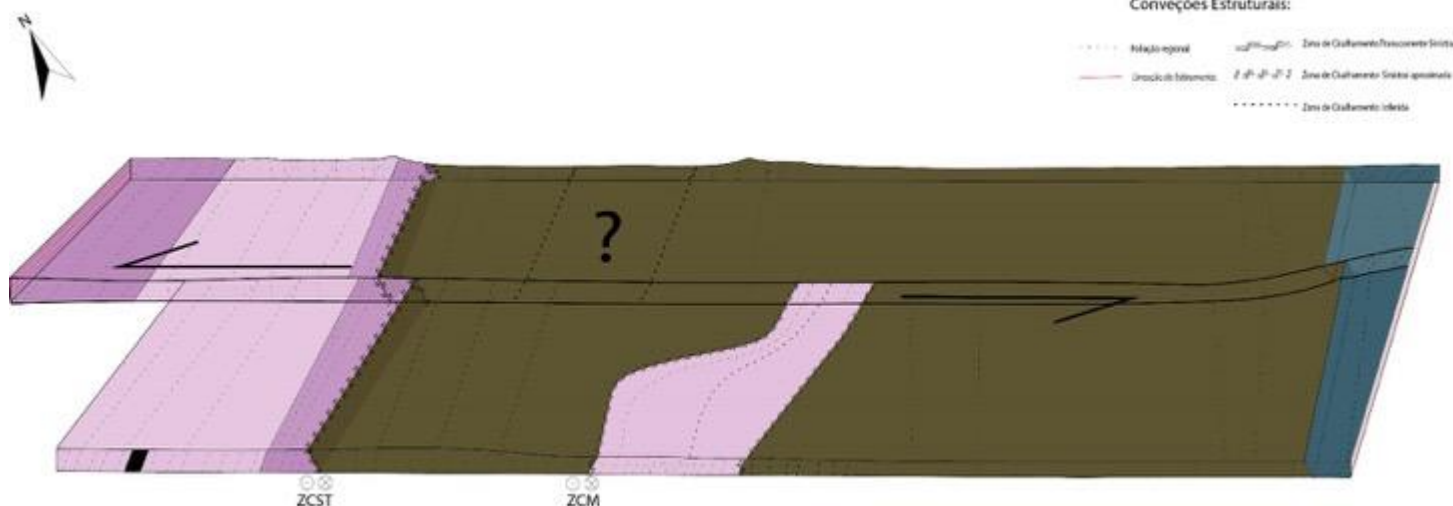
5.2.1.3 Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo (ZCRC)

Essa zona de cisalhamento ocorre como uma falha transcorrente de reologia dúctil, apresentando um traço contínuo que se inicia na *subárea V* e se estende a sudeste, transpassando as *subáreas XI, XV e XVI*. O afloramento tipo está localizado na porção centro-oeste da *subárea V*, em que se observa uma foliação milonítica de direção NW-SE com um ângulo de mergulho de 90-70° para NE. Corta

Apesar de não terem sido encontrados afloramentos representativos dessa zona na *subárea XI*, a ZCRC foi delimitada pela geofísica – diferenciada pela presença de anomalia geofísica - e pelas diferenças observadas no relevo (**CITAR FIGURAS DO MAPA GEOLOGICO E GEOFISICO**). Quanto ao relevo, as bordas da Bacia do Parnaíba possuem um

traço reto, que, com a imagem geofísica (**QUAL IMAGEM GEOFÍSICA?**) ao fundo, mostram-se deslocando na direção desta zona.

Outra evidência importante foi a relação de campo entre as unidades que seguem o *trend* principal, porque a ZCRC é jovem em relação as zonas de cisalhamento de direção NE-SW (ZCM e ZCST). A consequência é um deslocamento das unidades do Complexo Porto Nacional, Suíte Carreira Comprida e Formação Morro de Aquiles além de deslocar ZCM e



ZCST e os contatos tectônicos mapeados (**FIGURA DO BLOCO DIAGRAMA VEM AQUI**).

Elementos da Trama Dúctil

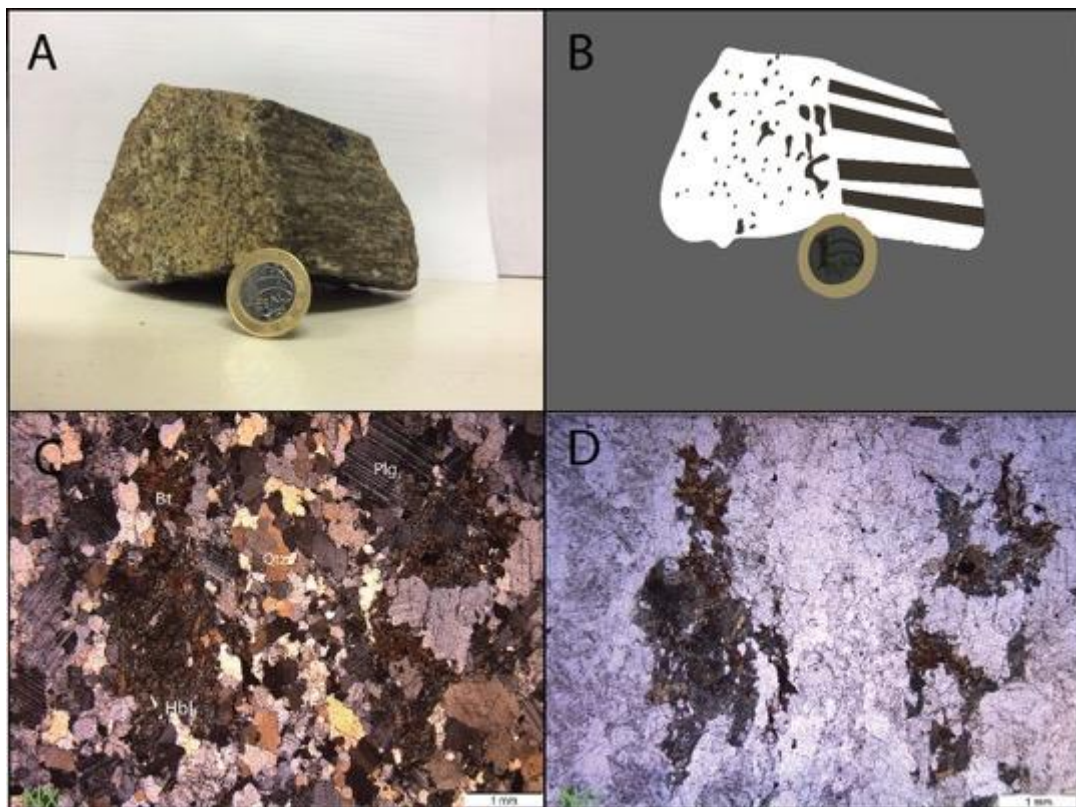
Na *subárea* XI há a presença de contatos tectônicos em que não é possível classificar qual tipo de estrutura o lineamento é representado, mas em alguns é possível observar estruturas dúcteis em suas laterais, observados por três lineamentos (**CITAR FIGURA GEOFISICA e O MAPA GEOLOGICO DESTACANDO OS LINEAMENTOS**).

O primeiro lineamento é localizado no extremo nordeste da área, dividindo as unidades paraderivadas I das ortoderivadas I (marcado em vermelho). O segundo está à centro oeste da área (marcado em verde) colocando os paragneisses grafitosos da unidade paraderivada II em contato com a unidade ortoderivada I. O último está ao extremo sudeste (marcado em preto) o que parte centro oeste da área, dividindo os paragneisses do Complexo Porto Nacional, com o granulito máfico do Complexo Porto Nacional e outro lineamento localizado no sudeste da *subárea* XI, separando os metanortositos da Suíte Carreira Comprida, com os sericita xistos da Formação Morro de Aquiles, ambos cortados pela ZCRC (Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo). Ocorre a manifestação da foliação regional e lineações nas adjacências do contato da unidade paraderivada I e unidade ortoderivada II.

A foliação regional é marcada por um bandamento gnáissico, com bandas melanocráticas de Biotita + Granada (apresentando também hornblenda em algumas rochas), com bandas leucocráticas de Quartzo e plagioclásio (Figura 5A 5B). Os planos estão em grande parte em direção NE-SW, com um mergulho alto em torno de 89° - 65° e sentido predominantemente para NW, com alguns planos mergulhando para SE, conforme é visto no estereograma da foliação regional (CITAR FIGURA DESSE ESTEREOGRAMA).

As lineações de estiramento estão associadas a tectonitos L, como mostra a fotografia 5A e o desenho esquemático na 5B. Biotita e hornblenda aparecem estiradas, tendo direção predominante NE-SW (FIGURA COM ESTEREOGRAMA) com mergulho em torno de 0° a 20° .

Figura 5: A) Tectonito L, observado a lineação de estiramento da hornblenda e Biotita, do ponto TF18_XI_20; B) Desenho esquemático C) cruzados e D) paralelos do



Biotita Hornblenda Paragneiss, mostrando bandamento composicional entre minerais melanocráticos e leucocráticos. INVERTER A-D

A relação entre a foliação regional e a lineação de estiramento nessa região é de obliquidade entre os dois, com ângulos entre 5-10° entre eles. Pode-se argumentar que essas rochas estão em movimentação de rampa lateral.

Nos outros dois contatos não foram encontrados evidências da foliação regional nas adjacências, devido a cobertura da Bacia do Parnaíba (visto no lineamento em que divide as ortoderivadas I das paraderivadas I), sendo identificado pela subárea VI uma foliação regional com direção NE-SW, marcada por um bandamento gnáissico com direção NE-SW e mergulho em torno de 45° a 80° (Bianchini e Belo 2018¹). Na porção sudeste não foram encontradas estruturas tectônicas, porque as exposições estão sobrepostas por aluviões e coberturas lateríticas. A subárea XII encontrou essas exposições em que se notou uma foliação regional marcada pela presença de xistosidade, de direção NE-SW e com mergulho em torno de 45°-60°S (Spyridakis e Melo 2018²).

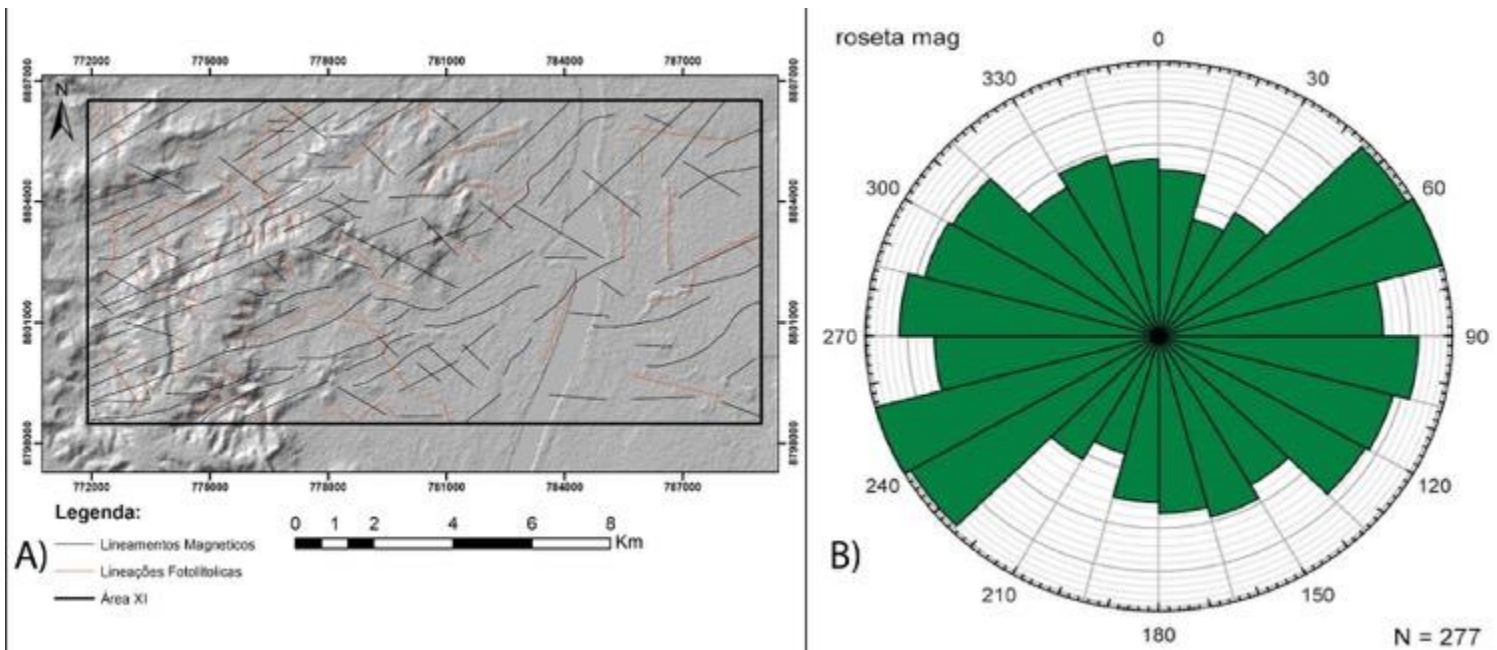
2- ELEMENTOS DA TRAMA RÚPTIL

Em escala de mapa, analisando os produtos de sensoriamento remoto (SRTM), foram extraídos os lineamentos relacionados às estruturas rúpteis da *subárea XI* (Figura 7) e, em campo, foi possível observar falhas de rejeito direcional, falhas normais e juntas. Associando os dois dados, foi possível observar um padrão na direção de fraturamento principal.

¹ Subárea VI do Projeto Monte do Carmo.

² Subárea XII do Projeto Monte do Carmo.

Figura 7: A) Mapa de lineamentos da subárea XI, sendo possível observar suas rosetas na figura B), onde observa-se uma predominância forte da direção NE-SW e



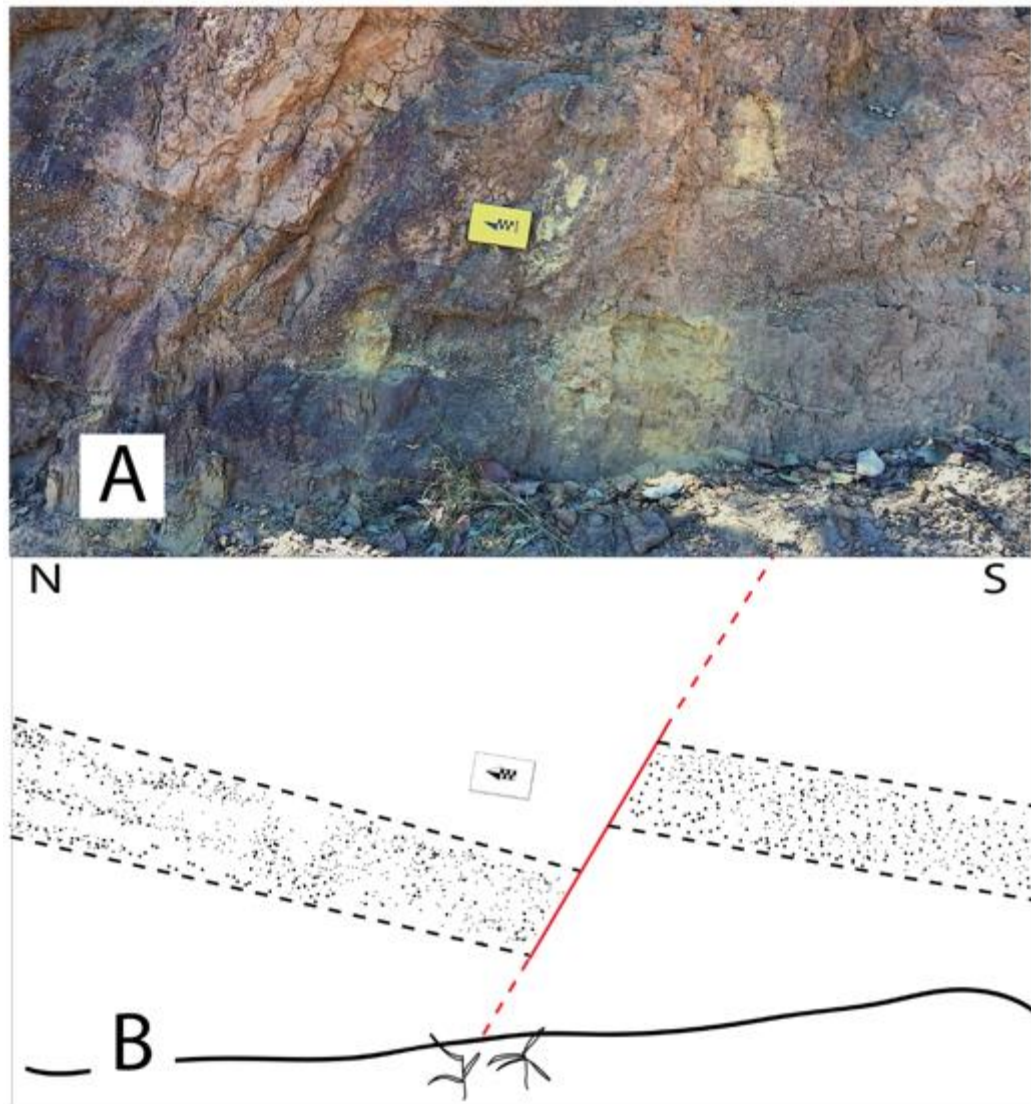
subdomínios presentes em NW-SE.

2.1- Falhas

Foram encontrados dois lineamentos de direção NNW-SSE, sendo que o maior possui um comprimento de aproximadamente 16km e o menor tem uma extensão de 4 km. Eles foram definidos como falhas de rejeito direcional, já que apresentam descontinuidades das camadas e contatos tectônicos (zonas de cisalhamento) do embasamento ao longo do mapa, porque se observam rochas de grupos, composições e gêneses diferentes fazendo contato com direção NW-SE e NNW-SSE. Como o *trend* das estruturas dúcteis está para NE-SW, pressupõe-se que algo posterior a essas estruturas se acomodou e gerou essas descontinuidades. **Uma das camadas é localizada a 6 km a sudoeste da Fazenda Aroeira, e a outra, é localizada 3 km a sudeste.**

A principal falha vista em campo está localizada a 2 km a oeste da Fazenda Aroeira. Os planos de falha estão mergulhando para norte e sua direção principal está para E-W (Figura 8). A falha tem o movimento relativo sinistral, em que o bloco na parte norte está caindo em relação ao bloco na parte sul. Essas falhas estão presentes ao longo de toda Bacia do Parnaíba, como sendo manifestação dos grabens presentes na bacia supracitada (Cacama, *et al.*, 2015).

Figura 8: Falha normal sinistral presente em afloramento da bacia do Parnaíba, a 3 km ao sul da fazenda Aroeira.



2.2 Juntas

Utilizando os produtos de sensoriamento, foram extraídos os lineamentos relacionados a estruturas rúpteis na área XI (Figura 7A), no qual possibilitou a realização de uma roseta dos principais lineamentos (Figura 7B).

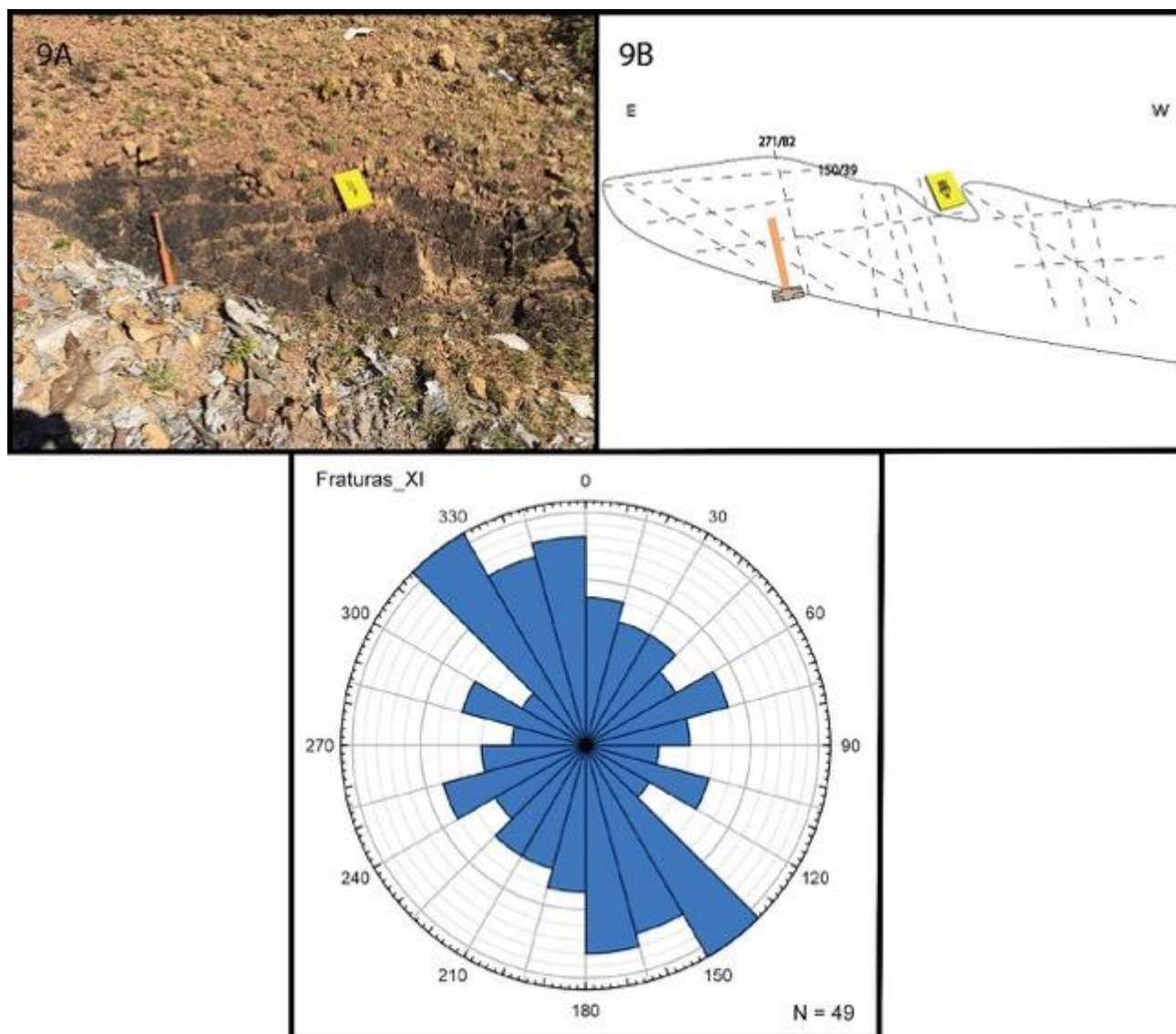
A partir da análise da roseta, ficou evidente a forte tendência NE-SW, devido às características das zonas de cisalhamento principais que cortam a área. Porém, observou-se uma tendência NW-SE, que é concordante com grande parte das estruturas rúpteis da área XI.

Em campo, foram encontradas um total de 49 medidas de juntas, que foram individualizadas em duas famílias principais: (i) J1, que exibe um comportamento característico e direção predominante NW-SE; (ii) J2, com característica tipicamente NE-SW, sendo concordante com as estruturas dúcteis mostradas no item anterior.

As manifestações das juntas estão presentes na figura 9A e 9B, onde é possível observar pares conjugados formados entre as duas famílias de juntas. É interessante observar que na roseta, a predominância principal é das juntas NW-SE, sendo concordante com a roseta de lineamento da Figura 9C.

As manifestações das juntas estão presentes na figura 9A e 9B, onde é possível observar pares conjugados formados entre as duas famílias de juntas. É interessante observar que na roseta, a predominância principal é das juntas NW-SE, sendo concordante com a roseta de lineamento da Figura 9C.

Figura 9: A) Famílias de Juntas presente no ponto TF18_XI_28. B) Desenho esquemático mostrando as duas famílias de juntas J1 e J2 desenvolvendo pares conjugados que, são refletidas no padrão de juntas observadas em campo C) e no padrão morfoestrutural visto na figura 7A e 7B.



6 GEOLOGIA ECONÔMICA

6.1 INTRODUÇÃO

A região de Monte do Carmo e Porto Nacional é historicamente conhecida por suas inúmeras ocorrências de mineralizações de ouro em distintos contextos geológicos, o que faz da região um distrito aurífero. São conhecidas mineralizações em rochas máficas, ultramáficas e graníticas, sempre associadas a fortes controles estruturais. As atividades de exploração de ouro na região, remontam ao século XVIII. A área do *Projeto Monte do Carmo* foi estudada previamente por companhias mineradoras privadas, instituições públicas de pesquisa e regulação (CPRM e ANP), bem como estudos acadêmicos de pós-graduação.

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.* Apesar do contexto geológico favorável e da participação do setor mineral, a exploração mineral no estado do Tocantins possui uma baixa contribuição na economia.

Além do ouro, de acordo com o SIGMINE¹ da ANM², observa-se que na área do projeto existem extensas áreas requeridas, junto ao órgão, para pesquisa e extração de diversas substâncias, as quais são: ouro, minério de cobre, fosfato, minério de ferro, minério de manganês, areia, níquel, argila, granito e cascalho (Figura 1). Em Monte do Carmo, existe extração de argila, quartzito, granito, ardósia e ouro; e em Porto Nacional, a exploração se baseia na extração de areia, seixos, argila e feldspato.

De acordo com os estudos feitos em todas as subáreas que abrangem o *Projeto Monte do Carmo*, a região apresenta ocorrências minerais diversas, como minérios de Ferro, Cobre e Manganês, Grafita, Fosfato, areia, argila, cascalho, Laterito, Níquel, ardósia, rochas ricas em Feldspato Potássico, rochas quartzíticas, granito e ouro.

Os ambientes e processos metalogenéticos, observados e estudados durante o trabalho de mapeamento, são variados e apresentam potenciais econômicos distintos, sob a perspectiva

¹ Sistema de Informações Geográficas da Mineração.

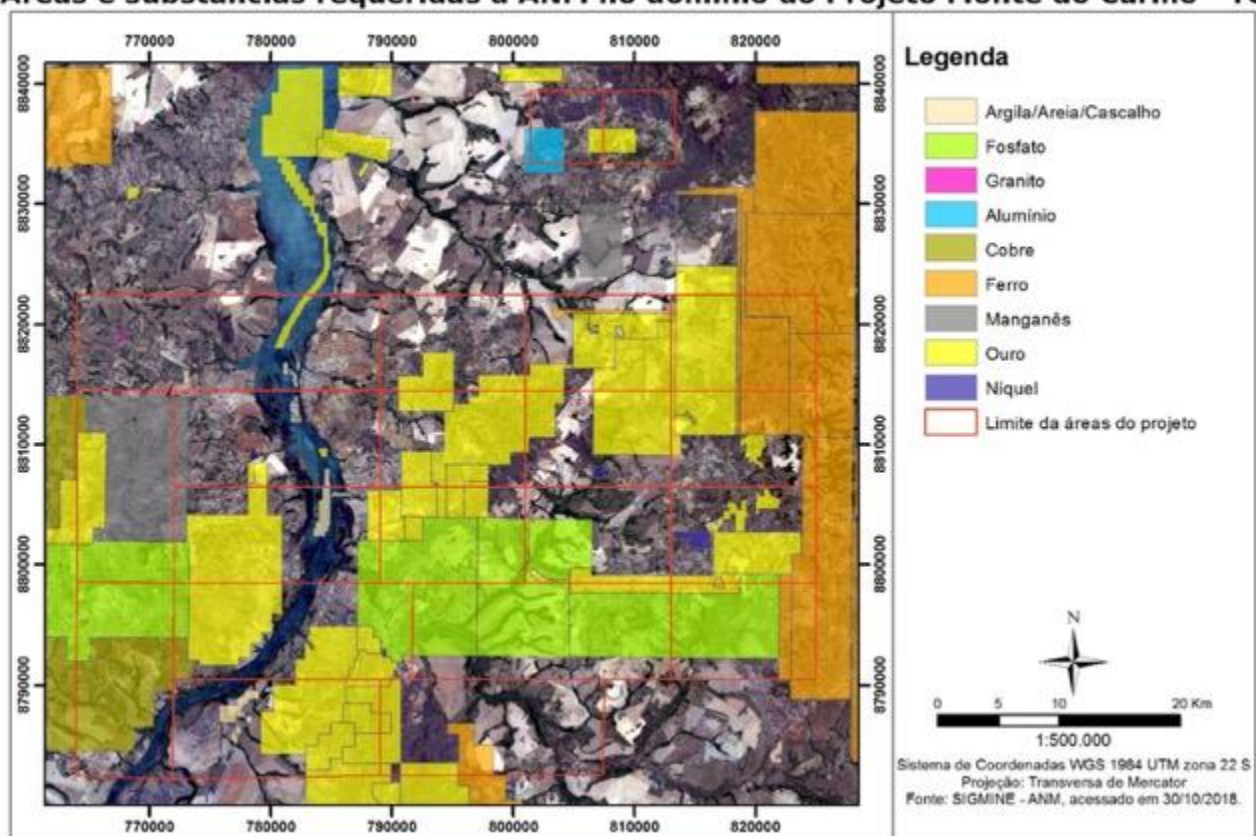
² Agência Nacional de Mineração

de exploração de diferentes recursos. Mesmo sendo uma área com um grande potencial, não há uma exploração expressiva.

Este capítulo visa apresentar as principais potencialidades econômicas, viáveis ou não, presentes na área do projeto. Primeiramente, serão abordados os aspectos regionais das potencialidades econômicas do projeto, e posteriormente, a potencialidade local da *subárea XI*.

Figura 4 - Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do *Projeto Monte do Carmo*.

Áreas e substâncias requeridas à ANM no domínio do Projeto Monte do Carmo - TO



Fonte: Adaptado da ANM pelos alunos do Projeto Monte do Carmo – IG/UnB (2018).

6.2 RECURSOS MINERAIS DO PROJETO PORTO NACIONAL

6.2.1 Mineralizações

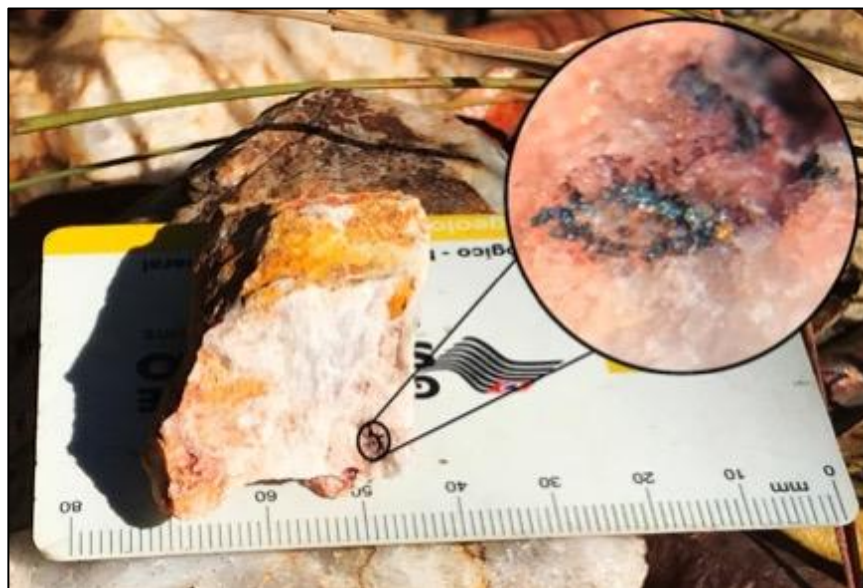
6.2.1.1 Ouro

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, paragnaisses 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 *subárea IX*. A mineralização se caracteriza como do tipo *intrusion related*, formada por dois sistemas de veios e vênulas que são interconectados em dois *trends* principais, NE-SW e NW-SE. São 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 *subárea 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 *subárea 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 (**Figura 5**). A ocorrência se encontra no limite das *subáreas II e VII*, sendo encaixada no Granito Torre e nas rochas da Sequência Metassedimentar Formação Morro do Aquiles.

Figura 5 - Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.



Fonte: Subárea II do Projeto Monte do Carmo – IG/UnB (2018).

6.2.1.2 Ferro

As ocorrências de minério de ferro apresentam-se 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.

6.2.1.3 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 um enriquecimento supergênico de protominério, causado por percolação de fluidos e facilitada pela flutuação do nível freático (CPRM, 2017). A mineralização relacionada aos gonditos, estão presentes nas *subáreas I, III, V, VI, VIII, X, XI e XV*, com gênese relacionada à sedimentação química de minerais ricos em manganês, em ambiente vulcanogênico.

6.2.1.4 Grafita

As ocorrências de grafita na região são relatadas as *subáreas V, VI, VIII e XI*, em xistos grafitosos e grafita gnaisses pertencentes a Unidade Paraderivada do Complexo Porto Nacional. O minério tem sua gênese associada ao metamorfismo regional, que alcança fácies granulito, de protólitos sedimentares ricos em matéria orgânica. Na *subárea V*, afloramentos expressivos foram observados nas trincheiras do garimpo de ouro, onde a grafita se concentra em camadas, 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.

6.2.2 Minerais e Rochas Industriais

6.2.2.1 Feldspatos

O crescimento no consumo de Feldspato está dominado pelas indústrias de revestimento cerâmico e de coloríficos. Esse aumento pela demanda 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 Ipueiras e Suíte Lajeado. Esses meta-granitos podem atuar como uma fonte alternativa economicamente viável para esse mineral

6.2.2.2 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 Metassedimentar Indiferenciada 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 *subárea 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.

6.2.3 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 *subáreas I e V*; e os granitos da Suíte Ipueiras, expostos nas *subáreas 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 Metaculcanosedimentar indiferenciada também possuem potencial para serem usadas como pedra ornamental. As rochas conglomeráticas da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, localizadas na região nordeste da *subárea 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.

6.3 RECURSOS MINERAIS DA SUBÁREA XI

No presente subtópico serão abordadas as principais fontes de potencial econômico da *subárea XI*, dentre as quais se destacam o laterito e areia para construção civil; a bauxita, e as ocorrências de rochas com potenciais para extração de grafita e manganês. A viabilidade de extração destes insumos leva em conta sua proximidade à cidade de Porto Nacional e o recobrimento por estradas pavimentadas, bem como os valores dos teores geoquímicos das rochas. Na *subárea XI*, não há a ocorrência de grandes depósitos com alto potencial econômico, salvo a grande presença de crosta laterítica.

6.3.1 Agregados

6.3.1.1 Laterito

O laterito é uma rocha composta essencialmente por óxidos e hidróxidos de Ferro e Alumínio, além de Sílica. É formada pelo processo de lixiviação e pedogênese avançada, sendo conhecida na Pedologia como Plintossolo Litoplântico. Na Geologia Econômica, se enquadra nos depósitos de Enriquecimento Supergênico, por ter passado por um processo intenso de lixiviação, acarretando acumulações de minerais como Hematita, Goethita, Limonita, Caolinita e Quartzo. O clima do Tocantins contribui muito com a grande presença de Lateritos na região por inteira.

Na *subárea XI*, o laterito (Figura X) é encontrado em morrotes espalhados pela subárea, e na região de platô das rochas da Bacia do Parnaíba. São observados lateritos com estrutura conglomerática e outros com estrutura vermiforme, vistos, respectivamente, na Bacia do Parnaíba – principalmente nas áreas próximas a encostas – e em regiões mais planas espalhados por toda a subárea. Por estarem hidratados, fica impossibilitada a extração de Ferro.

Os lateritos podem ter uso em edificações, através de argila na fabricação de tijolos ou blocos, e com a britagem para obtenção de cascalho, bem como em certas técnicas de asfaltamento. Em relação a sua exploração como agregados para fabricação de concreto e asfalto, os lateritos de estrutura vermiforme (com estrutura mais coesa) podem ser aproveitados para agregar na fabricação de concreto, enquanto os lateritos conglomeráticos são mais adequados para a produção de asfalto, em função do menor grau de coesão. Nesses tipos de uso, o Laterito possui uma boa funcionalidade, por ser um revestimento de extrema dificuldade de alteração mineral, não sendo sensíveis a corrosões e alterações intempéricas.

Figura X - Matações de Laterito, em um morro composto apenas por essa rocha.



Fonte: Os autores (a).

6.3.1.2 Areia

Areia é um conjunto de partículas de rochas degradadas, composta basicamente de dióxido de silício, e se formam à superfície da Terra pela fragmentação das rochas por erosão, por ação do vento ou da água. É transformada em arenitos através de processos de sedimentação.

A quantidade desse material na região aumentou formidavelmente após o ano de 2002, com a construção da Usina Hidrelétrica Luiz Eduardo Magalhães. Na *subárea XI*, as areias são provenientes dos depósitos aluvionares nas proximidades do Rio Tocantins, (com exceção da Formação Jaicós), estando presentes nas Planícies Aluviais do rio e suas vertentes. Além disso, a Formação Jaicós (Figura Y) é rica em arenitos. A areia encontrada é composta essencialmente por quartzo, apresenta granulometria média a fina, com boa seleção e coloração amarelada. Os grãos variam de sub-arredondados a arredondados.

A areia é considerada como um produto básico para as indústrias de fabricação de vidro e construção civil, tendo uma grande procura em locais de grande crescimento demográfico, como é o caso do estado do Tocantins, que deve atingir um pico de 1,9 milhões de habitantes em 2059 e só depois disso começar a diminuir (IBGE 2016). As areias que apresentam granulometria fina e boa seleção, podem ser utilizadas na fabricação de tijolos, bem como para fazer a liga de cimento.

Figura - Arenito fino, branco, maturo e bem selecionado da Formação Jaicós.



Fonte: Os autores (a).

6.3.2 Mineralizações

6.3.2.1 Manganês

O Manganês (Mn) é um metal branco-acinzentado, de coloração rosada, sendo um elemento reativo que facilmente se combina com íons na água e no ar. É encontrado em vários minerais de diferentes composições químicas e propriedades físicas, mas nunca ocorre como metal livre. A fonte mais importante é a Pirolusita, o principal minério de manganês. O minério de manganês está entre os vinte elementos mais abundantes na crosta terrestre, no entanto, é

raro encontrar um depósito do minério. Estimativas mostram que de cada 300 concentrações de manganês, apenas uma pode ser considerada como depósito (DNPM). O estado de Minas Gerais possui a maior reserva do Brasil, com valor estimado em mais de 511 milhões de toneladas.

Esse vetor econômico na *subárea XI* está presente em Gonditos (Figura 2). O Gondito é uma rocha formada pelo metamorfismo de Formações Manganíferas. Do ponto de vista da metalurgia, é mais fácil extrair o Manganês dos óxidos. Porém, o Gondito possui outro mineral minério denominado Espessartita ($Mn_3Al_2(Si_3O_{12})$), um tipo de granada. O protólito dessa rocha é formado em ambiente marinho oxidante, gerando a deposição de Óxidos de Manganês como sedimento químico. Outra evidência para essa origem do Gondito é a presença de Grafita nas amostras, o que evidencia um protólito sedimentar com presença de matéria orgânica, comum em ambiente marinho.

Segundo o relatório da folha Porto Nacional, a gênese da ocorrência desse minério é interpretada como proveniente de enriquecimento supergênico de protominério por percolação de fluidos facilitada pela flutuação do nível freático (CPRM, 2017). Dessa forma, a potencialidade econômica dos gonditos é dependente da existência de regiões com possibilidade de desenvolvimento de processo de enriquecimento supergênico, onde ocorre uma reconcentração residual de manganês em uma quantidade que seja economicamente viável. Na região do projeto, não foram relatadas ocorrências de processos através desse enriquecimento.

As ocorrências de Gonditos da região do *Projeto Monte do Carmo* não são, atualmente, economicamente viáveis para a exploração. A *subárea XI* realizou uma análise geoquímica (ponto *TF18-XI-110*), a qual indicou 8,47% de MnO. A média dos cinco Gonditos analisados para todo o projeto foi de 12,26% de MnO. Atualmente, a maioria dos depósitos explorados no Brasil possuem teores acima de 30% de MnO, sendo, portanto, teores economicamente mais viáveis. O relatório da folha Porto Nacional, realizado pela CPRM (2017), apresenta teores de Mn com medidas homogêneas e média de 22% de MnO.

Mesmo com teor de MnO abaixo dos teores economicamente viáveis, é importante evidenciar a presença dessas ocorrências na área do projeto, no caso de uma grande valorização do recurso.

O minério é utilizado para a fabricação de produtos siderúrgicos, ferro-ligas e indústria química, além da fabricação de pilhas. O dióxido de manganês (MnO_2), além de fabricar ferro-

ligas, também é usado para fabricação de pilhas secas, "vidro" descolorido, na preparação de produtos químicos como oxigênio e cloro, bem como tintas negras secas. O sulfato de manganês (MnSO_4) é utilizado como agente químico intermediário e micronutriente em alimentos para animais e fertilizantes para plantas. O metal manganês é usado como bloco e corante cerâmica, em ligas de cobre e alumínio, e como um oxidante químico e catalisador (DNPM, 2006).

Figura 6 - Amostra de Gondito. Os minerais presentes são Espessartita, Biotita, Grafita e Quartzo.



Fonte: Os autores (a).

6.3.2.2 Grafita

A Grafita é um mineral cinza escuro, metálico e macio, que ocorre na natureza em forma de cristais hexagonais com estrutura em camadas. É um dos alótropos do carbono, e, ao contrário do diamante, a Grafita é um condutor elétrico, possuindo muitas aplicações em eletrônica. Dessa forma, a Grafita é um material que está em alta nos dias atuais, em função das evoluções tecnológicas com o uso do Grafeno¹.

Foram encontradas várias ocorrências de Grafita na área do *Projeto Monte do Carmo*. Em geral, há uma grande quantidade na Formação Morro de Aquiles, nos Grafita Xistos, Gonditos e Paragnaisses Grafitosos. A gênese da grafita está relacionada ao metamorfismo

¹ Material constituído por uma camada extremamente fina de Grafita.

regional na fácies anfibolito a granulito de protólitos sedimentares ricos em matéria orgânica. Na *subárea XI*, as rochas encontradas com presença de Grafita são os Gonditos e os Paragnaissees Grafitosos (Figura 3) apresentando uma alta cristalinidade da Grafita. Essas ocorrências podem ter significativa importância econômica, por serem uma boa fonte de Grafeno.

O grafite tem importantes e diversas utilidades, como na fabricação de tijolos e peças refratárias, cadinhos para as indústrias de aço, latão e bronze, tintas para proteção de estruturas de ferro e aço, lubrificantes, catodos de baterias alcalinas, entre outros. Uma das aplicações mais importantes do grafite é na utilização do lápis e da lapiseira.

O mercado de grafita parece ser uma das áreas mais promissoras da mineração nas próximas décadas, devido a descoberta do grafeno. Dessa maneira, a prospecção de grafita se torna uma potencialidade econômica na região do *Projeto Monte do Carmo*.

Figura 7 - Paragnaisse Grafitoso alterado. A Grafita se concentra nas bandas melanocráticas, juntamente com a Biotita.



Fonte: Os autores (a).

5.3.2.3 Bauxita

A bauxita é uma rocha formada principalmente por óxido de alumínio (Al_2O_3) e outros compostos em menores quantidades, como sílica, dióxido de titânio, óxidos de ferro e silicato de alumínio, e é a principal fonte na exploração de Alumínio. Para que seja economicamente aproveitável, a bauxita deve apresentar no mínimo 30% de óxido de alumínio.

É formada a partir de enriquecimento supergênico de rochas aluminosas. Essa característica é mostrada pelo Meta-anortosito da Suíte Carreira Comprida (Figura 5) presente na *subárea XI*. Essa rocha ocorre em áreas de relevo plano (Figura 6), com um alto desenvolvimento pedogenético, propício para a formação da Bauxita.

Sua importância é muito grande para diversos usos, desde aplicação em equipamentos eletrônicos até na construção civil, por ser um metal de alta resistência e baixo peso, apresentando uma relativa baixa condutividade elétrica para um metal.

Figura 8 a esquerda- Matacão de Meta-Anortosito da Formação Carreira Comprida. Figura 9 a direita - Planície em que há o substrato do Meta-Anortosito.



Fonte: Os autores (a).

ANEXOS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. 1977. **Províncias Estruturais Brasileiras**. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Campina Grande: SBG. P.363-391.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **Brazilian Structural Provinces: An Introduction**. Earth Sci. Rev., n.17, p.1-29, 1981.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. 2004. **Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.;
- ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU F.A.M. 2000. **Paraguay and Araguaia Belts**. In: Cordani et al. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-194. Dardenne, m. a. The Brasília fold belt.
- AMARO, G. J. L.; VILLAS, R. N. N.; KOUTSCHOUBEY, B. . **Estudo petrográfico e geoquímico dos ironstones da base da Formação Pimenteiras, borda Oeste da Bacia do Parnaíba, Tocantins**. Revista Brasileira de Geociências, v. 42, p. 373-392, 2012.
- ARCANJO, João Batista Alves. "Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações." (2011).
- ARCANJO, S.H.S. & 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. 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.
- 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.
- CACAMA, Moisés Samuel João Bota, et al. "Structural and geophysical signature of the Northern Portion (Ceará-Piauí border) of the Transbrasiliano Lineament: reactivation in the Parnaíba Basin." *Geologia USP. Série Científica* 15 (2015): 67-81.
- CARNEIRO, Denyclaimy Souza; VIOLA, Marcelo Ribeiro. **Distribuição espacial e temporal da precipitação pluvial e erosividade mensal e anual no estado do tocantins**. In: 9º Seminário de Iniciação Científica da UFT, v. 5, 2013. 2013.

- 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 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 M. A. 1991. **Aspectos Geológicos dos Lateritos da Amazônia**. Revista Brasileira de Geociências, 21(2): 146-160.
- COSTA, J. B. S. 1982. **Projeto Porto Nacional: Relatório Final**. UFBA. Belém. p.104.
- 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, JBS. **Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás, Belém, 210p**. 1985. Tese de Doutorado. Tese de Doutoramento, CG-UFPA.
- 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.
- EMBRAPA - CNPS. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Brasília: Embrapa-SPI; Rio de Janeiro: Embrapa-Solos, 2006. 306 p.
- EMBRAPA. **Climas**. S.d. Disponível em: <http://www.cnpf.embrapa.br/pesquisa/efb/clima.htm>. Acesso em 08 de agosto de 2018.
- FERREIRA, Francisco José Fonseca. **Gamaespectrometria aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Paraná. (2016)
- FIGUEIREDO, A.M. & RAJA-GABAGLIA, G.P. **Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileira**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 16(4): 350-369, 1986.
- FLEUTY, M.J., **The description of folds In: Proceeding of the geologists' association**, v. 75, p. 461-492.
- 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., 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.

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

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

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

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

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

GOVERNO DO ESTADO DO TOCANTINS Secretaria Do Planejamento E Meio Ambiente Diretoria De Zoneamento Ecológico-Econômico. **Projeto De Gestão Ambiental Integrada** -Bico Do Papagaiozoneamento Ecológico Economico (2005)

GUY, M. (1966). **Quelques principes e quelques experiences sur la metodologie de la photo-interpretation.** *Simposium Internacional de Photo-Interpretation*, v.1, 21-41. Paris.

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

HASUI Y., 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..

IAEA. 2003. **Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data.** Viena: Intern. Atomic Energy Agency. 179 p.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Pedologia: número 4.** 2. ed. Rio de Janeiro: [s.n.], 2007. 320p.

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

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

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

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

KRACHLER R., Krachler R.F., von der Kammer F., Suphandag A., Jirsa F., Ayromlou S., Hofmann T., Keppler B.K. **Relevance of peat-draining rivers for the riverine input of dissolved iron into the ocean.** *Sci. Total Environ.* 2010;408(11):2402–2408.

LIMA, A.A.C.; OLIVEIRA, F.N.S.; AQUINO, A.R.L. de. **Solos e aptidão agrícola das terras do Estado do Tocantins.** Fortaleza: Embrapa Agroindústria Tropical, Documento 31, 27p, 2000.

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

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

MAIA, Jéssica Gomes de Almeida. **Caracterização da mineralização aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta, município de Monte do Carmo (TO)**. 2016

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

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

MC FETTERS, 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.

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

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

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

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., GIOIA, S. M. C. L. **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.; 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, I, 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.

RIBEIRO, Pedro Sérgio Estevam; ALVES, Cleber Ladeira. **Geologia e recursos minerais da região de Palmas-folhas Miracema do Norte SC. 22-XD, Porto Nacional SC. 22-ZB e Santa Teresinha SC. 22-ZA: estado do Tocantins.** 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., 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.

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.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; & ANJOS, L. H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo.** 5.ed. Viçosa, MG, SBCS/SNLCS, 2005. 100p.

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

SILVA G.G.; Lima M.I.C.; Andrade A.R.F.; Issler R.S.; Guimarães, G. 1974. Geologia. **Folha SB.22 - Araguaia e parte da SC.22.-Tocantins. DNPM/Radam.** v.4: 1-72. (Relatório técnico).IAEA. 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. Viena: Intern. Atomic Energy Agency. 179 p.

SILVA, Luis Antônio G.C. **Biomias presentes no estado de Tocantins.** Nota técnica. agosto de 2007.

SISTEMA BRASILEIRO DE CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS. 2. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA/Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 2006. 306 p.

SOARES, J. E. P. "Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimeria 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.