



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
TRABALHO FINAL DE GRADUAÇÃO**

TF 2018 Projeto Monte do Carmo

Área I

**Lucas Pedrosa Soares
Rodrigo Cesar Azevedo Miguel**

BRASÍLIA/DF

Dezembro/2018

FOLHA DE APROVAÇÃO

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL – PROJETO MONTE DO
CARMO TF2018

PROJETO MONTE DO CARMO
TRABALHO FINAL DE GRADUAÇÃO – TF 2018

Autores:
Lucas Pedrosa Soares
Rodrigo Cesar Azevedo Miguel

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

Aprovação concedida por Banca Examinadora composta por:

Dr^a. Adriana Maria Coimbra Horbe – Orientadora
Professora da Universidade de Brasília – UnB

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

Dr. Carlos Jorge de Abreu– Membro
Professor da Universidade de Brasília - UnB

Brasília-DF, 03 de dezembro de 2018.

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

LUCAS PEDROSA SOARES– 13/0031917
RODRIGO CESAR AZEVEDO MIGUEL – 14/0031090

PROJETO MONTE DO CARMO
TRABALHO FINAL DE GRADUAÇÃO – TF 2018

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

ORIENTADORES

Elton Luiz Dantas (Coordenador)
Adriana Maria Coimbra Horbe
Elder Yokoyama
Eliza Nunes Peixoto
Federico Alberto Cuadros Jiménez
Jeremie Garnier
Luís Gustavo Ferreira Viegas
Natalia Hauser
Nilson Francisquini Botelho
Suzan Waleska Pequeno Rodrigues

BRASÍLIA/DF

2018

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha família pelo apoio e suporte incondicional em todos momentos, aos amigos e amigas próximas pelas discussões de vida e questionamentos que certamente me fizeram evoluir como pessoa. Agradeço aos que fizeram o TF no ano de 2018 por toda a disponibilidade para ajudar e discutir o trabalho, em especial, agradeço ao parceiro de TF pela dedicação e esforço em deixar o trabalho da melhor forma. As noites quase viradas e risadas da madrugada serão sempre lembradas.

Lucas Soares

Gostaria de agradecer a minha família não tradicional brasileira pelo empenho em me proporcionar ser quem sou. A Donanita (vó querida) a Caca (mamae responsa) ao seu hélio (vovo pai), izabela (tiabela) ao véio (pai julio) a Nilde (ivonilde). Agradecer a Livia por me aguentar e me fortalecer na cadeia e na doença (Livibe). Ao meu parceiro de TF Drosa (Pedrosa Soares) por ensinar o valor de ser interessado. Aos colegas do MMA Regis, Angelita, Diego, Leo. As parcerias da escalada que me ensinaram a acreditar (Inúmeras!!). Aos muitos parceiros de TF, moizicha (atreta), Chirs odonel, caliruana, Manú, japa, Met(perera), Jahlissa, Vitt, Braurbara, Ana crowdia, Leander(minion). Aos professores, Eliza (Feliza), Fed(Erico), Eltin(Dantas), Roig. Aos Vanderleis e Odilons, iolandas e adelinas que me acompanham desde o ensino médio e fundamental. Ao Cocal.

Rodrigo Cesar

RESUMO

O Projeto Monte do Carmo (PMC) teve como principal objetivo o mapeamento geológico em escala de 1:50.000 de uma área com 2.400 km² localizada entre Porto Nacional e Monte do Carmo- Tocantins. O local encontra-se inserido na Província Tocantins, entre a porção setentrional da Faixa Brasília e a porção meridional da Faixa Araguaia e abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba. Lá afloram rochas paleoproterozoicas e neoproterozoicas que estão em contato tectônico marcado por zonas de cisalhamento e falhas transcorrentes sinistrais de direção NNE-SSW relacionadas ao Lineamento Transbrasiliano. O presente trabalho detalha a área I que apresenta extensão de 186 km² e abrange a cidade de Porto Nacional-TO e o município de Escola Brasil. No local afloram rochas paleoproterozoicas do Complexo Porto Nacional em variedades orto e paraderivadas metamorfasadas em fácies anfibolito alto e granulito. Estas rochas encontram-se em contatos tectônicos de direção NNE-SSW, definidos pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN) e a Falha Escola Brasil (FEB), com granodioritos e monzogranitos da Suíte Aliança e sienogranitos da Suíte Lajeado, além de estarem em contatos não conformes com as rochas sedimentares do Grupo Serra Grande (Formação Jaicós). Além disso, ocorrem crostas lateríticas que recobrem toda a área. As principais estruturas dúcteis encontradas na área são foliações miloníticas (Sm), foliação regional (Sn) e bandamento gnáissico. Todas têm direção NE-SW, com mergulho moderado a elevado, reorientadas durante a Orogenia Brasileira. Já as estruturas rúpteis apresentam preferencialmente a direção E-W e estariam relacionadas com tectônica mais recente. O mapa geológico e os dados obtidos melhoraram o detalhamento cartográfico em comparação ao mapa de Ribeiro & Alves (2017) em escala 1:250.000.

Palavras chave: Projeto Monte do Carmo, Complexo Porto Nacional, Zona de Cisalhamento Porto Nacional, Lineamento Transbrasiliano.

ABSTRACT

The Monte do Carmo Project comprises the counties of Porto Nacional and Monte do Carmo, located in the state of Tocantins. The main goal of the project is the geological mapping of an area with 2.400 km² that is inserted in Tocantins Province, in the northern portion of Brasília Belt and southern of Araguaia Belt. The outcropping rocks have paleoproterozoic and neoproterozoic ages and were emplaced together by shear zones and strike slip faults, with trend NNE-SSW and sinistral kinematics, due to the Transbrasiliano Lineament. This work shows the data from the Area I, inserted in the counties of Porto Nacional and Escola Brasil with an area of 186km². The older unit of the area is the paleoproterozoic rocks of the Porto Nacional Complex that is characterized by igneous and sedimentary protoliths metamorphosed in high metamorphic grade (high amphibolite and granulite). The contact between this unit and the monzogranites and granodiorites of the Aliança and Lajeado Suite are marked by the Porto Nacional Shear Zone and the strike-slip fault Escola Brasil. Sedimentary rocks from the Serra Grande Group (Fm. Jaicos) overlay these rocks in non-conformative contacts. The main ductile structures (gneiss bands, mylonitic and regional foliation) were reoriented during the Transbrasilian Cycle with trend NE-SW. The ruptile structures have trend ENE – WSW and were result of the neotectonics. The results of this work increased the details of the available maps of the region.

Key words: *Monte do Carmo Project, Porto Nacional Complex, Porto Nacional Shear Zone, Transbrasilian Lineament.*

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

1DV	Primeira derivada vertical
1Dz	Primeira Derivada Vertical
AGHT	Amplitude do Gradiente Horizontal Total
AMG	Arco Magmático de Goiás
ANA	Agência Nacional de Águas
ANP	Agência Nacional do Petróleo
ASA	Amplitude do Sinal Analítico
CA	Cráton Amazônico
CGPN	Complexo Granulítico Porto Nacional
CMA	Campo Magnético Anômalo
CMC	Campo Magnético Crustal
CME	Campo Magnético Externo
CMI	Campo Magnético Interno
CMT	Campo Magnético Total
CMY	Cyan-Magenta-Yellow
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CSF	Cráton do São Francisco
DNPM	Departamento Nacional de Produção Mineral
Dx	Derivada horizontal em X
Dy	Derivada horizontal em Y
Dz	Derivada vertical em Z
EDS	Espectroscopia de Energia Dispersiva
eTh	Equivalente de Tório
ETR	Elementos Terras Raras
eU	Urânio Equivalente
eU.	Equivalente de Urânio
ENd	Epsilon Neodímio
FMC	Formação Monte do Carmo
GHT	Gradiente Horizontal Total
GPS	Global Positioning System
H2O2	Peróxido de Oxigênio
HCl	Ácido Clorídrico

HF Ácido Fluorídrico
 HFSE *High Field Strength Elements*
 HNO₃ Ácido Nítrico
 IBGE Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
 IDMH Índice de Desenvolvimento Humano Municipal
 IG Instituto de Geociências
 IGRF *International Geomagnetic Reference Field*
 INMET Instituto Nacional de Meteorologia
 ISA Inclinação do Sinal Analítico
 LANDSAT Land Remote Sensing Satellite
 LTB Lineamento Transbrasiliano.
 MDE Modelo Digital de Elevação
 MG Maciço de Goiás.
 MUM Máficos-Ultramáficos
 NASA *National Aeronautics and Space Administration*
 OLI Operational Land Imager
 PF Perda ao Fogo
 PIB Produto Interno Bruto
 PMC Projeto Monte do Carmo.
 ppm partes por milhão
 RADAM Radar da Amazônia
 RGB Composição Ternária. R – Red; G – Green; B – Blue
 RH Região Hidrográfica
 SA3D Amplitude do Sinal Analítico 3D
 SAR Radar de Abertura Sintética
 SAR Synthetic Aperture Radar
 SEPLAN-TO - Secretaria de Planejamento e Assuntos Econômicos, Tocantins.
 SIG Sistema de Informações Geográficas
 SIRGAS Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
 SRTM *Shuttle Radar Topography Mission*
 TDM Idade Modelo
 TF Trabalho Final
 TIRS Sensor Infravermelho Térmico
 TO Tocantins

TTG Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito

UFPA Universidade Federal do Pará

UnB Universidade de Brasília

USGS United States Geological Survey

USP Universidade de São Paulo

UTM Universal Transversa de Mercator

ZC Zona de Cisalhamento

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização da área do Projeto Monte do Carmo, com destaque para o estado do Tocantins (TO), a direita, e para as principais vias de acesso (em laranja), com a área I em destaque a esquerda.....	23
Figura 1.2- Mapa de hipsometria da região	24
Figura 1.3 - Mapa Geomorfológico da área do Projeto Monte do Carmo exibindo as principais unidades geomorfológicas da área. A área I à extrema esquerda apresenta os domínios geomorfológicos de Serra Malhada Alta (verde claro) e Depressão do Tocantins, predominante na área (verde).....	25
Figura 1. 4 - Mapa pedológico da área do projeto apresentando as principais classes de solo da área. A área I localiza-se na parte superior na extrema esquerda da imagem.	26
Figura 2.1- Fluxograma do processamento de imagens do Landsat 8 adotado no Projeto Monte do Carmo.....	31
Figura 2.2- Fluxograma do processamento de imagens Alos/Palsar adotados no Projeto Monte do Carmo.....	32
Figura 2.3- Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aerogeofísicos gamaespectrométricos.....	33
Figura 2.4- Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos onde: CMA = Campo magnético anômalo; Dx = Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo X; Dy = Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo Y; Dz = Primeira derivada vertical do CMA; SA3D = amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo; GHT = Gradiente Horizontal Total; TILT = Derivada TILT; TITL-GHT = Inclinação do Sinal Analítico referente ao Gradiente Horizontal Total.	33
Figura 2.5- Fluxograma esquematizando os principais passos do processamento dos dados.	35
Figura 3.1– Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.	40
Figura 3.2- Mapa de idades TDM do Projeto Monte do Carmo, obtido com base nos dados disponíveis na bibliografia.	47
Figura 4.1- Mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo com auxílio de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT). As linhas azuis delimitam os 6 domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os diques de diabásio. Ao redor da imagem podem ser observadas as rosetas, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.....	51
Figura 4.2- Mapa de domínios magnéticos SA3D.....	52
Figura 4.3- Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos.....	52
Figura 4.4- Domínios gamaespectrométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.	55
Figura 4.5- Mapa de domínios gamaespectroétricos com composição ternária RGB , e canais isolados do K, eTh, eU da área I.....	56
Figura 5.1- Unidades litoestratigráficas do Projeto Monte do Carmo.	58
Figura 5.2- Mapa geológico simplificado do Projeto Monte do Carmo	63
Figura 6.2- Mapa geológico da área I.....	65
Figura 6.3- Mapa simplificado com destaque para os locais onde afloram rochas ortoderivadas do CPN, em roxo. Os pontos coloridos representam as rochas que foram caracterizadas em análise petrográfica e as fazendas da região.	67
Figura 6.4- Rochas ortoderivadas, pertencentes ao Complexo Porto Nacional. A) Afloramentos de blocos métricos, característicos das rochas ortoderivadas do Complexo Porto Nacional. B) Figura mostrando a marcante variação da coloração do solo no contato entre rochas ortoderivadas do Complexo Porto Nacional (solo avermelhado) com granodiorito da Suíte	

Aliança (solo esbranquiçado). C) Foto panorâmica mostrando o aspecto arrasado do relevo nos locais onde afloram as rochas do Complexo Porto Nacional e seu contato com as rochas da Suíte Aliança e rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. 68

Figura 6.5–Diopsídio (Di) – hornblenda(Hbl) gnaïsse no afloramento TF18_I_36b. A) Amostra de mão mostrando segregações milimétricas entre bandas de quartzo (qtz) e feldspato (plg) e bandas ricas em hornblenda, diopsídio e granada. B) Fotomicrografia em nicóis cruzados e aumento de 4x, destacando a textura nematoblástica. Em vermelho, linhas mostram os contatos poligonais e junções tríplexes entre os cristais. C) Fotomicrografia em nicóis cruzados e aumento de 10x mostrando a textura poiquiloblástica caracterizada por microinclusões de cristais arredondados e alongados de quartzo nos interstícios dos cristais de hornblenda. D) Fotomicrografia em nicóis cruzados e aumento de 10x, destacando cristais anédricos de ilmenita bordejados por cristais anédricos e de cor marrom de titanita. E) Foto de elétrons retro-espalhados obtida em microssonda eletrônica destacando cristais de ilmenita (cor branca), com bordas de titanita (cor cinza). F) Fotomicrografia em nicóis paralelos e aumento de 1,25 x, ilustrando bandamento milimétrico entre agregados de hornblenda nematoblástica e bandas ricas em quartzo – feldspato..... 70

Figura 6.6- Imagens ilustrando anfibolito no afloramento TF18_I_22. A) Amostra de mão de anfibolito de coloração escura, isotrópica com estrutura maciça e granulação fina a média. B) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 10x que mostra a textura granoblástica característica das rochas do Complexo Porto Nacional. C) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 10x ilustrando cristais de ilmenita bordejados por titanita. D) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 10x evidenciando o processo de schlierização (crescimento de óxidos e opacos nas clivagens e fraturas da hornblenda) e a presença de inclusões de quartzo arredondado em hornblenda caracterizando textura poiquiloblástica. E e F) Fotomicrografia sob nicóis paralelos (E) e cruzados (F) com aumento de 1,25x mostrando textura cumulática reliquiar presente na rocha; notar os contatos poligonais entre os cristais de plagioclásio. 72

Figura 6.7- Imagens ilustrando rocha metamáfica no afloramento TF18_I_18 e TF18_I_65. A e B) Amostras de mão de rochas metamáficas coletadas nos pontos TF18_I_18 e TF18_I_65, respectivamente. Note o aspecto isotrópico e maciço, além da coloração preta nas porções mais preservadas da amostra. C) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 4x da amostra TF18_I_65, evidenciando os agregados de cristais de diopsídio com bordas de hornblenda caracterizando o processo de uralitização. D) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 10x mostrando cristais de quartzo e feldspato em contatos poligonais em meio a agregados de hornblenda e piroxênio. E) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 4x mostrando cristal de ortopiroxênio com bordas uralitizadas. F) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 10x mostrando cristais de granada bordejando cristal de hornblenda, configurando a textura do tipo corona. 74

Figura 6.8 -Mapa geológico simplificado ilustrando os locais onde foram cartografadas as unidades paraderivadas (em lilás), na parte central, e o gondito (em preto), à esquerda da imagem. Os pontos coloridos representam as rochas que foram caracterizadas em análise petrográfica e as fazendas da região. 75

Figura 6.9- Imagens mostrando os locais onde afloram os paragnaisses e suas características macroscópicas e microscópicas. A) Afloramento de blocos métricos de paragnaisses. B) Aspecto laminar resultante do intemperismo diferencial entre as bandas de composição máfica e félsica. C) Amostra de mão de sillimanita-granada-gneiss (TF18_I_19) com destaque para as bandas de segregação mineral..D) Fotomicrografia de sillimanita-granada-gnaïsse (TF 18-I-19) com destaque para o bandamento definido pela segregação das fases minerais. E) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 1,25x de granada-sillimanita-biotita-gneiss (amostra TF18-I-70) com destaque para textura milonítica desenvolvida entre o cristal de granada (Grt) com aspecto amendoado e que ocorre bordejado por biotita(Bt),

- fibrolita (Fibr) e grafita(Graf). F) Mesma amostra da figura “D”, em aumento de 4x, com destaque para a sessão basal típica da sillimanita euédrica. 77
- Figura 6.10- Imagens mostrando em escala de mão e em microescala o gondito do afloramento TF18_I_36a. A) Amostra de mão de gondito (TF18-I-36a), notar a foliação desenvolvida e sua relação com os cristais de brilho especular relativos a criptomelano. B) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 4x mostrando cristais de grafita (Graf) tabulares que marcam o plano de foliação e quartzo (Qtz) estirados ao longo deste plano. C) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 10x mostrando os filmes de criptomelano (Krp) que bordejam principalmente os cristais de granada. D) Fotomicrografia sob nicóis cruzados mostrando a recristalização dos cristais de quartzo configurando a feição do tipo bulging. Com destaque ao final para análises na granada revelando a composição manganésifera. E) Dados obtidos em EDS da granada presente dos gonditos. Notar a alta porcentagem molar e de massa de Mn nesta granada (até 31%) que a caracteriza como da variedade espessartita..... 79
- Figura 6.11- Imagens mostrando a forma de ocorrência dos mobilizados de anatexia. A) Afloramento de blocos de escala métrica B) Amostra de mão do granada álcali granito . C) Fotomicrografias sob nicóis paralelos e aumento de 4x ilustrando cristais de granada arredondados com óxidos em seus interstícios. D) Fotomicrografias sob nicóis cruzados em C) sob nicóis paralelos e aumento de 4x com destaque para a granada (Grt) subédrica e D) sob nicóis cruzados com destaque para o quartzo (Qtz) recristalizado que também ocorre sob contatos tríplexes com microclínio (Kf) e planar com a muscovita (Ms). 80
- Figura 6.12- Mapa geológico simplificado ilustrando os locais onde foram cartografadas as rochas pertencentes à Suíte Aliança (em rosa). Os pontos coloridos representam as rochas que foram caracterizadas em análise petrográfica e as fazendas da região..... 82
- Figura 6.13- Figuras ilustrando as rochas da Suíte Aliança e sua relação com o Grupo Serra Grande. A) Fotografia marcando o contraste de vegetação entre as rochas da Suíte Aliança e Grupos Serra Grande e Canindé. Note que a vegetação se torna mais densa sobre as rochas sedimentares da bacia, caracterizando o cerrado *strictu senso*. B) Afloramentos de blocos métricos típicos das rochas da Suíte Aliança. C) Amostra de mão do hornblenda-biotita granodiorito(TF18-I-63) com aspecto isotrópico. D) Aspecto de biotita monzogranito quando alterado, já na borda da ZCPN. E) Aspecto do hornblenda-biotita-granodiorito com foliação. 83
- Figura 6.14- Imagens ilustrando as rochas da Suíte Aliança em mesoescala e microescala. A) Figura mostrando bloco de hornblenda-biotita granodiorito. B) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 4x mostrando textura granoblástica característica do quartzo em hornblenda-biotita granodioritos(TF18-I-63). C) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 4x de hornblenda-biotita granodiorito com plagioclásio zonado e bordas envoltas por biotita. D) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 4x mostrando hornblenda anédrica, produto de alteração de cristais de cpx (cor de interferência azul de 2ª ordem) ... 86
- Figura 6.15- Imagens ilustrando biotita monzogranito. A) Biotita monzogranito. B) fotomicrografia com destaque para os contatos serrilhados entre quartzo e biotita (Bt). C) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 10x mostrando textura mirmerquítica com cristais de quartzo alongadas, intercrescidos em cristais de plagioclásio (TF18-I-115). D) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 4x mostrando cristais de muscovita anédrica alterando as bordas e o centro de cristais de plagioclásio (TF18-I-115)..... 88
- Figura 6.16- Mapa geológico simplificado ilustrando os locais onde foram cartografadas as rochas pertencentes à Suíte Lajeado (em vermelho). Os pontos coloridos representam as rochas que foram caracterizadas em análise petrográfica e as fazendas da região. As estrelas representam as pedreiras encontradas na área. 89
- Figura 6.17– Figuras ilustrando os afloramentos e as características de campo observadas nas rochas do Granito Matança. A) Pedreira localizada às margens da TO – 255. B) Afloramento

na forma de lajedos decamétricos localizados na encosta da Serra do Carmo. C) Amostra de mão de sienogranito apresentando foliação incipiente. D) Zona de milonitização mostrando porfiroclastos de Kf rotacionados segundo cinemática sinistral nas bordas do Granito Matança. E) Relação de corte entre o Granito Matança e os veios de composição tonalítica (cinza) e pegmatítica (rosa). Notar que o veio pegmatítico corta tanto o veio tonalítico quanto o Granito Matança. F) Veio pegmatítico mostrando aumento da granulometria para o centro. G) Feição de mistura de magmas, notar o contraste de granulação entre a porção superior e inferior da rocha. H) Xenocristais de feldspato potássico em veio tonalítico. 91

Figura 6.18- Fotografias mostrando as características mesoscópicas e microscópicas das rochas do Granito Matança (TF18_I_84 e TF_18_I_71). A) Amostra de protomilonito do Granito Matança (TF18_I_84), mostrando porfiroclastos de Kf rotacionados e foliação milonítica. B) Amostra de milonito do Granito Matança (TF18_I_71) mostrando foliação milonítica e porfiroclastos de Kf com formatos de sigmoides estirados, e com formatos elípticos. C) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 1,25x mostrando porfiroclastos de feldspato potássico rotacionados com caudas de recristalização de quartzo e cristais de biotita os circundando. D) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 1,25x mostrando sombras de recristalização de quartzo ao redor dos porfiroclastos de Kf. E) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 4x mostrando grãos de quartzo estirados (ribbons) e em contatos poligonais. F) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 4x mostrando aspecto anastomosado da foliação marcada por cristais de biotita. 93

Figura 6.19- Quadro ilustrando a principal forma de contato entre as unidades da Bacia do Parnaíba (formações Jaicós e Pimenteiras e o Granito Matança) e seu perfil estratigráfico interpretada para a face leste da Serra do Carmo, localizada na Área I. 95

Figura 6.20- Mapa geológico simplificado ilustrando o Grupo Serra Grande (Fm. Jaicós), em cinza escuro, na encosta da Serra do Carmo. O ponto em azul representa a rocha caracterizada em análise petrográfica. 96

Figura 6.21- Fotomicrografias de arenito conglomerático clasto suportado (amostra TF18_I_80). A) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 1,25 x destacando o arcabouço da rocha composto predominantemente por quartzo e, em menor proporção, fragmentos líticos em meio a cimento hematítico. B) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 4x destacando o cimento hematítico em meio a grãos de quartzo. C) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 4x destacando os fragmentos líticos. 97

Figura 6.22- Imagens ilustrando as fácies descritas na Formação Jaicós. A) Afloramento de escala métrica, nas proximidades da TO- 255. Arenito fino com intercalações de siltito laminado caracterizando a fácies (Al). B) Arenito conglomerático avermelhado, matriz suportado. Fácies (Acm). C) Afloramento em corte de estrada de escala métrica, próximo à TO – 454, mostrando estratificações cruzadas tangenciais de médio porte (linhas brancas) em arenito (At). Notar que abaixo ocorrem marcas onduladas de escala centimétricas, no retângulo vermelho, em destaque na figura, e acima ocorrem intercalações centimétricas de siltito e arenito fino (Al). D) Afloramento mostrando estratificações cruzadas acanaladas em arenito (Aa). 99

Figura 6.23 Mapa geológico simplificado ilustrando o Grupo Canindé (Fm. Pimenteiras), em verde. O ponto em azul representa a rocha caracterizada em análise petrográfica. 100

Figura 6.24- A) Laminação plano paralela entre camadas de siltito. B) Estratificação cruzada hummocky. C) Marca ondulada em siltito laminado com presença de camada milimétrica de argila intercalada. D) Icofóssil interpretado como skolithos. 101

Figura 6.25- Mapa geológico simplificado com destaque para as crostas lateríticas(laranja) e aluviões (amarelo), em cinza as demais unidades, ver figura 6.2. 102

Figura 6.26- Imagens mostrando os lateritos e as coberturas aluvionares presentes na Área I. A) Blocos de laterito vermiforme com dimensões que variam de 50 cm a 1 metro. B) Bloco de laterito conglomerático com aproximadamente 50 cm de largura com seixos de quartzo de 2

a 5 cm. C) Laterito de estrutura vermiforme apresentando cavidades preenchidas por goethita (amarela) em matriz hematítica (vermelho). D) Laterito conglomerático com estrutura vermicular e seixos de quartzo com tamanhos que variam de 2 a 5 cm. E) Feições concêntricas centimétricas encontradas em lateritos localizados ao longo da encosta da Serra do Carmo. F) Siltitos com formas similares a dobras em kink em processo de lateritização. G) Depósito aluvionar localizado às margens do Rio Tocantins. H) Areia fina de coloração marrom escuro quando alterada e amarelada quando fresca, caracterizada por mal selecionamento e grãos arredondados..... 103

Figura 6.27- 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) é possível notar significativo aumento da área do rio no mês de janeiro de 2002; 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..... 105

Figura 6.28- Diagrama R1-R2 mostrando a classificação da rochas ortoderivadas do CPN. Os triângulos representam as rochas analisadas neste Projeto, com destaque em vermelho para a rocha da área I. Os demais valores correspondem aos dados obtidos na bibliografia, em verde dados da CPRM-2017 e em azul de Gorayeb 1996. 107

Figura 6.29- Diagrama de rochas clásticas terrígenas para as rochas paraderivadas do CPN. Os triângulos representam as rochas analisadas neste projeto, com destaque em vermelho para a rocha da área I. Os valores em verdes correspondem a dados obtidos em análises realizadas pela CPRM-2017. 108

Figura 6.30-Diagrama Ternário Ni-Zn-Co (modificado de Choi e Hariya 1992) e diagrama da da razão $As+Cu+Mo+Pb+V / Co+Ni$ (adaptado de Nicholson, 1992)..... 109

Figura 6.31- Os triângulos representam a rocha da Suíte Aliança analisadas neste projeto, com destaque em vermelho para a rocha da área I. Os demais valores correspondem aos dados da CPRM-2017. A) Diagrama de rochas graníticas P-Q (Debon e Lefort, 1989) B) Índice de alumina obtido por meio do gráfico A/ACK vs $A/ACNK$ (Shand,1943)..... 110

Figura 6.32- Os triângulos representam as rochas da Suíte Aliança analisadas neste projeto, com destaque em vermelho para a rocha da área I. Os demais valores correspondem aos dados da CPRM-2017. A) Diagrama de rochas graníticas P-Q (Debon e Lefort, 1989) B) Índice de alumina obtido por meio do gráfico A/ACK vs $A/ACNK$ (Shand,1943)..... 111

Figura 6.33- Diagrama ternário $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3$ 112

Figura 6.34- Figura ilustrando as paragêneses características das rochas do CPN. Os diagramas foram modificados de Bucher e Grapes (2011) e representam o sistema ACF. A) Figura ilustrando a parâgenese plg – cpx – hbl, descrita na amostra TF18_I_22, que evidencia metamorfismo em fácies anfibolito alto (~760°). B) Figura ilustrando a paragênese cpx-opx-plg que evidencia o metamorfismo em fácies granulito (~800°C). A presença de bordas de hornblenda ao redor do cpx e do opx evidencia processos retrometamórficos em fácies anfibolito. 114

Figura 6.35- Figura ilustrando as paragêneses características das rochas paraderivadas do CPN. Os diagramas foram modificados de Bucher and Grapes (2011) e representam o sistema KFMASH. A) Figura ilustrando a parâgenese st + grt+ sill(fibrolita), descrita na amostra TF18_I_91, que evidencia o domínio metaestável entre silimantita e estauroлита, caracterizando metamorfismo em fácies anfibolito alto (~680°). B) Figura ilustrando a paragênese Sil+Bt+Grt que evidencia o metamorfismo em fácies anfibolito (~750°C). ... 115

Figura 7.1- Mapa de elementos tectônicos regionais do Projeto Monte do Carmo..... 118

Figura 7.2- Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Camro 121

Figura 7.3- Mapa de domínios estruturais da Área I. 122

- Figura 7.4- Bloco diagrama da Área I ilustrando em perspectiva as relações de contato entre as unidades. 124
- Figura 7.5- A) Hornblenda gnaiss, amostra TF18-I-36, B) Esquema da figura A evidenciando a segregação entre os domínios máficos (Hornbenda-Hbl, Biotita-Bt, Clinopiroxênio-Cpx) e bandas com quartzo-Qtz e plagioclásio-Plg, notar variação entre estas bandas de milimétricas à centimétricas; C) Amostra TF18-I-70, Granada sillimanita biotita gnaiss; D) Esquema da figura C evidenciando as segregações entre as fases minerais (Biotita + sillimanita + granada; e quartzo+ plagioclásio) que configuram o paragneiss; E) Fotomicrografia da amostra TF18-I-70 sob nicóis paralelos, notar segregação entre as fases minerais; F) Fotomicrografia da amostra TF18-I-70 sob nicóis cruzados, na qual é possível observar aspecto sigmoidal gerado por cristais de granada entre os domínios quartzo-feldspáticos..... 125
- Figura 7.6- A) Estereograma com medidas de foliação Sn; B) Granodiorito foliado da Suíte Aliança– Amostra TF18-I-115; C)Gondito- Amostra TF18-I-36A; D)Lâmina do Gondito- Amostra TF18-I-36A, notar o plano de foliação definido pela orientação dos cristais de grafita (óxido tabular) entre critais de granada (coloração marrom) e cristais de quartzo (cor branca) 126
- Figura 7.7- A) Granito protomilonítico Matança- Amostra TF18-I-84; B) Esquema da figura A evidenciando os principais porfiroclastos e a foliação milonítica; C) Foliação milonítica desenvolvida na borda do Granito Matança em seu contato com a ZCPN; D) Esquema da figura C destacando a geometria heterogênea dos porfiroclastos de Kfs; E) Fotomicrografia sob nicóis paralelos da amostra TF18-I-71; notar a formação de caudas de recristalização de quartzo ao longo dos porfiroclastos de KF; F) Fotomicrografia sob nicóis cruzados da amostra TF18-I-71; notar a redução do tamanho dos cristais entre os porfiroclastos de Kf, que evidenciam ampla recristalização na trama milonítica. 127
- Figura 7.8- Imagem do afloramento TF18_I_I, mostrando a relação da foliação e a lineação nas rochas do Granito Matança.A)Granito matança com foliação B) Desenho esquemático da figura A destacando a relação oblíqua entre a lineação (Lx) e a foliação (Sn); C) Estereograma de lineações de estiramento Lx. 128
- Figura 7.9- Bloco diagrama e estereograma mostrando a relação espacial entre as principais feições estruturais observadas nos gonditos referentes ao ponto TF18-I-36b. A) Dobra simétrica inclinada; B) Foliação de alto ângulo (Sn – 165/56°); C) Lineação de estiramento oblíqua a foliação..... 129
- Figura 7.10- Imagens ilustrando a disposição espacial das fraturas encontradas na área I. A) Fotografia do ponto TF18_I_49 mostrando a disposição das fraturas em rochas da Bacia do Parnaíba,. B) Fraturas em rochas da Formação Morro do Aquiles, no ponto dispendo espaçamento regular . C) Fotografia em corte de estrada ao longo da BR-070 mostrando a disposição espacial das fraturas no ponto TF_I_58. D) Diagrama de rosetas mostrando a frequência de fraturas por metro encontradas na área. 131
- Figura 7.11- Imagens ilustrando a disposição espacial e geometria dos veios de quartzo encontrados na área I. A) Fotografia mostrando a relação entre o veio de quartzo (em vermelho) e a foliação em gondito descrito no ponto TF18_I_36. B) Desenho esquemático evidenciando a relação dos veios de quartzo a foliação (Sn) e as fraturas. C) Veio de quartzo em echelon ao longo das bordas do Granito Matança. D) Veio de quartzo de espessura centimétrica (em vermelho). 132
- Figura 8.1- Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulacão inferior a 0.5mm. 134
- Figura 8.2- Mapa de localização dos principais jazimentos e potenciais econômicos da Área I. 136
- Figura 8.3- Imagens ilustrando as formas de ocorrência dos principais jazimentos de areia e cascalho. A) Jazida de areia na confluência do Córrego Garcia e Ribeirão do Carmo. B) Areia de coloração amarelada e granulometria fina, encontrada no mesmo local da figura 8A. C)

Depósito aluvionar ao longo do Ribeirão do Carmo. C) Amostra de mão de arenito conglomerático com potencial para produção de cascalho.....	137
Figura 8.4- Pedreira ativa nas margens da TO-255. A) Vista da entrada da pedreira onde é possível observar o lajedo delineado pela estruturação do sienogranito Matança. B) Frente de lavra em lajedo localizado na encosta da Serra do Carmo para extração da brita.....	138
Figura 8.5- Litotipos de laterito para utilização de agregados para construção civil. A) Laterito conglomerático. B) Laterito vermiforme.....	139
Figura 9.1- Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I.....	141
Figura 9.2- Desenho esquemático ilustrando a evolução crustal e metamorfismo com a progressão do estágio	142
Figura 9.3- Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do contexto do Projeto Monte do Carmo.....	144
Figura 9.4- Modelo de leque aluvial chegando e sistema fluvial entrelaçado no eixo da bacia. 146	
Figura 10.1- Mapas geológicos simplificados nos trabalhos regionais de Gorayeb <i>et al.</i> , (2013, Ribeiro & Alves (2017) e Projeto Monte do Carmo (2018)	151

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1- 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 Magalhaes e ano subsequente ao início do funcionamento.....	34
Tabela 2.2- 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.	34
Tabela 2.3- Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.	36
Tabela 2.4- Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis	36
Tabela 3.1- Unidades descritas, apresentando as idades e os autores.....	48
Tabela 4.1- Características dos principais domínios magnéticos composicionais.....	53
Tabela 4.2- Descrição das principais características dos domínios gamaespectrométricos do Projeto Monte do Carmo.....	55
Tabela 4.3- Síntese dos principais domínios gamaespectrométricos da Área I.....	56
Tabela 6.1- Unidades e rochas associadas presentes na Área I.	64
Tabela 6.2 - Tabela resumindo as fácies descritas na Formação Jaícos.	96
Tabela 6.3- Tabela resumindo as fácies descritas na Formação Pimenteiras.....	100
Tabela 6.4- Área do rio calculada, em quilômetros quadrados, para cada data correspondente.	104
Tabela 6.4- Dados geoquímicos dos elementos maiores das rochas ortoderivadas do CPN.	106
Tabela 6.5- Dados geoquímicos dos elementos maiores das rochas paraderivadas do CPN.	107
Tabela 6.6- Dados geoquímicos dos elementos maiores dos gonditos pertencentes ao CPN.	109
Tabela 6.7- Dados geoquímicos dos elementos maiores da rocha pertencente a Suíte Aliança.	110
Tabela 6.8- Dados geoquímicos dos elementos maiores no Granito Matança.	111
Tabela 6.9- Dados geoquímicos dos elementos maiores dos lateritos encontrados na região do projeto.	112
Tabela 6.10- Principais paragêneses metamórficas observadas nas rochas pertencentes ao CPN na área I.....	113
Tabela 7.1- Tabela sintetizando as principais estruturas da área I.....	132
Tabela 9.1- Síntese dos estágios decritos (E) e correlação com as estruturas observadas... ..	148

SUMÁRIO

Capítulo 1:	22
Introdução	22
1.1 Considerações Iniciais	22
1.2 Objetivos	22
1.3 Localização e Vias De Acesso	22
1.4 Aspectos Socioeconômicos	23
1.5. Aspectos Fisiográficos	24
1.5.1 Clima	24
1.5.2 Geomorfologia	25
1.5.4 Solos e Vegetação	26
1.5.5. Hidrografia	27
Capítulo 2:	28
Materiais e métodos	28
2.1 Materiais	28
2.1.1 Dados aerotransportados:	28
2.1.1.1 Fotos Áreas	28
2.1.2 Dados orbitais	29
2.1.3 Softwares	30
2.2 Métodos	30
2.2.1 Fotointerpretação	30
2.2.2 Processamento dos Dados	31
2.2.2.1 Landsat 8 TIRS/OLI	31
2.2.3 Análise Multitemporal do Rio Tocantins	34
2.2.4 Geoquímica de Elementos Maiores e Traço	35
2.2.5. Difratometria de Raios-X	37
2.2.6 Petrografia	37
Capítulo 3:	38
Geologia Regional	38
3.2.1 - Litoestratigrafia e Geocronologia	40
Capítulo 4:	49
Arcabouço Geofísico	49
4.1. Interpretação Geofísica do projeto	49
4.1.1 Magnetometria	49
4.1.2 Gamaespectrometria	54
4.2 Interpretação geofísica da Área I	56
Gamaespectrometria	56
Capítulo 5:	58
GEOLOGIA DO PROJETO MONTE	58
DO CARMO	58
5.1 Unidades Litoestratigráficas	58
5.1.1 Complexo Porto Nacional (PP2γpn)	58
5.1.2 Formação Morro do Aquiles (PP2ma)	59
5.1.3 Plutônicas sin- a Tardi- tectônicas (PP2γ(pst))	59
5.1.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa (PP3γi (v))	60
5.1.5 Suíte Ipueiras (PP3γi(p))	60
5.1.6 Suíte Aliança (NP3γα)	60
5.1.7 Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida (Xpi)	60
5.1.8 Intrusões Máficas-Ultramáficas	60
5.1.9 Formação Monte do Carmo	61

5.1.10 Suíte Lajeado (NP3γ2mt)-----	61
5.1.11 Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida-----	61
5.1.12 Grupos Serra Grande e Canindé-----	61
5.1.13 Diques e Soleiras-----	62
5.1.14 Lateritos (Nqdl)-----	62
5.1.15 Depósitos Aluvionares-----	62
-----	63
Capítulo 6:-----	64
Geologia Local-----	64
6.1 – Introdução-----	64
6.2 – Unidades Litoestratigráficas-----	66
6.2.1 - Complexo Porto Nacional-----	66
6.2.2 Suíte Aliança-----	82
6.2.3 Suíte Lajeado-----	88
6.2.4 Grupos Serra Grande e Canindé-----	94
6.2.5 Lateritos e Aluviões-----	102
6.3 Análise Multitemporal do Rio Tocantins-----	104
6.4 Geoquímica-----	106
Introdução-----	106
Complexo Porto Nacional-----	106
Suíte Aliança-----	109
Lateritos-----	111
6.5 Metamorfismo-----	113
6.4.1 Metamorfismo nas Rochas do Complexo Porto Nacional-----	113
6.4.2 Metamorfismo das rochas da Suíte Aliança-----	116
6.4.3 Metamorfismo nas rochas da Suíte Lajeado – Hornblenda-biotita- quartzo monzonito---	116
Capítulo 7:-----	117
Geologia Estrutural-----	117
7.1 Geologia estrutural do Projeto Monte do Carmo-----	117
Domínio I-----	117
Domínio II-----	119
Domínio III-----	119
Domínio IV-----	119
Domínio V-----	120
7.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL da área I-----	121
Elementos de Trama Dúctil-----	123
Foliação milonítica - Sm-----	127
Lineação - Lx-----	128
Dobras Fechadas-----	129
Zona de Cisalhamento Porto Nacional-----	130
Elementos de Trama Rúptil-----	130
Capítulo 8:-----	133
Geologia Econômica-----	133
8.1 Introdução-----	133
8.2 Ocorrências e Potenciais Minerais Regionais-----	133
Minerais e rochas industriais-----	135
Rochas ornamentais e/ou de revestimento-----	135
8.3 Recursos Minerais locais-----	136
8.3.1 Areia e Cascalho-----	137
8.3.2 Brita-----	138
8.3.3 Agregados de Asfalto e Concreto-----	138
Capítulo 9: Evolução-----	140

Tectônica -----	140
9.1 contexto evolutivo projeto monte do carmo -----	140
Estágio I – Formação do Complexo Porto Nacional e Fm. Morro Do Aquiles - 2.20 A 2.12 Ga	140
Estágio II – Orogenia Riacciana – 2.10 A 2.05 Ga -----	141
Estágio III – Deposição da Unidade Metavulcanossedimendar Indiferenciada -----	142
Estágio IV – Orogenia Brasileira– 840 a 490 Ma -----	143
Estágio V – Bacia do Parnaíba e diques máficos -----	145
9.2. CONTEXTO EVOLUTIVO DA ÁREA I -----	147
Capítulo 10: -----	149
Discussões e conclusões -----	149
10.1 Discussão -----	149
Embasamento Paleoproterozóico -----	149
Suíte Aliança: -----	150
10.2 Conclusões -----	150
REFERÊNCIAS -----	153
Anexos – em cd rom -----	160

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

O presente trabalho busca expor os dados obtidos e os métodos utilizados durante o trabalho de Mapeamento Geológico Final, realizado no ano de 2018, na região localizada entre os Monte do Carmo e Porto Nacional, no centro-sul de Tocantins. O projeto foi intitulado Projeto Monte do Carmo e compreende o mapeamento em escala de 1:50.000 de área com aproximadamente 2400 km².

Ao todo, 44 alunos participaram deste projeto, no qual foram divididas 19 subáreas mais dois anexos, identificadas por números romanos, e designadas a duplas e trios. O tamanho das áreas variou de 95 km² a 186 km².

O presente relatório expõe os resultados obtidos durante o mapeamento geológico da Área I que tem aproximadamente 186 km².

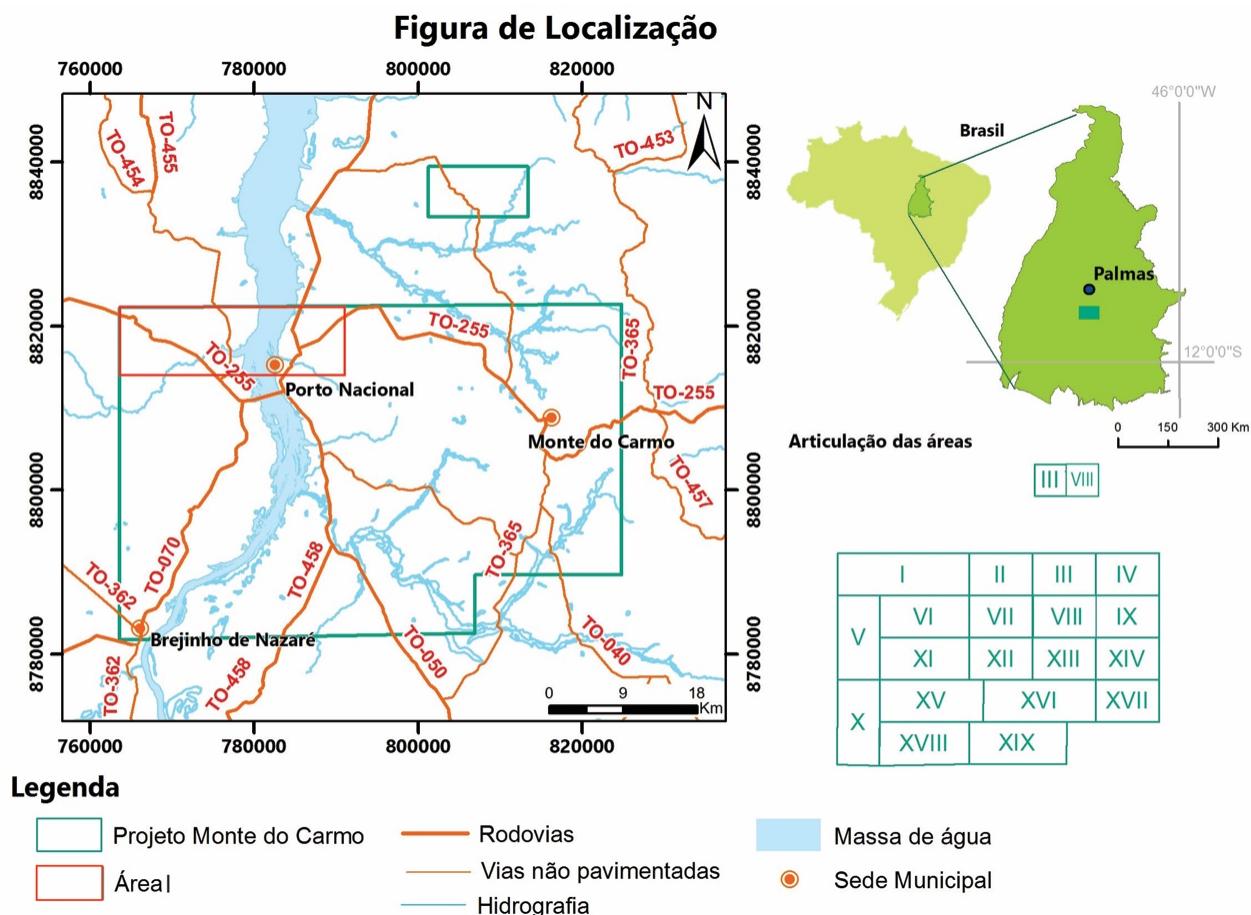
1.2 Objetivos

O Projeto Monte do Carmo tem como objetivo o mapeamento geológico em escala 1:50.000 da região localizada entre Monte do Carmo-TO e Porto Nacional-TO. O mapeamento nesta escala permite maior detalhamento das rochas aflorantes na região, além disso, ajuda a elucidar a relação entre as rochas do Complexo Porto Nacional e os granitos intrusivos desta porção os quais encontram-se influenciados pelo Lineamento Transbrasiliano (LTB) no limite entre a Faixa Araguaia e Faixa Brasília.

1.3 Localização e Vias De Acesso

A área localiza-se a na porção central de Tocantins (TO), a aproximadamente 800 km de Brasília e 60 km de Palmas e abrange os municípios de Monte do Carmo, Porto Nacional e Brejinho de Nazaré. O principal acesso até o local do projeto (Figura 1.1), partindo de Brasília é por meio da rodovia federal BR-010 até Monte do Carmo, e via TO-255, para Porto Nacional. A Área I abrange 80 % da cidade de Porto Nacional cujos acessos podem ser feitos por meio da TO-255 da TO- 454.

Figura 1.1 - Mapa de localização da área do Projeto Monte do Carmo, com destaque para o estado do Tocantins (TO), a direita, e para as principais vias de acesso (em laranja), com a área I em destaque a esquerda.



1.4 ASPECTOS SOCIOECONÔMICOS

O município de Porto Nacional é considerado a principal região do agronegócio no estado do Tocantins, destacando-se pecuária e agricultura como bases de sua economia. Segundo o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), apresenta índice de desenvolvimento Humano Municipal de 0,740 (IDHM, 2010) e população residente de 49.146 habitantes com Produto Interno Bruto per capita (PIB) de R\$ 749.941 (IBGE, 2010).

O município de Monte do Carmo tem população estimada de 6716 habitantes, apresenta IDHM 0.622 e PIB de R\$ 15.753 (IBGE, 2010). A economia tem como base a pecuária de corte e agricultura. O ouro teve importância neste setor até os anos 80, e hoje ainda existem garimpos, porém em menor escala (SEPLAN, 2017).

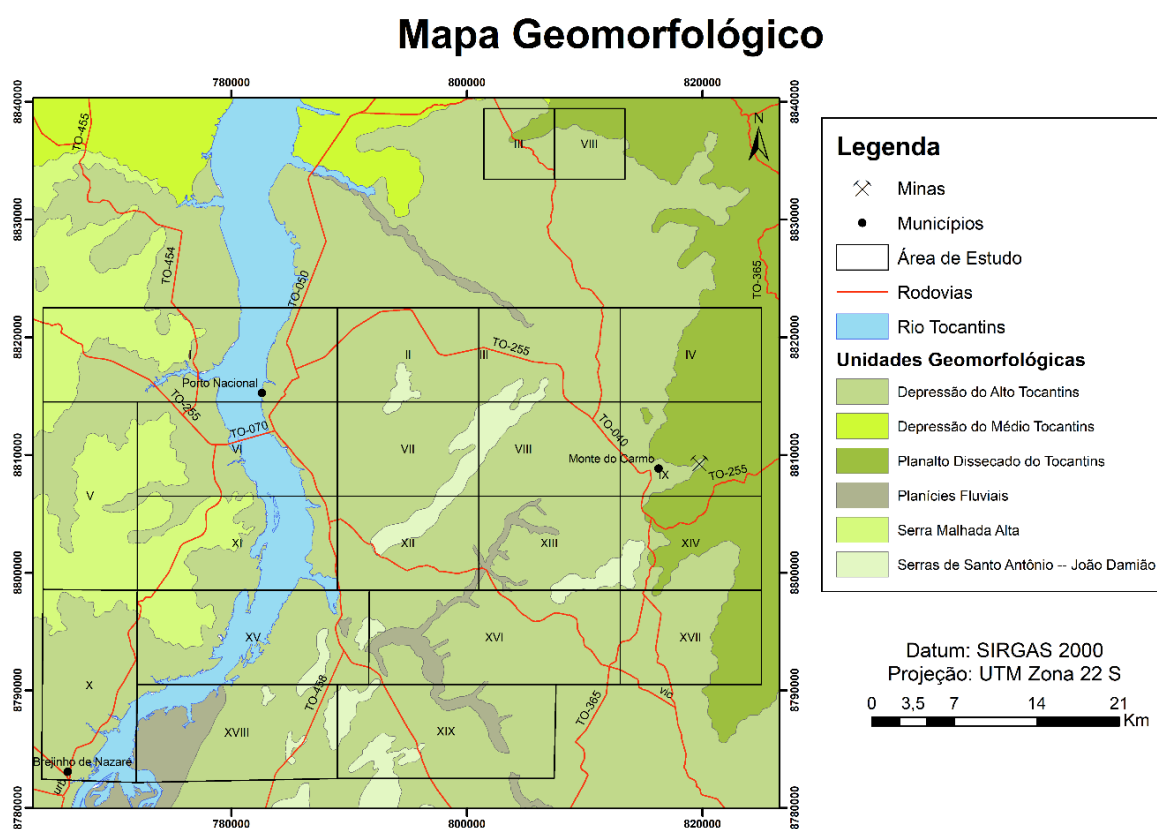
1.5.2 Geomorfologia

A área do projeto está inserida na unidade geomorfológica conhecida como Depressão do Tocantins (Figura 1.3), segundo a classificação de Mamede *et al.* (1981). Na porção leste, encontram-se domínios do Planalto Residual do Tocantins, conhecido como Malhada Alta (Ribeiro & Alves, 2017). Além disso, em sua porção central ocorre a faixa de dobramentos e coberturas metassedimentares conhecida como Serras de Santo Antônio – João Damião.

A Depressão do Tocantins tem relevo pouco variável, homogêneo, com cotas altimétricas que variam de 200 a 300 metros. Ocorrem falhas de direção N-S, que originaram as faixas rebaixadas. O relevo é formado por blocos residuais e tabulares dispoendo formas convexas ou aguçadas. Cachoeiras, corredeiras, terraços fluviais e ilhas fluviais localizam-se ao longo do Rio Tocantins, que recorta a porção leste da área do projeto na direção N-S. (SEPLAN 2017)

O domínio Malhada Alta do Planalto Residual do Tocantins apresenta altitudes que variam de 500 a 600 m e relevo com formas convexas, pediplanos e encostas com forma de cuestas, os quais se desenvolvem sobre as rochas da Bacia do Parnaíba (Ribeiro & Alves, 2017).

Figura 1.3 - Mapa Geomorfológico da área do Projeto Monte do Carmo exibindo as principais unidades geomorfológicas da área. A área I à extrema esquerda apresenta os domínios geomorfológicos de Serra Malhada Alta (verde claro) e Depressão do Tocantins, predominante na área (verde).



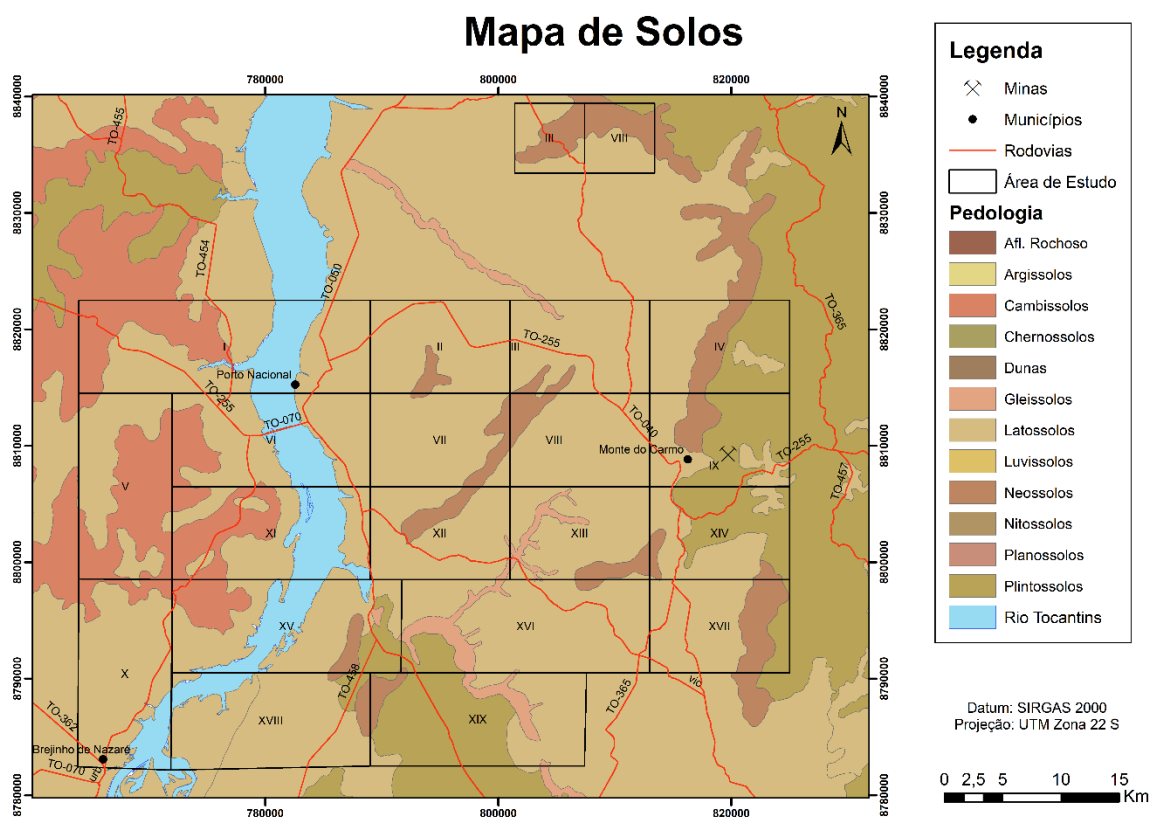
Fonte: SEPLAN, 2017.

Na Faixa de Dobramentos e Coberturas Metassedimentares conhecida como Serras de Santo Antônio – João Damião, as elevações variam entre 350 a 650 m e marcam feições de dissecação homogênea com topo tubular, além de formas erosivas caracterizadas por aplanamento de pediplano degradado (SEPLAN, 2017).

1.5.4 Solos e Vegetação

A região é caracterizada pela ocorrência de latossolos vermelho-amarelos eutróficos com caráter álico nas áreas planas referentes à Depressão do Tocantins (Figura 1.4). A vegetação característica é a do Cerrado, com comum ocorrência de densas matas de galeria nas regiões de vales encaixados. Já nas áreas mais elevadas, onde se localizam os sedimentos da Bacia do Parnaíba, ocorre cerrado campo sujo, em associação a solos petroplínínticos e concrecionários, sendo mais restrita a ocorrência de solos podzolizados. Neossolos litólicos ocorrem na parte central e centro-sul da área ao longo de serras isoladas alongadas na direção NE-SW. Ao longo do Rio Tocantins, que corta toda área na direção N-S, ocorrem associações de gleissolos com latossolos vermelho-amarelos com presença de horizonte plíntico e solo aluvial. (SEPLAN, 2017)

Figura 1.4 - Mapa pedológico da área do projeto apresentando as principais classes de solo da área. A área I localiza-se na parte superior na extrema esquerda da imagem.



Fonte: (SEPLAN, 2017).

Na área I ocorrem latossolos e cambissolos sobre as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. Latossolos vermelho-amarelos eutróficos na porção leste e sul e latossolos vermelho-amarelos álicos na porção norte. Ao longo do Rio Tocantins, a leste da área em direção N-S, ocorrem associações de gleissolos com latossolos vermelho-amarelos plúnticos e solo aluvial.

1.5.5. Hidrografia

A área do projeto encontra-se inserida na bacia hidrográfica do Rio Tocantins, que possui área de 777.308 km² e é considerada a quarta maior bacia fluvial do continente. Na região ocorrem 8 sub-bacias: Córrego Santa Luzia, Bacia do Ribeirão dos Mangues, Sub Bacia Ribeirão Conceição, Sub Bacia do Ribeirão dos Mangues, Sub Bacia Ribeirão Conceição, Sub Bacia Rio Água Suja, Sub Bacia Ribeirão do Carmo, Sub Bacia Rio Matança e Sub Bacia Córrego São João (SEPLAN 2017).

Na região do município de Lajeado, 136 km a norte de Porto Nacional, encontra-se a barragem da usina hidroelétrica Luís Eduardo Magalhães, a qual foi construído a médio curso do Rio Tocantins. A fase de enchimento do reservatório teve início em setembro de 2001 e foi finalizado em dezembro do mesmo ano. São 630 km² de área inundada com extensão de 170 km ao longo do Rio Tocantins abrangendo além de Lajeado, os municípios de Porto Nacional, Ipueiras e Brejinho de Nazaré.

Na área I os principais cursos d'água são os rios Tocantins e Ribeirão do Carmo. A rede de drenagem apresenta alto padrão de densidade nas áreas planas localizadas próximas a planaltos e áreas escarpadas nas adjacências da Serra do Carmo. Já nas planícies, a densidade diminui e os rios são retilíneos.

CAPÍTULO 2: MATERIAIS E MÉTODOS

As primeiras atividades desenvolvidas no trabalho visaram elucidar os aspectos geológicos e logísticos da área de estudo a partir de análises de imagens de satélite, fotos aéreas e dados geofísicos. Para isso, foram utilizadas técnicas de sensoriamento remoto e de fotointerpretação.

O sensoriamento remoto é regido pela interação entre a radiação eletromagnética (REM) e o alvo. A partir de medidas da resposta desta interação, que em geral ocorrem nos comprimentos de onda de 0.4 μm a 30 cm, pode-se obter informações não só texturais do objeto em estudo, como também dados de sua composição química.

Já o processo lógico-sistemático de fotointerpretação se baseia em três etapas definidas por Soares & Fiori (1976), que buscam identificar elementos das imagens com os objetos, analisar suas relações e descobrir o significado e função dos objetos e suas relações, definidas como:

Fotoleitura – Reconhecer e identificar os elementos da imagem com os objetos correspondentes e sua repartição;

Fotoanálise – Estudar as relações entre imagens e suas associações;

Fotointerpretação – Definir por meio de métodos indutivos, comparativos e dedutivos a função e relação dos objetos correspondentes às imagens.

2.1 MATERIAIS

2.1.1 Dados aerotransportados:

2.1.1.1 Fotos Áreas

As fotos aéreas utilizadas, são pertencentes ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) relativas ao projeto AF-63-32A – CPRM 1710 realizado entre os anos de 1966 e 1968 em escala 1:60.000. Neste projeto a área é parcialmente recoberta pelas fotos de índice: 1785, 1786, 2865, 2866, 2867.

2.1.1.2 Aerogeofísica

O Levantamento Aerogeofísico da Bacia do Parnaíba foi realizado por meio do convênio entre a Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e a Universidade de São Paulo (USP) nos anos de 2004 a 2006. Os dados recobrem em alta resolução a parte sudoeste da Bacia do Parnaíba, englobando os estados de Tocantins, Bahia, Piauí e Maranhão, totalizando uma área de 2400.000km².

Como produto desta cooperação foi produzido relatório final e mapas geofísicos aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos coloridos nas escalas 1:250.000 e 1:500.000 em

formato digital e papel, sendo também confeccionados mapas na escala 1:100.000 em formato digital. Os produtos em escala 1:100.000 incluem mapas de contorno de campo magnético total reduzido do IGRF (campo total, primeira derivada vertical e sinal analítico) e contorno radiométrico em concentração de elementos (contagem total, Potássio, Urânio, Tório e razões eU/eTh, eU/K e eTh/K).

As linhas de vôo foram orientadas na direção N-S, espaçadas em 0,5 km, com linhas de controle a cada 4,0 km e orientação E-W. A altura de vôo foi de 100 m sobre o terreno. O intervalo entre medições magnéticas consecutivas foi de até 0,01s e entre medições gamaespectrométricas consecutivas foi de 1s, sendo que a velocidade média de voo foi de 270 km/h.

Dados Magnetométricos

O sistema utilizado para captação de dados magnéticos é constituído por sensor de vapor de cézio montado na cauda de uma aeronave *Stinger* para o Projeto Tocantins enquanto que nos levantamentos da Bacia do Parnaíba foram utilizadas aeronaves *Cessna*, modelo C-208 B *Grand Caravan*. O sensor utilizado foi o *Scintrex CS-3* com resolução de 0,001nT, faixa de 15.000 – 105.000nT.

Dados Aerogamaespectrométricos

Para a coleta de dados gamaespectrométricos foi utilizado gamaespectrômetro *PicoEnvirotec*, modelo GRS-410 de 512 canais espectrais em que o espectro de cada um dos cristais detectores é analisado separadamente. Para manter o espectro permanentemente alinhado foi feita correção linear baseada na detecção do pico de Césio (^{137}Cs – 662 KeV).

2.1.2 Dados orbitais

2.1.2.1 Landsat 8 OLI/TIRS

O satélite LANDSAT 8 (*Land Remote Sensing Satellite*), lançado em 2013, tem os sensores *Thermal Infrared Sensor* (TIRS) e *Operational Land Imager* (OLI) que adquirem imagens em 11 bandas espectrais: 9 por meio do sensor OLI e 2 pelos canais termais TIRS. As bandas de 1 a 7 e 9 possuem resolução espacial de 30 metros e a banda pancromática, 8, possui resolução de 15 metros. As bandas 10 e 11 são conhecidas como bandas termais e utilizadas para obtenção de temperaturas terrestres, apresentando resolução espacial de 100 metros. A resolução temporal é de 16 dias.

Neste trabalho foram utilizadas as cenas 222-67 e 222-68 coletadas em 17/09/2017, obtidas com auxílio da ferramenta online *Earth Explorer*, a qual pertence ao Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS), e à Agência Aeronáutica e Espacial Norte Americana (NASA). As

imagens possuem nível de processamento L1TP que consiste de correção topográfica de precisão provendo acurácia sistemática, radiométrica e geométrica ao incorporar pontos de controle e empregar um Modelo Digital de Elevação para acurácia topográfica.

2.1.2.2 ALOS/PALSAR

O satélite ALOS, lançado em 2006, pela Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial apresenta resolução espacial de 46 dias e carrega 3 sensores a bordo: *Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping* (PRISM), *Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2* (AVNIR-2) e *Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar* (PALSAR).

O sensor PRISM é um radiômetro pancromático com resolução espacial de 12,5 metros utilizado para modelos digitais de elevação coleta imagens de radar de todo o planeta em cenas de 50 km x 70 km. Já o AVNIR-2 é radiômetro que opera nas regiões do visível e infravermelho com resolução de 10 metros e ênfase no mapeamento em escala de até 1:50.000 de uso e cobertura das terras. O sensor PALSAR é radar de abertura sintética que opera na banda L permitindo obter imagens diurnas e noturnas sem a interferência de nebulosidade com resolução que varia de 7 a 89 metros.

As imagens do ALOS/PALSAR foram obtidas no site da *Alaska Satellite Facility* (ASF), que funciona em conjunto com a Universidade de Fairbanks no Alaska.

2.1.3 Softwares

Os dados geofísicos aerotransportados foram processados pela professora do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG – UnB), Roberta Mary Vidotti, com auxílio do software Oasis Montaj 8.3.3.

Os dados orbitais foram processados com auxílio dos softwares Excellis ENVI 5.1 e ArcGis 10.5.

2.2 MÉTODOS

2.2.1 Fotointerpretação

Na etapa de fotointerpretação foram extraídos elementos de relevo: quebras positivas e negativas; estruturais: lineações em série e em feixe; parâmetros logísticos: estradas de acesso e fazendas, além da rede de drenagem a partir da metodologia lógico-sistemática, elucidada anteriormente.

Para isso foram analisadas imagens aéreas com auxílio de estereoscópio, imagens do *software* Google Earth e BaseMap do ArcGis.

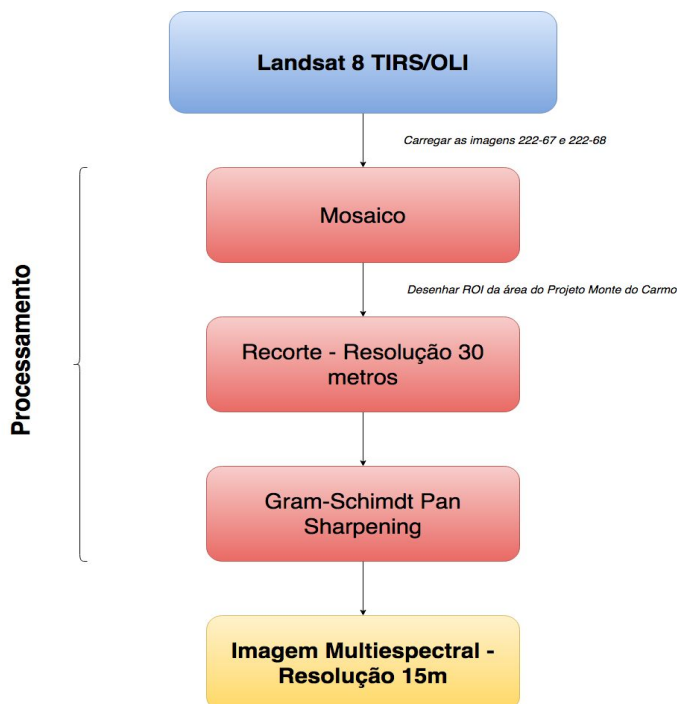
Os produtos obtidos nesta etapa, mapa base, mapa morfoestrutural, mapa fotolitológico em escala 1: 50.000, encontram-se em anexo ao final deste trabalho.

2.2.2 Processamento dos Dados

2.2.2.1 Landsat 8 TIRS/OLI

Os dados do satélite Landsat 8 foram processados por meio do software ENVI, seguindo a metodologia determinada pelo fluxograma abaixo (Figura 2.1).

Figura 2.1- Fluxograma do processamento de imagens do Landsat 8 adotado no Projeto Monte do Carmo.



O primeiro passo consistiu em elaborar um mosaico das cenas 222-67 e 222-68, utilizando a ferramenta Seamless Mosaic do software ENVI. Em seguida, foi desenhado um polígono de tamanho aproximado ao do Projeto Monte do Carmo, utilizando a ferramenta *Region of Interest* (ROI), para servir como máscara de recorte da figura do mosaico.

A correção atmosférica seguiu o método de Chávez (1998), conhecido como Dark Object Subtraction – DOS. Esta técnica é de simples aplicação, uma vez que é necessário apenas selecionar os pixels pretos da figura, os quais servirão como base para cancelar a componente de espalhamento aditivo atmosférico. Foram selecionados 20 pixels escuros na figura, utilizando a ferramenta ROI, que posteriormente foram utilizados no processo de DOS do ENVI.

Para aumentar a resolução espacial das imagens multiespectrais foi feito o processo de fusão conhecido como Pan Sharpening, utilizando o algoritmo de Gram-Schmidt. Neste processo as imagens pancromáticas, com 15 metros de resolução, são fundidas com as imagens

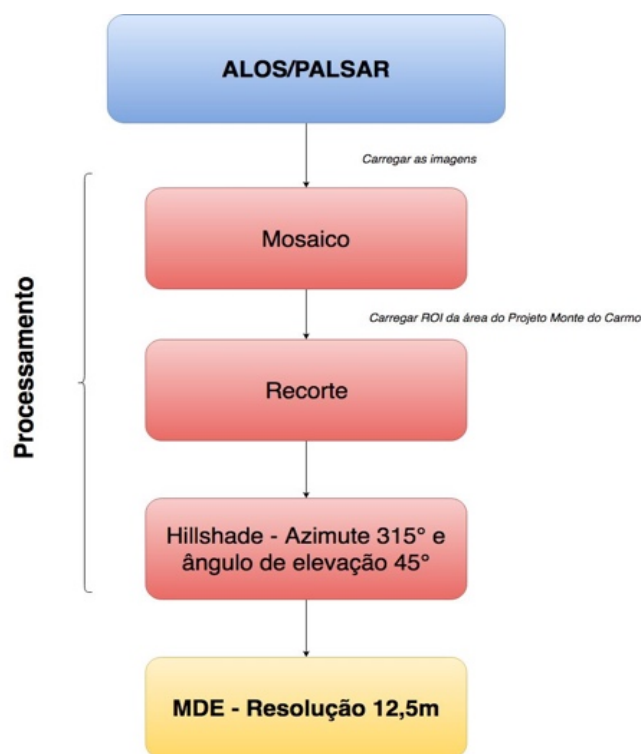
multiespectrais, com 30 metros de resolução, resultando em imagens multiespectrais com 15 metros de resolução sem perdas significativas da resolução espectral.

2.2.2.2 ALOS PALSAR:

Para confecção do Modelo Digital de elevação (MDE) foi utilizada a ferramenta *Terrain* do *software* ENVI, que utiliza dois parâmetros para modelagem da topografia, o ângulo de elevação e o azimute, para simulação da posição do sol e a direção de sombreamento do terreno. Neste sentido, o ângulo de elevação varia entre 0 e 90°, e representa a posição do sol no céu, sendo 0° correspondente à linha do horizonte e 90° sua posição a pino. Foi utilizada angulação de 45° (Figura 2.2).

O azimute representa o posicionamento quanto à incidência da luz, para simulação da luz solar, com que são ressaltadas estruturas com ordenamento perpendicular à direção de iluminação. Neste caso, foi utilizado 315° de angulação para ressaltar as estruturas com direção NE/SW, com 2% para de porcentagem de tolerância linear.

Figura 2.2- Fluxograma do processamento de imagens Alos/Palsar adotados no Projeto Monte do Carmo.

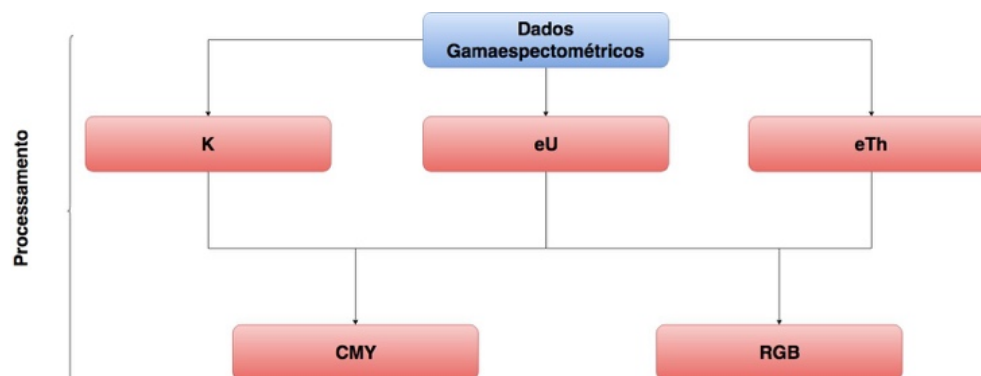


2.2.2.3 Método Gamaespectrométrico:

Os dados gamaespectrométricos foram gerados a partir da interpolação por curvatura mínima com célula de 125m. Como resultados obtiveram-se mapas de concentrações de K (em porcentagem) de eU e eTh (em ppm), assim como contagem total de radiação gama (em $\mu\text{R/h}$).

Tais produtos foram combinados em diferentes canais de cor para confecção dos mapas RGB e CMY (Figura 2.3).

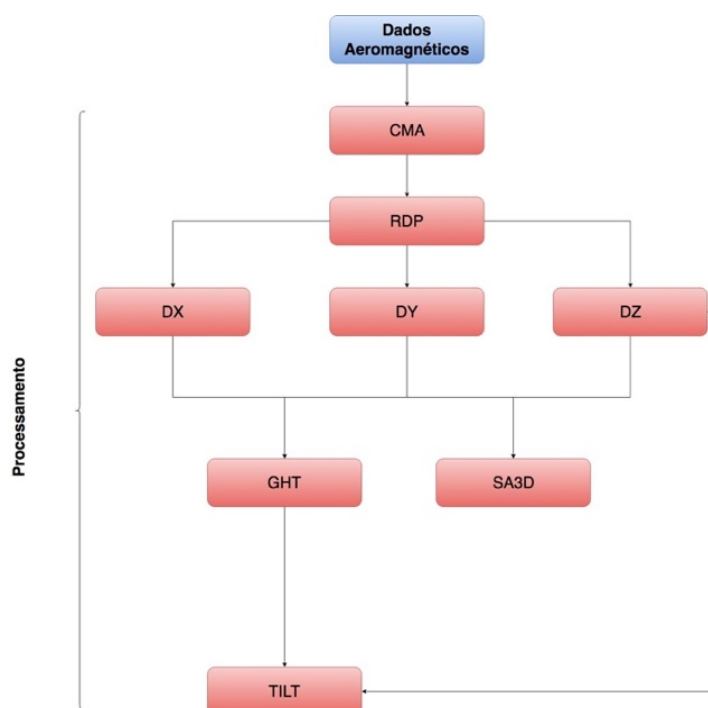
Figura 2.3- Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aerogeofísicos gamaespectrométricos.



2.2.2.4 Método Magnetométrico

A interpolação em malha regular dos dados de magnetometria (campo magnético anômalo – CMA) foi realizada pelo método de interpolação *spline* bidirecional (Bigrig). A partir do CMA, foram gerados os produtos : Derivada Vertical (DZ), Derivadas Horizontais (Dx e Dy), Sinal Analítico 3D (SA3D), Gradiente Horizontal Total (GHT), derivada TILT e a derivada TILT do Gradiente Horizontal Total (TILT-GHT), processos esquematizados por meio da figura 2.4.

Figura 2.4- Fluxograma referente às etapas e produtos gerados pelo processamento dos dados aeromagnetométricos onde: CMA = Campo magnético anômalo; Dx = Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo X; Dy = Primeira Derivada horizontal do CMA no eixo Y; Dz = Primeira derivada vertical do CMA; SA3D = amplitude do sinal analítico do campo magnético anômalo; GHT = Gradiente Horizontal Total; TILT = Derivada TILT; TILT-GHT = Inclinação do Sinal Analítico referente ao Gradiente Horizontal Total.



2.2.3 Análise Multitemporal do Rio Tocantins

A análise multitemporal do Rio Tocantins foi feita a partir do processamento de dados dos satélites Landsat 5/TM, Landsat 7/ETM+ e Landsat 8/OLI por meio do *software* ENVI 5.3 com o objetivo de quantificar a área ocupada pelo Rio antes e depois da construção e funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães. As imagens utilizadas correspondem às orbitas/pontos 222_67 e 222_68, cujos parâmetros estão descritos nas tabelas 2.1 e 2.2. O trabalho foi realizado analisando dois intervalos de tempo distintos: 1) de 5 em 5 anos, de 1984 a 2017; 2) de mês em mês nos anos de 2001 a 2002, ano em que teve início o funcionamento da hidrelétrica Luís Eduardo Magalhaes e ano seguinte ao início do funcionamento.

Tabela 2.1- 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 Magalhaes 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	Maio	2002	ETM+	Landsat 7
18	Junho	2002	ETM+	Landsat 7
14	Julho	2002	TM	Landsat 5

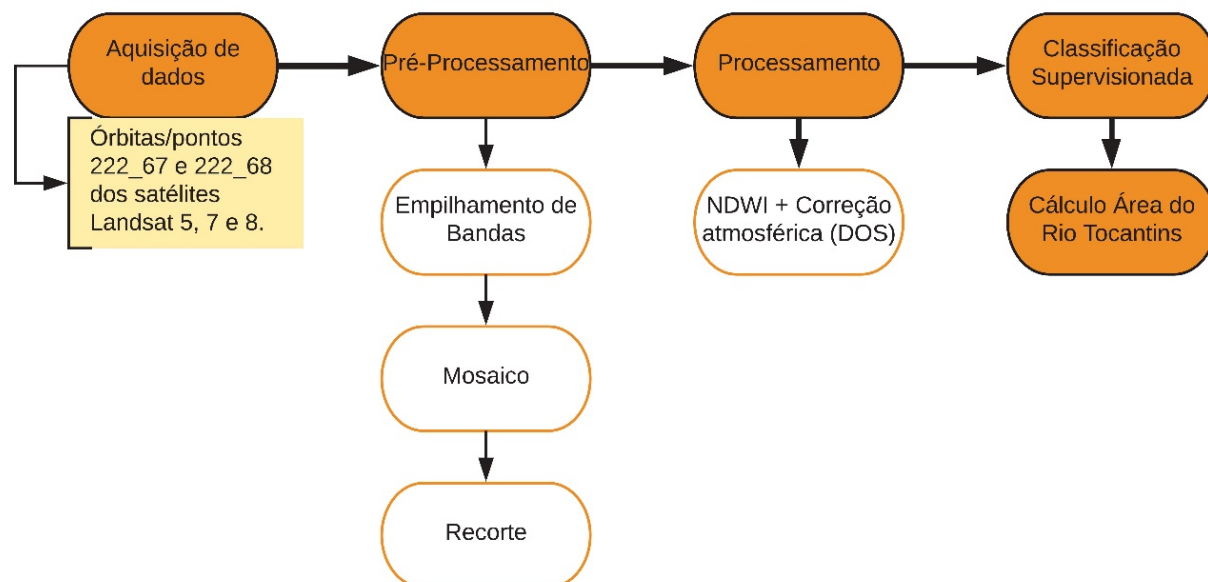
Tabela 2.2- Imagens adquiridas das cenas 222_67 e 222_68, utilizadas na reconstrução do Rio Tocantins nos anos de 1984 a 2017, com intervalo de aproximadamente 5 anos.

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

O trabalho foi dividido em três etapas: pré-processamento, processamento e classificação, de acordo com o fluxograma da figura 2.5. No **pré-processamento**, as imagens foram selecionadas de acordo com a ocorrência de ruídos instrumentais, radiométricos e geométricos, além da análise das densidades de vegetação, partículas na coluna atmosférica e nuvens. Foi necessário realizar um mosaico com as cenas 222_67 e 222_68 e posteriormente um recorte com

base na área de estudo. A correção atmosférica, por meio do algoritmo *dark subtraction*, foi gerada automaticamente no processamento de aplicação do índice de diferença normalizada da água.

Figura 2.5- Fluxograma esquematizando os principais passos do processamento dos dados.



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

2.2.4 Geoquímica de Elementos Maiores e Traço

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

Os elementos maiores analisados foram TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , CaO , Na_2O e K_2O , P_2O_5 . O valor de perda ao fogo foi adicionado aos valores em porcentagem destes elementos e subtraídos de 100% para se obter o valor de SiO_2 . Os elementos traços: As, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, P, Pb, Sr, V, Zn, Zr e Mn, foram analisados em partes por milhão (ppm).

Digestão das Amostras

Em laboratório limpo, as amostras de rochas foram digeridas seguindo o protocolo abaixo, tabela 2.4, com mistura ácida (HF, HCl, HNO_3) e H_2O_2 em Savillex® e utilização de chapa quente e capela de exaustão.

Tabela 2.3– Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.

Etapa	Procedimento
1	Pesa-se a amostra de forma a obter 0,1 g
2	Adição de 4 ml de HF + 1 ml de HNO_3 à 120 °C por 36 horas
3	Após a evaporação à 90 °C, adição de 3 ml de HCl 6 M+ 1 ml de HNO_3 à 120 °C por 48 horas. Após esta etapa, se ainda houver matéria orgânica não dissolvida, adiciona-se 2 ml de H_2O_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_2O_2 em chapa quente à 60 °C com cuidado e atenção para evitar o desprendimento de gases de forma vigorosa. Prossegue-se esta etapa até a completa eliminação da matéria orgânica.
4	Após evaporação à 90 °C, adição de 2 ml de HCl 6M à 120 °C por 24 horas.
5	Após evaporação à 90 °C, adição de 1 ml de HCl 6M à 120 °C por 8 horas
6	Após evaporação à 90 °C, o resíduo foi solubilizado em solução de HCl 2M e diluído até obter volume final de 25ml.

Perda ao Fogo (PF)

A perda ao fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (tabela 2.3).

Tabela 2.4- Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis

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

2.2.5. Difratometria de Raios-X

A análise por DRX foi realizada no Laboratório de Raios-X IG/UnB, no difratômetro RIGAKU – ULTIMA IV, operando com tubo de cobre e filtro de níquel, sob 35 kV e corrente de 15 mA, velocidade da varredura de 2°/minuto e passos de 0,05°.

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

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

2.2.6 Petrografia

Foram confeccionadas 14 lâminas delgadas a partir de amostras coletadas em campo durante a etapa de mapeamento geológico. Com base na análise em microscópios petrográficos de luz transmitida e refletida, foram realizadas observações que permitiram a caracterização da textura, composição mineralógica e microestruturas das rochas. Estes dados encontram-se descritos nas fichas petrográficas em anexo.

CAPÍTULO 3: GEOLOGIA REGIONAL

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

A **Província Estrutural Tocantins** está inserida na porção central do Brasil. Foi definida por Almeida *et al.* (1977) e Hasui *et al.* (1984) como uma compartimentação geotectônica decorrente da amalgamação dos Crátoms Amazônico, São Francisco e do Bloco Paranapanema, na porção oeste do supercontinente Gondwana, durante a Orogenia 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). A faixa se estende nos estados do Tocantins, Goiás, Distrito Federal e Minas Gerais, por cerca de 1100 km com direção N-S (Pimentel *et al.*, 1998). Já a **Faixa Araguaia**, localizada na porção setentrional da província, possui orientação N-S e estruturas com vergência 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 (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975) e é responsável pelo paralelismo das unidades presentes na área, inclusive unidades de embasamento paleoproterozóicas granito-gnáissicas, além das unidades meso-neoproterozóicas (Gorayeb *et al.*, 1988). O lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada NE20-50SW que foram posteriormente reativadas em regime rúptil-dúctil e rúptil no fanerozoico (Costa *et al.*, 1984; Hasui *et al.*, 1984; Gorayeb *et al.*, 1988). O LTB na Província Tocantins apresenta orientação N35E e é marcado 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).

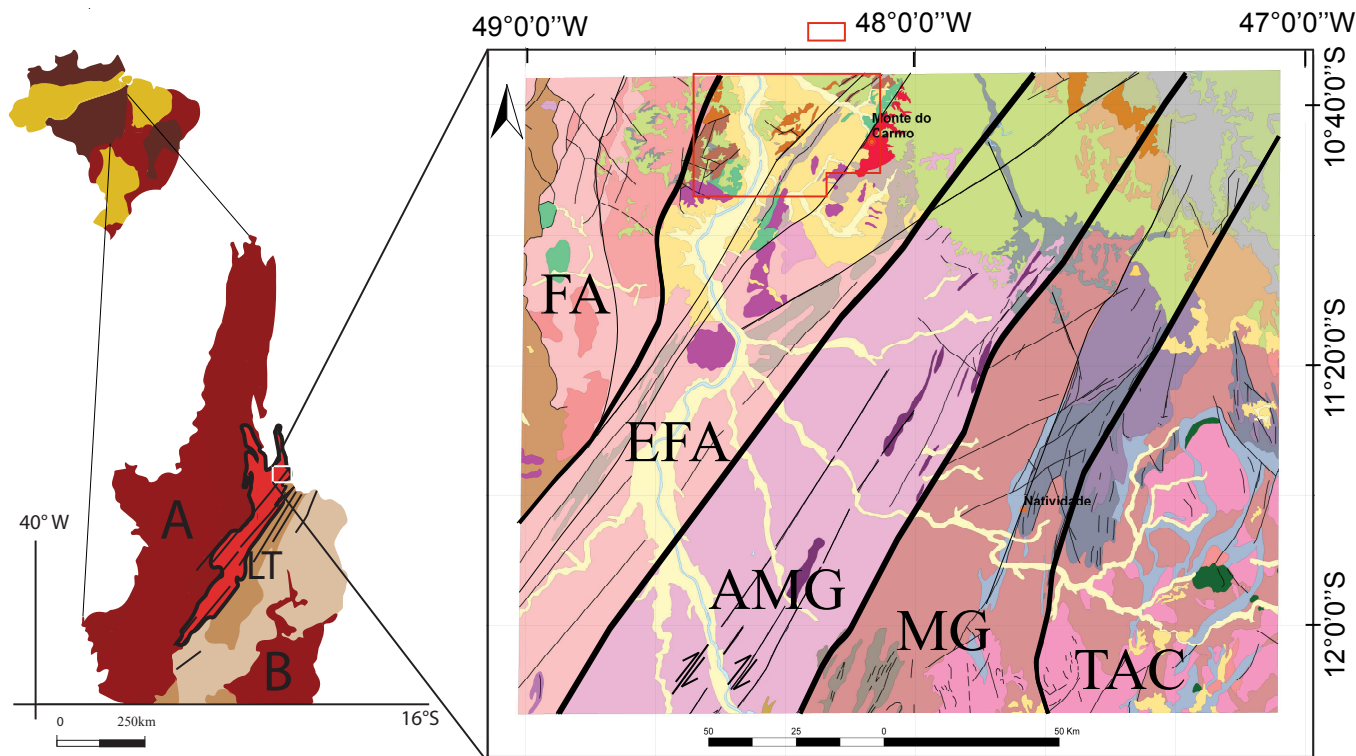
A compartimentação tectônica de Porto Nacional-Monte do Carmo relacionado ao LTB, se divide segundo as classificações de Gorayeb (1996) e Praxedes (2015). O primeiro autor indica entre Porto Nacional-Monte do Carmo e Nova Rosalândia, predomínio de terrenos granulíticos de

origem orto- e paraderivada, além de terrenos gnáissicos englobados nos complexos Porto Nacional e Rio dos Mangues.

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

Existem controvérsias sobre o posicionamento do **Maciço de Goiás** (MG) no contexto tectônico da Província Tocantins. O MG é uma unidade geotectônica constituída essencialmente por: (I) terrenos arqueanos- paleoproterozóicos de complexos gnáissicos dômicos do tipo TTG e greenstone belts metamorfizados em fácies xisto verde a 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 reinterpretem a história evolutiva do maciço, e sugerem acreção desse micro continente com a Faixa Brasília durante o Paleoproterozoico (Cordeiro e Oliveira, 2017).

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



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

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

Legenda Províncias Brasil

- Bacias Paleozoicas Intracratônicas
- Faixas Móveis Neoproterozoicas
- Províncias Cratônicas

Legenda Província Tocantins

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

Legenda

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

Principais Unidades Litoestratigráficas

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

3.2.1 - Litoestratigrafia e Geocronologia

As unidades aflorantes na região do Projeto Monte do Carmo (PMC) serão descritas abaixo com base em critérios geocronológicos, isto é, partindo das unidades mais antigas até as mais recentes.

A mais importante unidade geotectônica presente na região é o **Complexo Granulítico Porto Nacional** (CGPN), definido por Costa *et al.* (1982) e incluído no Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional por Gorayeb *et al.* (2000a). O complexo é constituído por rochas com protólitos de idades próximas a 2.14 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000b), têm orientação NE-SW e largura aproximada de 35 km, tendo uma parte recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Gorayeb, 1996). É formado por rochas metamórficas ortoderivadas e 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 unidade do Terreno de Alto Grau Metamórfico Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfibolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragneisses aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas intercaladas com ortogneisses e anfibolitos (Sachett, 1996; Gorayeb *et al.*, 2013). Essas rochas ocorrem principalmente entre as cidades de Porto Nacional e Brejinho de Nazaré, em faixa com direção NE-SW e, em faixas de menor extensão, junto a granulitos, anortositos e granitóides miloníticos (Gorayeb, 1996). As rochas são localmente truncadas pelos corpos da Suíte Lajeado ou limitadas por falhas, gerando contatos tectônicos com as formações mais novas do Fanerozoico.

Costa *et al.* (1983) agruparam no **Complexo Rio dos Mangues** as rochas metassedimentares e metamáficas que afloram na região de Paraíso do Tocantins, a oeste do Rio Tocantins. Segundo Hasui *et al.* (1984), o complexo é formado por rochas cálcio-silicáticas, ortogneisses tonalíticos e granodioríticos, anfibolitos, micaxistos, quartzitos e paragneisses aluminosos. Frasca *et al.* (2010) e Ribeiro & Alves (2017) definem a unidade como ortogneisses tonalíticos e granodioríticos, ortoquartzitos, anfibolitos, micaxistos e rochas calcissilicáticas. O complexo ocorre em faixa de direção N-S com largura de 30 a 40 km, estendendo-se até a região de Gurupi (Arcanjo *et al.*, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). O *Granito Serrote* faz parte desta unidade. É formado por corpos graníticos leucocráticos com 1,86 Ga e idades modelo TDM (Idade Modelo do Manto Empobrecido) entre 2,43 e 2,50 Ga (Arcanjo *et al.*, 2013). Dados de Rb-Sr propõem idade em torno de 2,1 Ga (Barradas, 1993). Estudo mais recente, com base em idades entre 2,05 a 2,08 Ga (Pb-Pb), idade modelo TDM de 2,21 e 2,35 Ga e de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -1,04 e +2,4, indica material juvenil paleoproterozoico em ambiente tectônico envolvendo crosta oceânica com interação de núcleos siálicos mais antigos na gênese do complexo (Arcanjo & Moura, 2000; Arcanjo, 2002; Arcanjo, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). Idades U-Pb em zircão entre 2,13 e 2,14

Ga, idade modelo TDM entre 2,0 e 2,3 Ga e ϵNd de +0,86 e +2,40, também indicam caráter juvenil (Fuck *et al.*, 2002).

Na região de estudo há suítes graníticas, com idades entre Paleoproterozoico e Neoproterozoico. Os eventos ocorridos no Paleoproterozoico, como a **Suíte Intrusiva Ipueiras** são interpretados e relacionados ao fechamento de bacias de arcos vulcânicos no final da Orogenia Riacciana. Esta suíte foi primeiramente caracterizada como formada por sete corpos graníticos e rochas vulcânicas associadas cogenéticas (Bezerra *et al.*, 1981). Posteriormente, foi reclassificada por Chaves *et al.* (2008) em quatro plútons graníticos paleoproterozoicos: Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo. Segundo Chaves *et al.* (2008), estes plútons têm características subalcalina e peraluminosa, assinatura geoquímica indicativa de granitos anorogênicos e dispostos ao longo de uma faixa orientada NNE-SSW. A partir de datações em zircão pelo método Pb-Pb, Chaves *et al.* (2008) definiram a cristalização desses corpos graníticos em torno de 2,08 Ga. As idades modelo Sm-Nd 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 e caráter juvenil para a formação desses granitos. Saboia (2009) correlacionou o *Granito do Carmo* e a Suíte Intrusiva Santa Rosa com base na similaridade de idade, nos padrões de ETR e elementos traços.

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

A **Suíte Vulcânica Santa Rosa**, também paleoproterozoica, é formada por uma sequência de rochas vulcânicas ácidas (riolitos, dacitos e piroclásticas, como tufos e brechas) com baixo grau metamórfico. Os estudos geocronológicos indicam idades de 2,1 Ga pelo método U-Pb (Sachett *et al.*, 1996) e 2,08 Ga pelo método U-Pb em zircão, além de ϵNd positivo que define fonte mantélica paleoproterozoica com influência continental em níveis crustais pouco profundos (Saboia *et al.*, 2009).

A **Formação Monte do Carmo**, proposta por Costa *et al.* (1976), é uma sequência vulcanossedimentar composta por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e máficas, além de pacotes de arenitos, siltitos, ardósias, grauvacas, conglomerados e arcósios. O pacote de rochas

vulcânicas está subdividido em duas sequências, segundo 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, o que indica que a Formação Monte do Carmo é derivada de fontes paleo- a neoproterozoicas. Ribeiro e Alves (2017) obtiveram idades U-Pb em brecha vulcânica e basalto andesítico de 643 ± 10 Ma e $588,8 \pm 8,6$ Ma, respectivamente. Frasca *et al.* (2010) e Saboia (2009) interpretam o ambiente de formação da sequência relacionando-o à abertura de um *rift* continental.

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

Gorayeb (1996) decreve a existência de outras suítes no final do Neoproterozoico (em torno de 540 Ma), que geraram associação de granitos alcalinos, charnockitos, anortositos e rochas máficas associadas na região de Porto Nacional. Dentre elas, a **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**, é composta por plúton alongado na direção NNE-SSW, de 25km de comprimento e de 8 a 10 km de largura. A suíte é inserida 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 zircão herdado de material crustal mais antigo. Os autores 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 entre -7 e -12,24. A idade modelo é compatível com a contribuição de rochas do embasamento formado pelos Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional.

A **Suíte Aliança**, também de idade neoproterozóica, é definida por Frasca (2010) como 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 interpretados como parte do embasamento da Faixa Araguaia.

A **Suíte Santa Luzia** é outra suíte definida com idade neoproterozoica, e foi primeiramente chamada de Granito Santa Luzia. Costa *et al.* (1983) a definem como 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 graníticas e granodioríticas a esta unidade. Os estudos geocronológicos realizados pelo Serviço Geológico do Brasil (Ribeiro e Alvez, 2017) obtiveram idades de 593 Ma em zircão segundo o método U-Pb, coincidente com a obtida por Frasca (2010).

A última suíte neoproterozoica da região é a **Suíte Lajeado**, 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 os corpos graníticos paleoproterozoicos *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 têm assinatura 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. Análises isotópicas de Sm-Nd indicam idades modelo TDM entre 2,1 e 1,7 Ga e valores de ϵNd (0,55 Ga) entre -10 e -13, o que sugere envolvimento da crosta paleoproterozoica na formação desses granitos (Gorayeb *et al.*, 2013). A suíte representa, assim, granitogênese do tipo A tardi-colisional, desenvolvida em regime extensional, e marca o final da evolução da Faixa Araguaia.

A **Bacia do Parnaíba** localiza-se entre os crátons Amazônico e São Francisco, e tem comprimento de aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura e forma elíptica. A área do PMC encontra-se em sua borda sul. A bacia tem cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição (Vaz *et al.*, 2007), quando comparada à sua grande extensão. Isso se deve a subsidência termal flexural que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozoico (Figueiredo & Raja-Gabaglia, 1986) Nela ocorrem 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames e

3.000m de rochas sedimentares siliciclásticos (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 clastos de rochas metamórficas e ígneas de várias idades. Almeida & Carneiro (2004) afirmam que o desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu a partir da subsidência do embasamento continental devido a eventos térmicos pós- orogênicos durante a fase de estabilização da Plataforma Sul-Americana, Orogenia Brasileira. A Bacia do Parnaíba se destaca no relevo por formar escarpas, planaltos e planícies do *Gráben* de Porto Nacional (Gorayeb, 1996). Foi dividida estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (Mesodevoniano-Carbonífero); Grupo Balsas (Neocarbonífera-Eotriássica); Formação Pastos Bons (Jurássico) e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) (Vaz *et al.*, 2007).

Na região de Monte do Carmo, afloram os grupos Grupo Canindé e Serra Grande. O **Grupo Serra Grande** é representado pela *Formação Jaicós*, de idade siluriana (Costa *et al.*, 1984). Ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutido no interior de *grábens* na borda da Bacia do Parnaíba. Ocupa, ainda, áreas abatidas por falhamentos na margem oeste do Rio Tocantins, além de aflorar na base da Serra das Cordilheiras entre 5 a 10 km do município de Porto Nacional. A formação é definida por arenitos médios conglomeráticos, localmente arcossianos, mal selecionados e imaturos. Ocorrem estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento, que indicam ambiente deposicional fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalhos subordinados (Góes & Feijó, 1994).

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

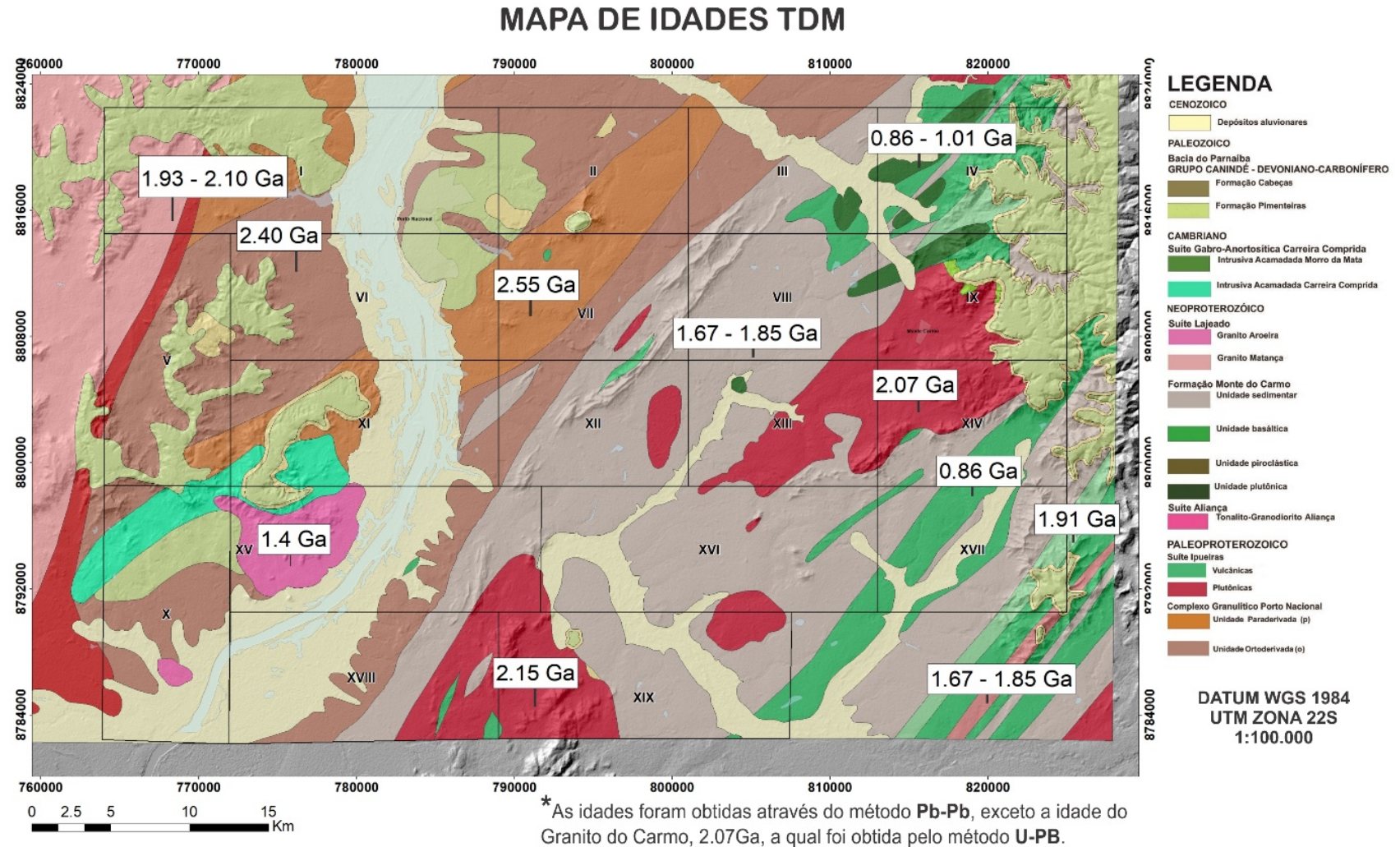
A Bacia do Parnaíba apresenta-se truncada por três principais lineamentos Pico-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Transbrasiliano, que foram responsáveis pelo controle das direções deposicionais até o Eocarbonífero (Vaz *et al.*, 2007).

Por fim, na área de estudo, podemos destacar ocorrência de **coberturas detrito-lateríticas ferruginosas**, compostas por quartzo e argilominerais, e horizontes concrecionários 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 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.

Com intuito de sintetizar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas na tabela 3.1, a seguir, de acordo com os critérios geocronológicos. As idades obtidas nos anortositos foram atribuídas a zircões herdados no trabalho de Lima (2008).

Área I

Figura 3.2- Mapa de idades TDM do Projeto Monte do Carmo, obtido com base nos dados disponíveis na bibliografia.



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

Tabela 3.1- Unidades descritas, apresentando as idades e os autores.

	Unidade	Idade (Ma)	T _{DM} (Ga)	εND ₀	Autores
Suíte Lajeado	Granito Arueira	571±2 Ma (Pb-Pb)	-	-	Quaresma e Kotschoubey (2001)
		-	1,4 Ga	(0,55) -4,73	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Lajeado	547±4 Ma (Pb-Pb)	1,71 e 1,86 Ga	(0,55 Ga) -10,5 e -9,8	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		554±5 Ma (U-Pb)	1,82 Ga	(0,55 Ga) -9,16	Ribeiro e Alves (2017)
	Granito Matança	552±4 Ma (Pb-Pb)	1,93 e 2,10 Ga	(0,55 Ga) -13,3 e -13,1	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		551±4 Ma (U-Pb)	1,58 Ga	(0,55 Ga) -10,31	Ribeiro e Alves (2017)
Granito Palmas	548±2 Ma (Pb-Pb)	1,73 e 1,81 Ga	(0,55 Ga) -10,3	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)	
	-	1,67 Ga	(0,55 Ga) -9,73	Ribeiro e Alves (2017)	
Formação Monte do Carmo	Máficas	-	Entre 0,86 e 1,01 Ga	(0,588 Ga) Entre +1,08 e +3,10	Saboia (2009)
	Arcóseo	-	1,67 e 1,85 Ga	(0,588 Ga) -8,96 e -11,11	Saboia (2009)
	Piroclástica félsica	Idade máxima de deposição em torno de 600 Ma (Pb-Pb)	1,54 a 1,91 Ga	(0,588 Ga) -5,32 e -10,37	Saboia (2009)
	Andesitos	588±8 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
	Brecha vulcânica	643±10 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Aliança: Granodiorito-Tonalito Aliança		593±59 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Grupo Natividade		Idade máxima de deposição de 1779±6 Ma	-	-	Silva <i>et al.</i> , (2005)
Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida	Intrusão Carreira Comprida	2071±4 Ma (Pb-Pb) ¹	-	-	Gorayeb e Moura (2001)
	Intrusão Rio Crixás	526 ± 5 (U - Pb)	2,16 Ga	(1,68 -2,16 Ga) entre -7 e -12,24	Lima <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Ipeúras	Granito do Carmo	2045±34 Ma (Pb-Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)
		2048±13 Ma (U-Pb)	2,13 Ga	(2,04 Ga) +2,05	Saboia <i>et al.</i> , (2009)
		2083±21 Ma (U-Pb)	1,99 e 2,07 Ga	(2,08 Ga) +3,35 e +3,52	Maia (2016)
	Granito Areias	2086±5 Ma (Pb-Pb)	2,18 e 2,19 Ga	(2,08 Ga) +2,27 e +2,26	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Granito Itália	2078±4 Ma (Pb-Pb)	-	-	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
	Granito Ipeúras	2073±2 Ma (Pb-Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Vulcânica Santa Rosa		2137±12 Ma (Pb-Pb)	-	-	Sachett <i>et al.</i> , (1996)
		2086±10 Ma (U-Pb)	2,11 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) entre +2,2 e +2,9	Saboia (2009)
Complexo Rio dos Mangues	Ortoderivados	Entre 2054±4 Ma e 2086±16 Ma (Pb-Pb)	2,25; 2,21 e 2,35 Ga	(2,06 Ga) +0,86 e -1,04; (2,12 Ga) +2,40	Arcanjo (2002)
	Paraderivadas	Proveniência entre 2000 e 2250 Ma, com tendência em 2100 Ma	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Complexo Granulítico Porto Nacional	Ortoderivadas	-	2,40 Ga	-	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000);
		2097±2; 2153±1 e 2125±3 Ma (Pb-Pb)	-	(2,15 Ga) +0,97 e +2,16	Gorayeb & Moura (2002)
	Paraderivadas	2072±3 a 2110±3 Ma (Pb-Pb)	2,55 Ga	(2,15 Ga) -1,56	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000); Gorayeb & Moura (2002)

CAPÍTULO 4: ARCABOUÇO GEOFÍSICO

4.1. INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA DO PROJETO

4.1.1 Magnetometria

Os dados aerogeofísicos são somatório do Campo Magnético Externo (CME), do Campo Magnético Interno (CMI) e do Campo Magnético Crustal (CMC). Os dados, para serem utilizados, devem ser corrigidos, visando eliminar os efeitos produzidos pela circulação de correntes elétricas no núcleo externo da Terra (IGRF) e eliminar os efeitos do campo magnético gerado por fontes externas do planeta (Kearey *et al.*, 2009).

O parâmetro fundamental para geração do campo induzido pelas rochas crustais é a susceptibilidade magnética. Esta propriedade é controlada em função da concentração relativa de minerais magnéticos, por meio da indução magnética, como magnetita, pirrotita e ilmenita.

Tendo como base tais conceitos, a análise dos dados aeromagnéticos do PMC foi feita conforme a sistemática abaixo:

- I. Delimitação dos grandes lineamentos estruturais com objetivo de compreender o arcabouço estrutural, utilizando os produtos do TILT e 1Dz (Primeira derivada vertical).
- II. Delimitação de lineamentos menores visando subdividir os grandes domínios com o auxílio dos produtos do Sinal Analítico 3D (SA3D) junto com a 1Dz.

Domínios magnético-estruturais

A partir dos produtos da aeromagnetometria disponíveis, dividiu-se a área do projeto em seis domínios estruturais (Figura 4.1), com base no padrão e orientação dos lineamentos.

O **domínio 1** encontra-se na parte oeste do PMC e engloba apenas parte das áreas 1 e 5. Esse domínio é caracterizado por lineamentos orientados predominantemente na direção E-W.

O **domínio 2** intercepta a metade oeste das áreas do PMC. É limitado por duas falhas transcorrentes de cinemática sinistral, a leste e a oeste, com direção NE, formando extenso corredor de cisalhamento. É caracterizado, na porção sul e norte, por lineamentos de direção E-W, os quais tendem a NE na parte central. Existem, em menor expressão, lineamentos de direção NW que podem estar relacionados a falhas e fraturas antitéticas geradas pela zona de cisalhamento. A geometria dos traços remete a sigmoide de escala quilométrica.

O **domínio 3** abrange as áreas do extremo nordeste do PMC. Nesse domínio os lineamentos têm direção predominantemente NE e apresentam geometria sigmoidal com até 10 km de comprimento, que sugerem cinemática sinistral.

O **domínio 4** encontra-se na metade leste das áreas do PMC. Os lineamentos têm direção predominantemente NE e em menor expressão orientação NW. Os traços sugerem falha transcorrente N-S na porção sul.

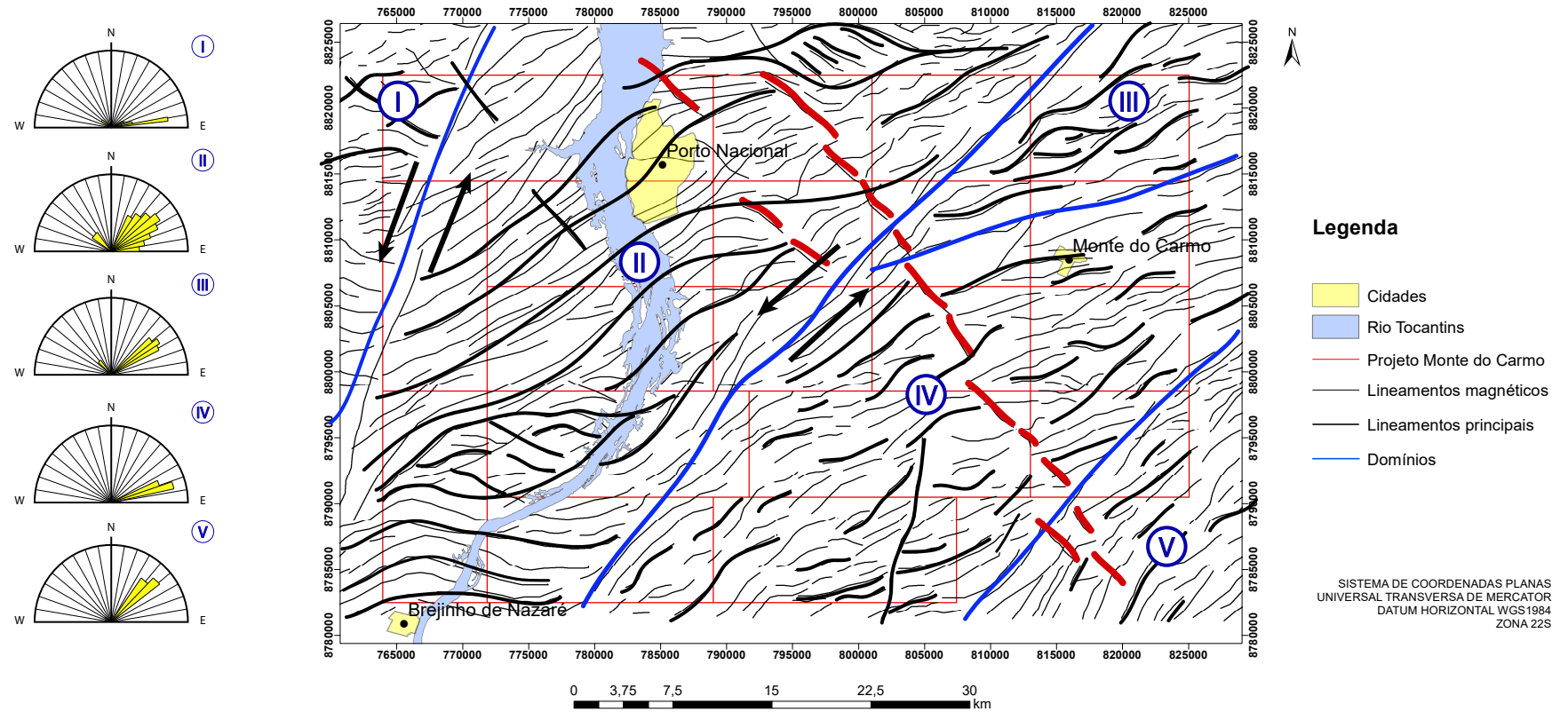
O **domínio 5** compreende o extremo sudeste do PMC e é caracterizado por lineamentos bem marcados de direção NE.

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

Área I

Figura 4.1- Mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo com auxílio de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT). As linhas azuis delimitam os 6 domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os diques de diabásio. Ao redor da imagem podem ser observadas as rosetas, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.

Mapa de Domínios Magnéticos Interpretado



Domínios Magnéticos Composicionais

Os mapas de domínios magnéticos composicionais (Figuras 4.2 e 4.3) foram construídos com base na assinatura magnética obtida a partir da interpretação dos produtos da 1Dz juntamente com SA3D. Ao todo foram identificados 11 domínios magnéticos que se encontram descritos na tabela 4.1, sendo o indicado pela letra “D” os referentes aos diques.

Figura 4.2- Mapa de domínios magnéticos SA3D.

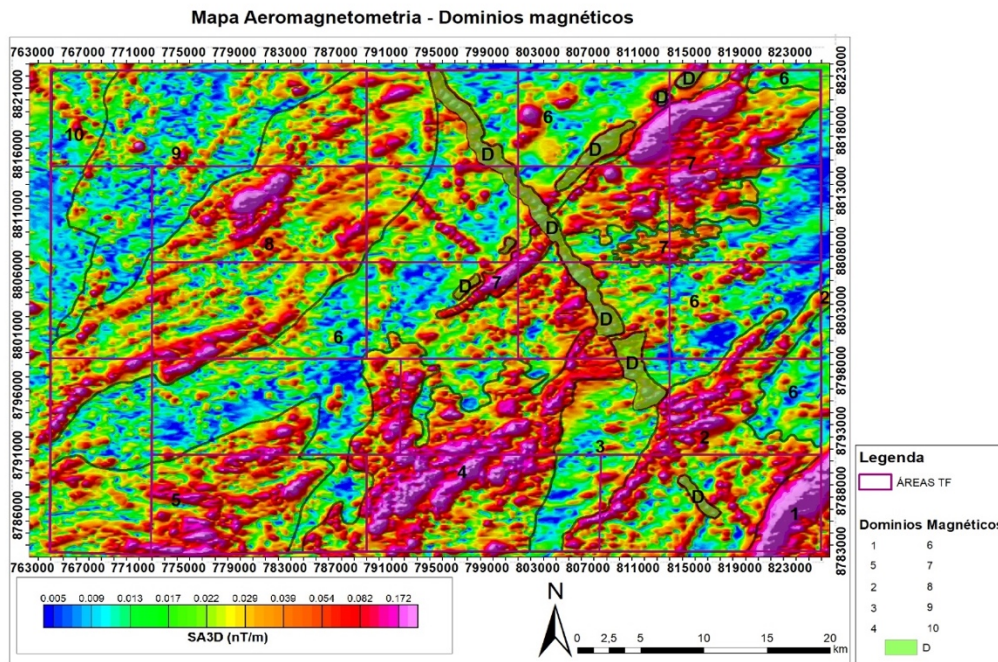


Figura 4.3- Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos.

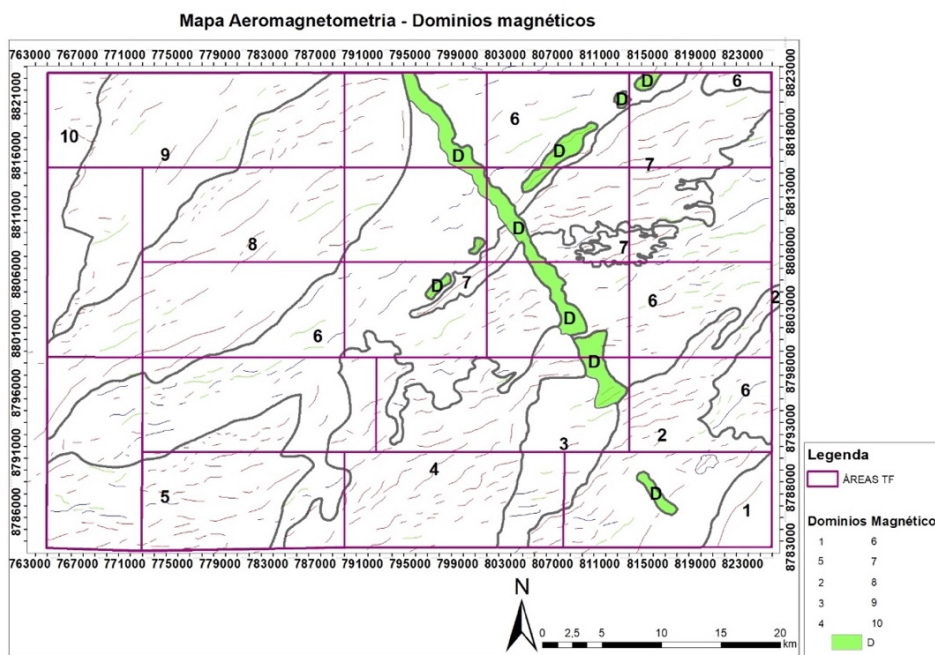


Tabela 4.1- Características dos principais domínios magnéticos composicionais.

Domínio	Descrição
1	Domínio marcado por amplitude muito alta, homogêneo com valores de 0,172 nT/m. O alinhamento preferencial é N45E.
2	Domínio marcado por 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 tendência NE forte de alta amplitude com tendência sigmoidal.
3	Domínio com amplitude baixa que varia a média em eventuais locais do domínio; apresenta tendência NS bem marcado que divide o domínio na porção Leste. A amplitude tem sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m e lugares localizados possuem amplitude alta com tendência EW.
4	Anomalia magnética sigmoidal, com direção preferencial NE dos lineamentos de alta intensidade exclusivamente. Homogêneo, apresenta sinal entre 0,082 a 0,172 nT/m.
5	Domínio magnético de intensidade alta, padrão dos lineamentos de alta e baixa intensidade seguindo uma tendência EW e curvando para NE. O sinal possui uma variação em sua intensidade que varia de Leste a Oeste. Na parte Leste o domínio possui intensidade baixa, 0,017 a 0,022 nT/m; na porção cento-leste o domínio apresenta amplitude de 0,082 nT/m que varia até 0,172 nT/m.
6	Domínio de baixa intensidade, marcada por 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, estruturalmente marcado pela direção NE de 0,172 nT/m de intensidade. Os lineamentos são exclusivamente de alta intensidade fortemente marcados; em domínios centrais o valor do sinal diminui para 0,082 nT/m, porém ainda é alto.
8	Domínio sigmoidal, muito bem marcado, os lineamentos são sigmóides também, tanto de alta quanto baixa intensidade. O sinal não é tão forte e não é tão homogêneo quanto os demais. O sinal na parte mais alta é em essência 0,082 nT/m, mas possui valores de 0,039 nT/m e 0,005 nT/m.
9	Domínio de baixa intensidade, marcados por lineamentos sigmóides de baixa amplitude, eventuais lineamentos de alta intensidade apresentam-se também. No geral o sinal é fraco de 0,005 nT/m, porém corpos alinhados são muito definidos com estruturação NE.
10	O domínio é marcado pelo aumento no sinal e pela tendência NW agora, tanto dos lineamentos de alta quanto baixa intensidade. O sinal é muito fraco também, 0,005 nT/m.
D	São grandes corpos alinhados segundo as direções NE e NW de alta intensidade com valores médios de 0,082 nT/m.

A partir dos dados obtidos, interpreta-se que:

- I. Os traços geofísicos apresentam forte estruturação com direção principal NE, além de diferenças na amplitude do sinal e também estruturas menores com formatos sigmóides. As duas maiores são as zonas de cisalhamento com cinemática sinistral, com sigmóides dentro dessas zonas de cisalhamento, reforçando esse cisalhamento.
- II. Os dados indicam duas gerações de diques, uma NE e outra NW, que são correlacionadas a nível de afloramento.
- III. Há pequena correlação entre a estruturação extraída da magnetometria e das lineações extraídas do MDE (modelo digital de elevação).
- IV. As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas a variações litológicas, em que a amplitude do sinal aumenta drasticamente, onde estão os corpos máficos-ultramáficos. A amplitude apresenta valor alto a moderado em rochas félsicas com minerais magnéticos associados, gnaisses tonalíticos com ilmenita como mineral acessório. Já em

rochas como quartzitos, e rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba as quais não apresentam minerais magnéticos, a amplitude é muito baixa ou baixa.

- V. Os domínios magnéticos indicam um grande contraste entre rochas de composição magnética de outra menos magnética ou sem magnetismo. Entretanto, o método de susceptibilidade magnética não é o método adequado para traçar contatos regionais, mas pode ser usado para determinar o arcabouço estrutural, permitindo definir as principais zonas de cisalhamento e falhas.

4.1.2 Gamaespectrometria

A gamaespectrometria é 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; IAEA, 2003). Um fator limitante do método é 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.

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

O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectrométricos foi a composição ternária RGB, resumindo-se na divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radioelementos quantificados durante a aquisição do dado (Figura 4.4).

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

Figura 4.4- Domínios gamaespectrométricos da área do projeto Monte do Carmo delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.

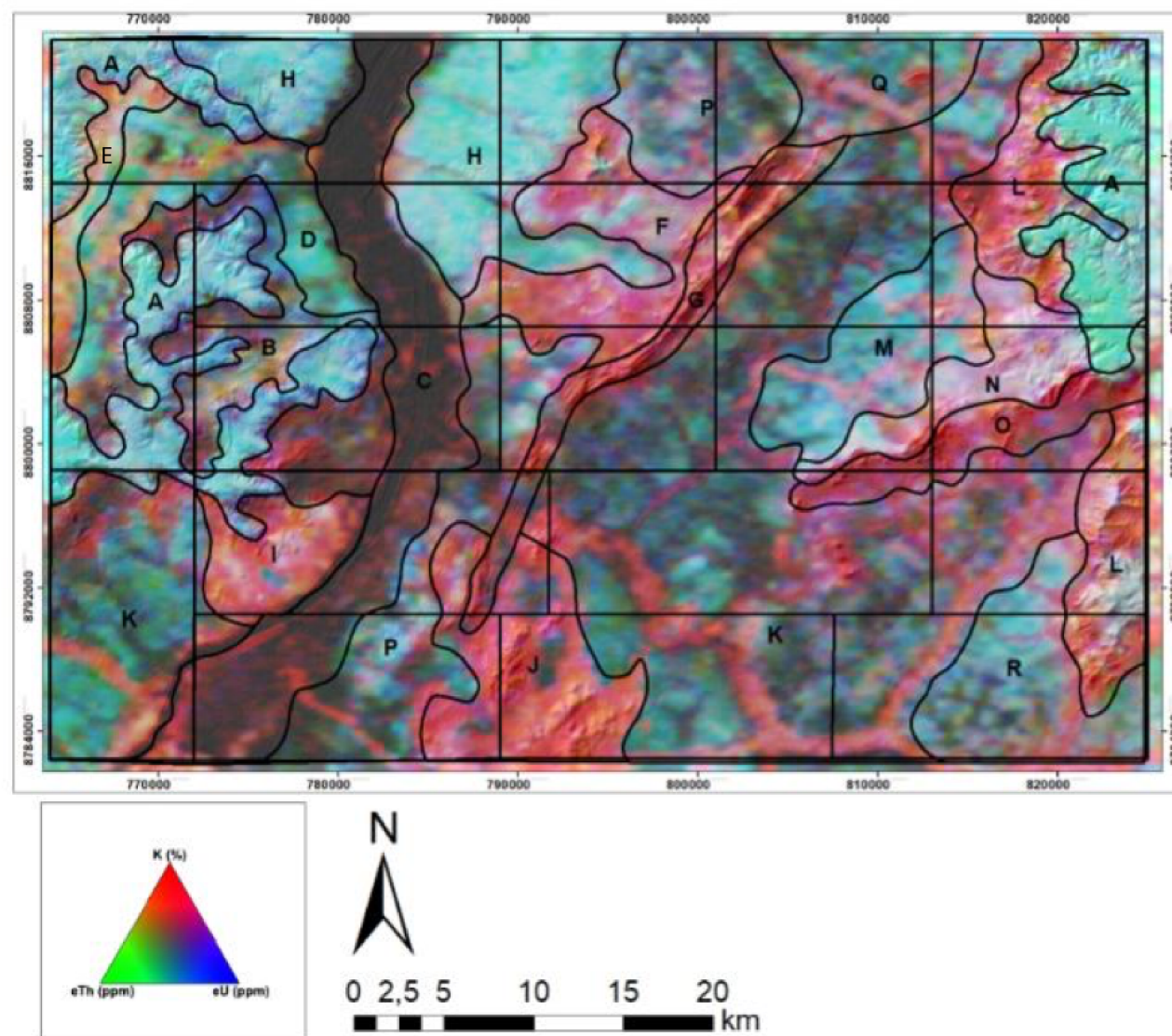


Tabela 4.2- Descrição das principais características dos domínios gamaespectrométricos do Projeto Monte do Carmo.

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 e sua planície de inundação. Possui como característica baixa concentração nos três canais e coloração preta no produto RGB.
D	Verde Azulado	Baixo	Baixo	Moderado	Apresenta relevo plano e resposta verde azulada no produto RGB. O canal de eTh se destaca em relação aos eU e K.
E	Vermelho Amarelado	Baixo-Moderado	Muito alto	Alto	Bordeado pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e pelo domínio D, essa região destaca-se das suas redondezas por apresentar alto K, eTh e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua respoata no RGB apresenta tons de vermelho amarelado.
F	Vermelho Rosado	Moderado	Alto	Baixo	Relevo suave a ondulado, formando corpos levemente circulares e alongados. Esse domínio apresenta alta concentração em K.
G	Vermelho	Baixo	Moderado-Alto	Muito Baixo	Esse domínio é caracterizado por uma serra de relevo acentuado e direção NE. Representa a sequência vulcanossedimentar Monte do Carmo.
H	Ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio próximo ao Rio Tocantins, de relevo plano e caracterizado por forte cor de ciano na composição RGB. Os valores de eU e eTh são expressivamente mais altos que o de K. Provavelmente trata-se de uma área onde predominam os processos intempericos e com ausência de afloramentos.
I	Vermelho e Branco	Baixo	Muito alto	Baixo	Relevo plano a suave ondulado, com formato circular. Esse domínio apresenta alta concentração de K em relação aos outros canais e provavelmente representa os granitos da unidade Aroeiras
J	Vermelho	Baixo	Muito alto	Baixo	Esse domínio, de relevo suave a forte ondulado e formato circular, está relacionado à presença da intrusão granítica pertencente a Suíte Ipueiras. O alto K está ligado à composição dos granitos, que apresentam feldspato potássico
K	Verde Musgo	Baixo	Moderado-Baixo	Baixo	Extenso domínio de relevo plano, ele é caracterizado pelo tom de verde musgo na composição RGB e pelos valores baixos nos três canais.
L	Vermelho	Moderado	Muito alto	Moderado	Relevo forte ondulado, a resposta alta no canal do potássio provem da acumulação na rede de drenagem devido a sua mobilidade. Apresenta como fonte argilominerais provenientes do intemperismo de folhelhos da Formação 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. Relvo ondulado. Se destaca pela cor branco-avermelhada e valores altos de Eu, K e ETh. Pode estar relacionado aos granitos da Suíte Ipueiras.
O	Vermelho	Baixo	Alto	Moderado-Baixo	Faz contato com o domínio N e segue a mesma orientação NE. O relevo é ondulado. Os valores de K ressaltam em relação aos outros elementos. Pode estar relacionado aos quartzitos da Formação Monte do Carmo.
P	Ciano - Preto	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio de relevo plano, apresentando tons de ciano e contato com a planície de inundação do Rio Tocantins e domínio delimitado pelo granito da Suíte Ipueiras. Esse domínio está provavelmente associado à ausência de afloramentos e/ou presença de laterito.
Q	Verde	Moderado	Baixo	Moderado	Relevo plano e baixo valor de K e moderado de eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.
R	Ciano	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio apresenta relevo plano e baixo K em relação ao eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.

4.2 INTERPRETAÇÃO GEOFÍSICA DA ÁREA I

Gamaespectrometria

A área I abrange os domínios gamaespectrométricos regionais A, E, H e D. Estes domínios foram divididos em subdomínios locais e estão descritos com base na escala de mapeamento do trabalho (Figura 4.5 e tabela 4.3).

Figura 4.5- Mapa de domínios gamaespectroétricos com composição ternária RGB , e canais isolados do K, eTh, eU da área I.

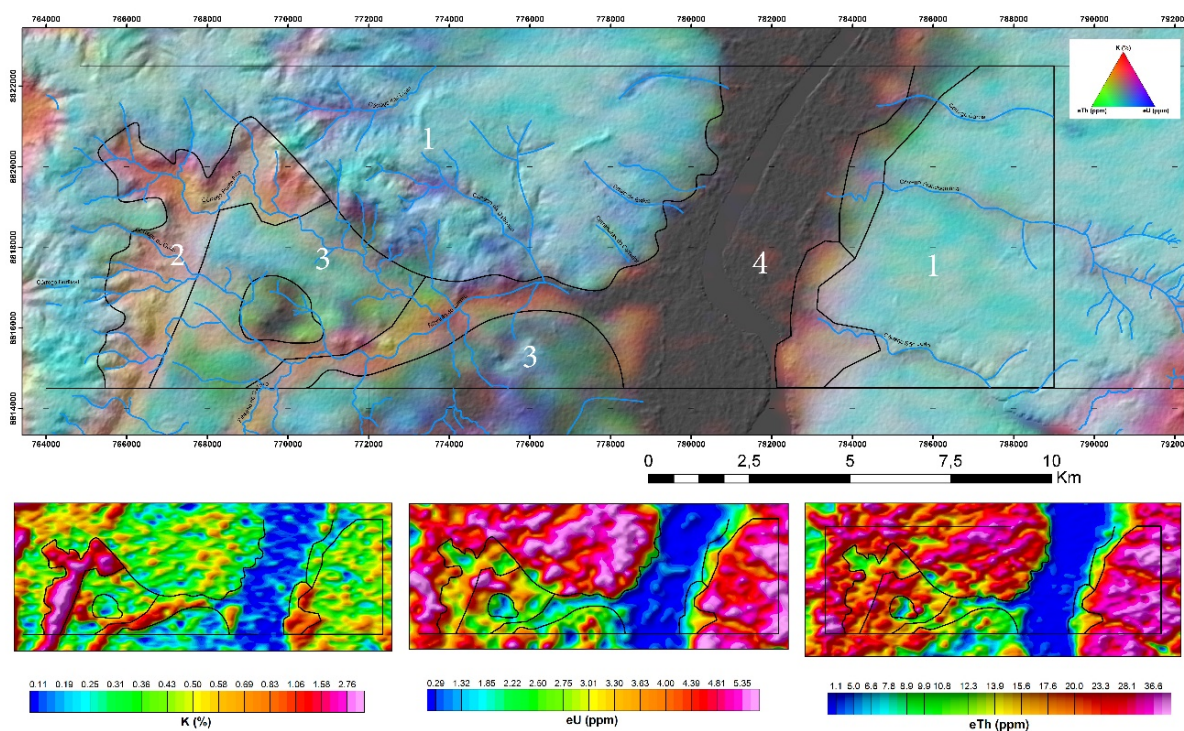


Tabela 4.3- Síntese dos principais domínios gamaespectrométricos da Área I.

Domínio Regional	Domínio	Descrição
H	1	Caracterizado pela cor ciano na composição ternária RGB, moderada concentração de K e elevada eU e eTh, ocupando grande parte da porção norte, leste e oeste da área mapeada. A oeste do Rio Tocantins este domínio ocupa porções mais elevadas, marcado por um padrão de drenagem mais ativo que a porção a leste do rio. Sob ele se desenvolve um padrão geomorfológico plano a ondulado.
E	2	Ocorre predominante na encosta de serras em porções de relevo acidentado a oeste do Rio Tocantins, e é caracterizado pela cor vermelho claro na composição RGB, sendo essa coloração relacionada à elevadas concentrações de K e moderadas a altas concentrações de eTh e eU.
D	3	Apresenta coloração predominantemente ciano, porém ocorrem zonas de coloração verde. A coloração ciano é caracterizada por moderada concentração de K e elevada concentração de eU e eTh, já o domínio de coloração verde, que migra para tons mais escuros apresenta baixa concentração dos 3 radioelementos. Este domínio ocorre em áreas de relevo plano a oeste do Rio Tocantins
C	4	Apresenta coloração preta referente ao espelho d'água do Rio Tocantins.

Com base no mapa disponível da região (Ribeiro & Alves, 2017) os domínios gamaespectrométricos e as rochas foram correlacionadas:

O **domínio 1**, indicado pela cor ciano, está relacionada com as rochas da Bacia do Parnaíba (Formação Jaícos e Pimenteiras) e coberturas detrito lateríticas.

O **domínio 2**, definido pela cor vermelha, delimita o Granito Matança (sienogranito porfirítico) que, devido ao elevado teor de álcalis relacionado ao feldspato potássico apresenta resposta acentuada no canal do potássio.

O **domínio 3** é localizado na porção central da área com padrão de cores mais difuso em tons esverdeados e azulados. No centro deste domínio é possível observar uma zona de cor preta que está relacionada com os anfibolitos/granulitos máficos do Complexo Porto Nacional.

O **domínio 4** de cor preta representa o Rio Tocantins que recobre (20%) da área.

CAPÍTULO 5: GEOLOGIA DO PROJETO MONTE DO CARMO

Figura 5.1- Unidades litoestratigráficas do Projeto Monte do Carmo.



5.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

5.1.1 Complexo Porto Nacional (PP2γpn)

O Complexo Porto Nacional está localizado a oeste da área do projeto Monte do Carmo, disposto em faixas anastomosadas com direção NE-SW e é composto por rochas paraderivadas e

ortoderivadas. Ocorre principalmente nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X e XI. As rochas pertencentes a essa unidade estão associadas a um baixo topográfico, onde os melhores afloramentos ocorrem próximos às rochas dos grupos Serra Grande e Canindé.

Os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes, intercalados dentro da unidade ortoderivada, em geral alongados e paralelos à estruturação regional com direção NE-SW.

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

A unidade paraderivada (PP2pn(p)) compreende gnaisses feldspáticos, 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 ocorrem como lentes dentro dos paragnaisses.

5.1.2 Formação Morro do Aquiles (PP2ma)

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

A formação compreende granada-muscovita xistos, granada-hornblenda gnaisses, muscovita-biotita gnaisses, migmatitos, andaluzita xistos, metabásicas, metaultrabásicas, gonditos e xistos grafitosos. Os xistos grafitosos e os gonditos ocorrem de forma restrita nessa unidade, em meio aos paragnaisses e aos xistos.

5.1.3 Plutônicas sin- a Tardi- tectônicas (PP2 γ (pst))

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

Os granitos afloram em vegetação de mata densa e relevo movimentado, contornados por xistos da Formação Morro do Aquiles. A fácies que prevalece é biotita granito médio, de textura inequigranular. O Granito Torre se localiza no limite das subáreas II e VII, o Santana entre as subáreas VI e VII e o Manduca ocorre tanto na VII quanto na XII. São rochas de caráter peraluminoso, caracterizadas como sin- a tarditectônicas.

5.1.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa (PP3γi (v))

A Suíte Vulcânica Santa Rosa se encontra na porção leste da área do projeto, restrita às subáreas IV, IX, XVI, XVIII e XIX. A melhor exposição está localizada a norte da cidade de Monte do Carmo, constituída por blocos e lajedos ao longo do Córrego Santa Rosa. As rochas são classificadas como riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos, que ocorrem associados ao Granito do Carmo.

5.1.5 Suíte Ipueiras (PP3γi(p))

A Suíte Ipueiras aflora nas porções centro-sul e leste da área do projeto. Seus corpos estão alongados e apresentam dimensões de batólito, cujo maior corpo apresenta cerca de 24 km de comprimento e o menor, 14 km. As melhores exposições afloram próximo ao município de Monte do Carmo e em fazendas nos arredores (áreas IX, XIII, XIV e XVIII).

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

5.1.6 Suíte Aliança (NP3γa)

A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada nas subáreas da porção oeste do Projeto Monte do Carmo, aproximadamente paralelo às rochas da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida, fazendo contato tectônico com o 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 são encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé.

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

5.1.7 Sequência Metavulcanossedimentar Indefinida (Xpi)

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, com cerca de 38 km de comprimento. Encontra-se também na porção central como um corpo expressivo de 22 km de extensão, e no nordeste e sudeste da área com exposições restritas. A unidade é constituída predominantemente por quartzitos puros, mas também por rochas metabásicas, metavulcanoclásticas, metassiltitos, filitos e metaconglomerados polimíticos.

5.1.8 Intrusões Máficas-Ultramáficas

As intrusões máficas-ultramáficas localizadas a leste da Serra Manoel do Carmo afloram desde o extremo nordeste da área do projeto até a porção 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 denominados Monte do Carmo e VE3, com maiores expressões nas subáreas IV, IX e XIV. A unidade é composta por Ti-hematita-clorita-quartzo xisto, quartzo-clorita xisto, epidoto-clorita anfíbolito, talco-tremolita xisto, gabros, actinolita-epidoto xisto, epidoto-clorita xisto e hornblenda piroxenito, divididos em Intrusivas Máficas (NP δ) e Intrusivas Ultramáficas (NP μ).

5.1.9 Formação Monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo está localizada no extremo sudeste da área do projeto. As melhores exposições afloram no caminho para a Fazenda da Escadinha, na subárea XVII. É constituída pela Unidade Sedimentar, com as fácies psamopelítica (NP3mca), psamítica lítica (NP3mcaal) e psefítica (NP3mcacg), e pela Unidade Vulcânica, com as fácies vulcânica básica (NP3 β mca), vulcânica intermediária (NP3 β mcd) e vulcânica ácida (NP3 α ca). Os litotipos que representam a unidade são conglomerados polimíticos, grauvacas líticas, grauvacas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita xistos e basaltos.

5.1.10 Suíte Lajeado (NP3 γ 2mt)

A Suíte Lajeado é composta por dois corpos graníticos na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, cujo contato com as rochas da Suíte Aliança é tectônico, denominado Zona de Cisalhamento Porto Nacional. Em algumas porções essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Há exposições nas subáreas I, V, X e XV. Essa unidade é representada pelo hornblenda-biotita sienogranito do Granito Matança, e pelos granitos peraluminosos do Granito Aroeira.

5.1.11 Suíte Gabro-anortosítica Carreira Comprida

A Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida aflora nas subáreas V, X, XI, XII e XV, paralela às rochas do Complexo Porto Nacional, na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo. O contato é tectônico com as rochas da FMA e intrusivo com o Granito Aroeira (Suíte Lajeado). Em algumas porções, os sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé recobrem esta unidade. Essa unidade é representada por meta-anortositos e hornblenda gabros das intrusões Carreira Comprida (e1 δ cc) e Morro da Mata (e1 δ mm), respectivamente.

5.1.12 Grupos Serra Grande e Canindé

As rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba recobrem variadas unidades litológicas nos extremos leste e oeste da área do projeto, constituindo serras escarpadas que bordejam a região, além de perfis que podem ser visualizados em cortes de estradas. A Formação Jaicós é sobreposta

sobre as unidades proterozoicas do embasamento com discordância erosiva. O contato entre a Formação Itaim e a Formação Pimenteiras é caracterizado como transicional.

A Formação Jaicós (Ssgj) é composta por quartzo arenitos, arenitos grossos, siltitos, paraconglomerados e ortoconglomerados, predominando os litotipos mais grossos. A Formação Itaim é constituída por intercalações entre níveis de siltito com estratos de arenitos finos e médios. Já a Formação Pimenteiras (D23p) é formada por siltitos, folhelhos e arcósios de coloração marrom claro a acinzentada e por arenitos ferruginosos.

5.1.13 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 direcionados segundo as direções E-W, NE-SW e SW-NE e são constituídos por gabros e diabásios.

5.1.14 Lateritos (Nqdl)

As crostas lateríticas ocorrem em todas as subáreas do Projeto Monte do Carmo, com extensão variável. Ocorrem em relevo aplainado, e também sustentam o topo de muitos morros e serras e se formar a partir de todos os tipos de rochas mais antigas.

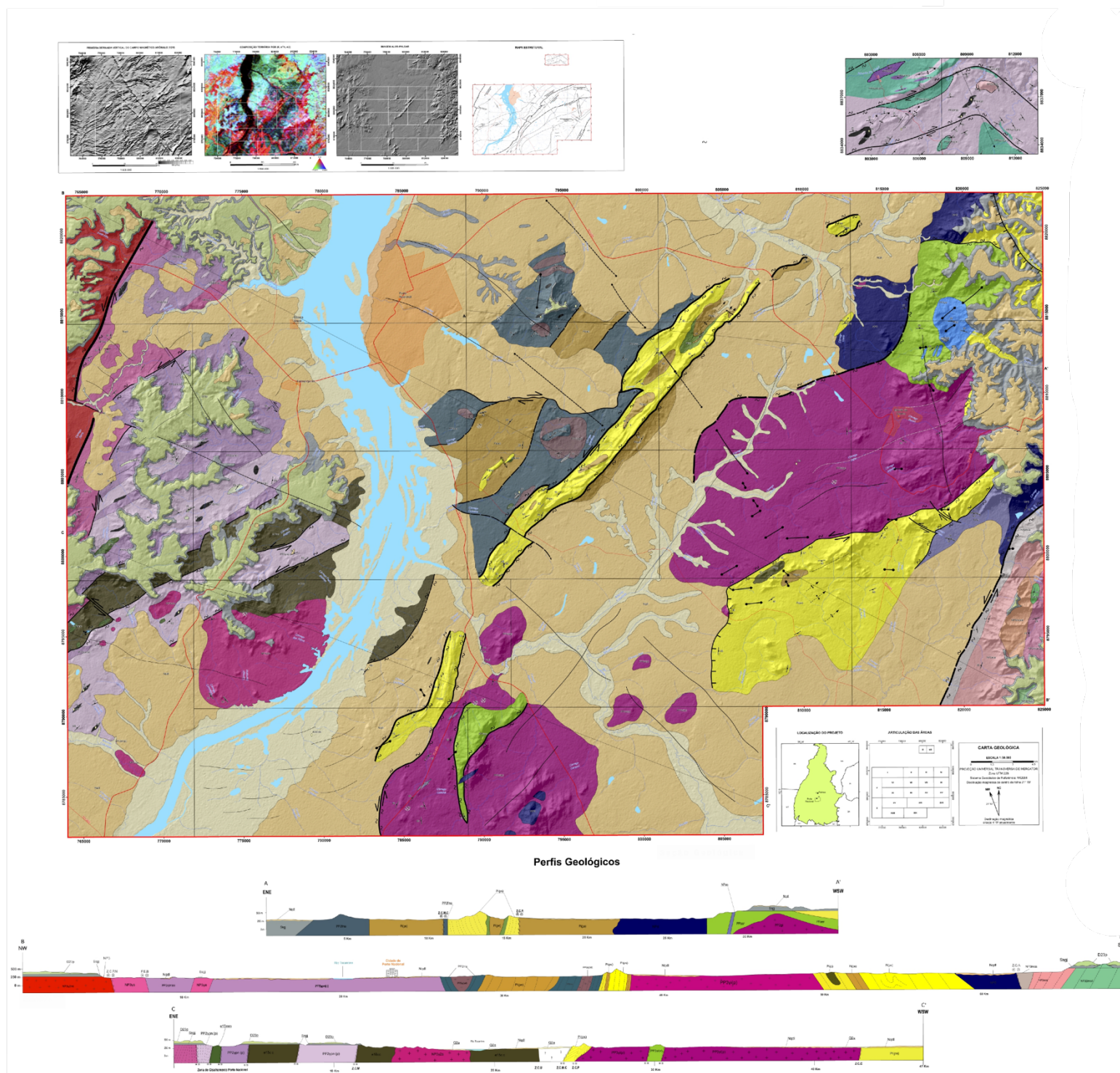
Sua exposição ocorre na forma de blocos métricos e lajedos, tem textura vermiforme e conglomerática e proto-pisolítica com presença de caulinita e goethita.

5.1.15 Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares ocorrem em um pouco mais de 70% das áreas do Projeto Monte do Carmo. São caracterizados como sedimentos inconsolidados associados a drenagens e áreas alagadas, com predomínio de fração cascalhenta a arenosa sobre sedimentos mais finos com matéria orgânica. Estendem-se pelas áreas I, II, III, IIII, VI, VIII, X, XI, XII, XIII, XV, XVI, XVIII e XIX.

Figura 5.2- Mapa geológico simplificado do Projeto Monte do Carmo

Trabalho de Mapeamento Geológico Final - 2018
Projeto Monte do Carmo



UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

DÉPOSITOS TERCIÁRIOS QUATERNÁRIOS

- Q2a Depósitos Aluvionares**
Sedimentos inconsolidados compostos por uma fração cascalheira a arenosa, predominante, e sedimentos finos com matéria orgânica.
- Neq1 Cobertura detrito laterítica**
Crosta laterítica vermiciforme e conglomeráticas com matriz composta por hematita, caulinita e goethita.

BACIA DO PARNAÍBA

- Grupo Canindé**
 - D22p Formação Pimenteiros**
Siltitos de coloração marrom claro a acinzentada e arenitos ferruginosos.
- Grupo Serra Grande**
 - S22g Formação Jalcós**
Quarto-arenitos, siltitos, paraconglomerados e ortoconglomerados, predominantemente os filitos mais grossos.

SUÍTE GABRO-ANORTÓSITICA CARREIRA COMPRIDA

- Intrusiva Morro da Mata**
Olivina gabro, hornblenda gabro e hornblenda gnáisses. Rochas com tonalidade escura, textura ígnea preservada e bandas quando próximas a zonas de cisalhamento.
- Intrusiva Carreira Comprida**
Meta-anortósitos e aluminossilicatos (pl). Rochas de coloração azulada com mineralogia comum: plagioclásio, granada, hornblenda, epidoto, clinzoisita, ilmenita e titanita.

SUÍTE LAJEDADO

- Granito Matança**
Hornblenda-biotita sienogranito. Rocha de cor rosa com textura megacríptica, com megacróstais de monzoníto e por veias com textura regular.
- Granito Aroeira**
Biotita-muscovita granito, hornblenda-biotita granito e muscovita-biotita granito. Rocha de coloração cinza rosada, com granulação média e textura cumúlática.

FORMAÇÃO MONTE DO CARMO

Unidade Vulcânica

- Litofácies Vulcânica Básica**
Basaltos com veículas preenchidas por quartzo e actinolita-clorita-xistos.
- Litofácies Vulcânica Intermediária**
Andesitos subvolcânicos de granulação fina a média.
- Litofácies Vulcânica Ácida**
Riolitos porfíricos de coloração arroxeada com fenocristais de quartzo e feldspato. E' porfíricas: tufo riolítico, tufo lítico e brechas vulcânicas.

Unidade Sedimentar

- Litofácies Psamopelítica**
Ardósios, siltito argiloso e grauvaques feldspáticas mal selecionadas de granometria média a grossa.
- Litofácies Psamítica Lítica**
Grauvaques líticas, mal selecionadas, com fragmentos líticos de granometria média.
- Litofácies Psamítica**
Conglomerados polimíticos, clasto suportados, muito mal selecionados e seus fragmentos líticos compostos de rocha, andesito, basalto e rochas sedimentares.

INTRUSIVAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS

- Intrusivas Máficas**
Gabros, gabros hidrotermalizados, quartzo-sericita xistos por vezes milonizados, epidoto-clorito, actinolita-epidoto xisto e sericita-clorita xisto.
- Intrusivas Ultramáficas**
Hornblenda piroxenito, tremolita-magnetita xisto, quartzo-clorita xisto, Ti-hematita-clorita xisto.

SUÍTE ALIANÇA

- Tonalito - Granodiorito - Granito**
Hornblenda-biotita diorito, biotita monogranito e biotita tonalito gnáisses, com textura equigranular, às vezes com bandamento gnáissico e/ou com mobilizados de anastexia.

UNIDADE METAVULCANOSSEDIMENTAR INDIFERENCIADA

- Litofácies Metavulcânica**
Metavulcanoclástica de coloração verde, subfanerítica, composta por quartzo, fragmento lítico, clorita, epidoto, actinolita e muscovita.
- Litofácies Metapelítica**
Ardósias de coloração rosa, filitos e metassiltitos de granulometria siltita a argila.
- Litofácies Metapséptica**
Metaconglomerados polimíticos intrafornacionais de matriz arenosa.
- Litofácies Metapsamítica**
Quartzitos metapelíticos micáceos de granulação fina a média, com níveis mais grossos, bem selecionados. Marca ondulada, acamamento truncado, estratificações grano-paralelas, cruzadas tabulares e lançangianas.

SUÍTE VULCÂNICA SANTA ROSA

- Vulcânicas**
Riolitos e riolíticos com textura porfírica normalmente afetados por zonas de cisalhamento e vulcanoclásticas (vc).

SUÍTE INTRUSIVA IPUEIRAS

- Plutônicas**
Biotita-sienogranito, hornblenda-biotita monogranito, sienogranito, monogranito, leucomonogranito, calcita-clorita-metagranito, granodiorito e epi-leucogranito.

PLUTÔNICAS SIN A TARDI-TECTÔNICAS

- Granitos**
Muscovita-biotita granito e biotita granito de granulação fina a grossa, às vezes com bandamento gnáissico e/ou milonizado.

FORMAÇÃO MORRO DA AQUILES

- Formação Morro de Aquiles**
Granada-muscovita xisto, granada-hornblenda gnáisses, muscovita-biotita gnáisses, xisto com andaluzita, metabásica, metaultrabásica, xisto grafítico (tg) e gneíto (g).

COMPLEXO PORTO NACIONAL

- Unidade Paraderivada**
Estaurólita-silimantita-granada gnáisses, biotita-hornblenda gnáisses, clorita-silimantita-granada gnáisses, granada-condrita-biotita gnáisses grafítico porfírico (g), leucogranitos (lg) e xistos grafíticos (tg).
- Unidade Ortoderivada**
Granulitos máficos (gm) Endeibitos (e), Clorita-talco-tremolita xistos e anfíbolitos máficos e filíticos indiscriminados (i). Granada-hornblenda gnáisses tonalítico, biotita-actinolita gnáisses tonalítico e clorita-plagioclásio-hornblenda gnáisses.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Acamamento
- Foliação
- Foliação Milonítica
- Lineação
- Contato
- Contato inferido
- Fratura
- Lineamento estrutural
- Dique
- Eixo anticlinal
- Eixo sinclinal

Zonas de cisalhamento

- Principais:
 - Zona de cisalhamento
 - Zona de cisalhamento inferida
 - Zona de cisalhamento sinistral
 - Zona de cisalhamento sinistral inferida
- Secundárias:
 - Zona de cisalhamento
 - Zona de cisalhamento inferida
 - Zona de cisalhamento sinistral
 - Zona de cisalhamento dextral
 - Zona de cisalhamento dextral inferida

Falhas

- Falha
- Falha inferida
- Falha normal
- Falha transcorrente dextral
- Falha transcorrente sinistral

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Cidades
- Drenagem intermitente
- Drenagem perene
- Estrada pavimentada
- Estrada não pavimentada
- Zona urbana
- Corpo d'água

RECURSOS MINERAIS

- Mina
- Garimpo
- Garimpo desativado
- Ocorrência mineral

SUBSTÂNCIAS MINERAIS

Gf - Grafita; Gn - Granito; Mn - Manganês; Au - Ouro; An - Anelita/cascalho

CAPÍTULO 6:
GEOLOGIA LOCAL

6.1 – INTRODUÇÃO

Dentre as unidades do Projeto Monte do Carmo apresentadas nos capítulos anteriores, são encontradas na Área I as seguintes: Complexo Porto nacional, Monzogranito/granodiorito da Suíte Aliança, e Suíte Lajeado (Granito Matança). Os contatos entre as unidades são, em geral, tectônicos e com direção NE-SW. Estas rochas são recobertas em contatos não conformes por rochas sedimentares dos grupos Serra Grande e Canindé (Fms. Jaicós e Pimenteiras), além de lateritos.

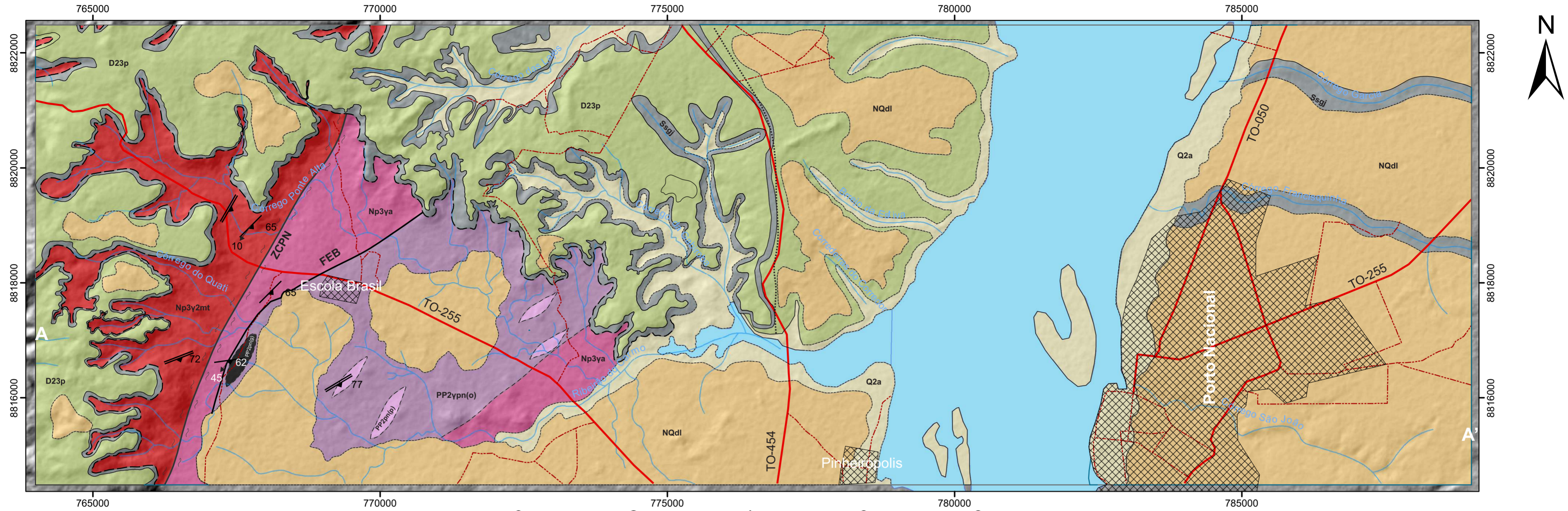
A tabela 6.1, a seguir, resume as unidades e rochas presentes na área I.

Tabela 6.1- Unidades e rochas associadas presentes na Área I.

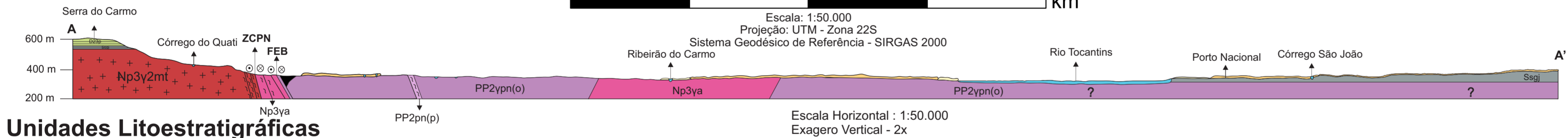
Unidade Litológica		Rocha	Lâminas
Crosta Laterítica		Laterito conglomerático e vermiforme	-
Grupo Canindé	Formação Pimenteiras	Siltito ferruginoso	-
Grupo Serra Grande	Formação Jaicós	Arenito conglomerático	TF18-I-80
Suíte Lajeado		Hornblenda-biotita-sienogranito	TF18-I-71 e TF18-I-84
Suíte Aliança		Hornblenda -biotita-granodiorito	TF18-I-63
		Biotita monzogranito	TF18-I-115
Complexo Granulítico Porto Nacional	Paraderivada	Granada-sillimanita-biotita gnaiss	TF18-I-19, TF18-I-70(com estauroлита), TF18-I-91
		Gondito	TF18-I-36A
	Mobilizado anatexia ?	Granito peraluminoso	TF18-I-20
	Ortoderivada	Diopsídio-hornblenda gnaiss	TF18-I-36B
		Anfibolito	TF18-I-22
Metamáfica		TF18-I-18, TF18-I-65	

Figura 6.2- Mapa geológico da área I.

Mapa Geológico Área I



Escala: 1:50.000
 Projeção: UTM - Zona 22S
 Sistema Geodésico de Referência - SIRGAS 2000



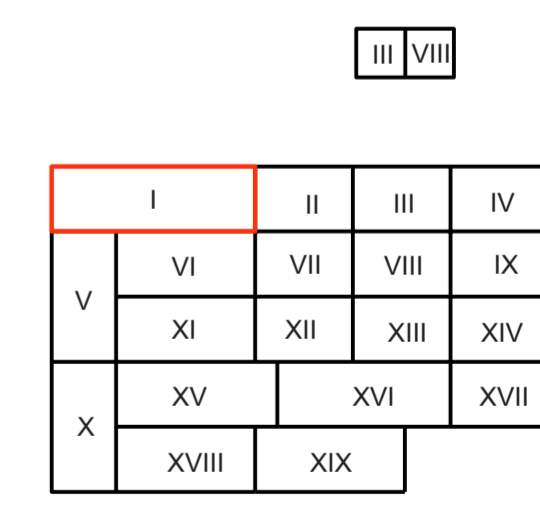
Unidades Litoestratigráficas

Neogeno	
Depósitos Aluvionares	
Q2a	Areia fina de coloração amarelada, mal selecionada com grãos subangulosos.
Lateritos	
NQdl	Lateritos conglomeráticos com estruturas vermiculares e níveis de arenito ferruginoso envolvidos por goethita em matriz hematítica.
Paleozoico	
Grupo Canindé	
Formação Pimenteiras	
D23p	Siltitos laminados, siltitos ferruginosos com níveis de areia e bioturbações, siltitos com intercalações de arenito médio com marcas onduladas e hummocky de pequeno porte.
Grupo Serra Grande	
Formação Jaicós	
Ssgj	Arenito conglomerático clasto e matriz suportado, arenitos finos a grossos com estratificação cruzada tabular e acanada de médio a grande porte e arenitos finos intercalos com siltitos.

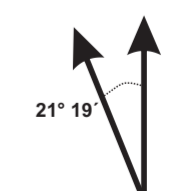
Neoproterozoico	
Suíte Lajeado	
Granito Matança	
Np3y2mt	Hornblenda - biotita sienogranito de granulação média a grossa, com fenocristais de Kf de até 5 cm. Apresentam evidências de mistura de magmas e encontram-se foliados e milonitizados em suas bordas.
Suíte Aliança	
Tonalito - Granodiorito Aliança	
Np3ya	Hornblenda - biotita - granodiorito, biotita mozogranito apresentando textura granoblástica com domínios restritos de textura lepidoblástica.
Paleoproterozoico	
Complexo Porto Nacional	
Unidade Paraderivada	
PP2pn(p)	Granada-silimanita biotita gnaiss, com raras ocorrências de estauroлита. metamorfismo em fácies anfibolito alto.
PP2pn(g)	Gonditos
Unidade Ortoderivada	
PP2ypn(o)	Hornblenda anfibolito, diopsídeo-hornblenda gnaiss e rochas metamáficas apresentando paragênese com hbl-cpx e opx. metamorfismo em fácies granulito.

Convenções Geológicas	
	Foliação regional (Sn)
	Foliação milonítica (Sm)
	Lineação de estiramento
	Contato definido
	Contato tectônico inferido
	Contato encoberto
	Não conformidade
	Falha transcorrente sinistral
	Zona de cisalhamento sinistral
Convenções Cartográficas	
	Malha urbana
	Rodovias
	Vias não pavimentadas
	Drenagens
	Rio Tocantins
Siglas	
ZCPN	Zona de Cisalhamento Porto Nacional
FEB	Falha Escola Brasil

Articulação das Áreas



Declinação Magnética do centro do mapa 21° 19'



Declinação magnética cresce 0° 4' W anualmente

Universidade de Brasília - Instituto de Geociências
 Trabalho de Mapeamento Geológico Final :
 Projeto Monte do Carmo - TF2018
 Mapa Geológico Área I
 Autores: Lucas Pedrosa Soares
 Rodrigo Cesar Miguel

6.2 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

6.2.1 - Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional (CPN) ocorre na porção central da Área I e ocupa cerca 16% da área mapeada. As rochas do CPN são limitadas, a leste e a oeste, por falhamentos transcorrentes os quais as colocam em contato com rochas da Suíte Aliança. Já na porção norte, esta unidade encontra-se recoberta por rochas sedimentares dos grupos Serra Grande e Canindé.

As rochas do CPN foram submetidas a metamorfismo de alto grau (anfíbolito alto a granulito baixo) com reequilíbrios em menor grau. Compreendem tipos ortoderivados, intercalados com lentes de rochas paraderivadas, em faixas com espessura de até 1 km, orientadas na direção NE-SW. As imagens de gamaespectrometria, na composição ternária RGB, apresentam tons que variam de ciano a verde escuro, indicando elevado valor de eU e eTh, e baixo a moderado valor de K (figura 4.5). Já as imagens de aeromagnetometria (Tilt e 1^aDV) evidenciam formato sigmoidal para esta unidade.

Os afloramentos ocorrem em morrotes com blocos de escala métrica a decamétrica em áreas de relevo arrasado, ao longo de pastos e ao longo das estradas de terra Escola Brasil - Pontal e Fazenda Santa Rita. As rochas ortoderivadas são caracterizadas por hornblenda anfíbolitos, diopsídio-hornblenda gnaisses e unidades metamáficas, os quais encontram-se por vezes foliados. Já os litotipos paraderivados são representados por gonditos, granada-silimanita-biotita gnaisse e estaurolita-silimanita-granada gnaisse.

A vegetação é caracterizada por campo sujo e campo rupestre, fitofisionomias representativas do cerrado, além de alguns domínios com densa vegetação arbustiva. O solo apresenta coloração marrom, além de ser magnético e com textura grumosa. O contato desta unidade com os granodioritos da Suíte Aliança é marcado por uma mudança de coloração do solo.

6.2.1.1 - Rochas Ortoderivadas

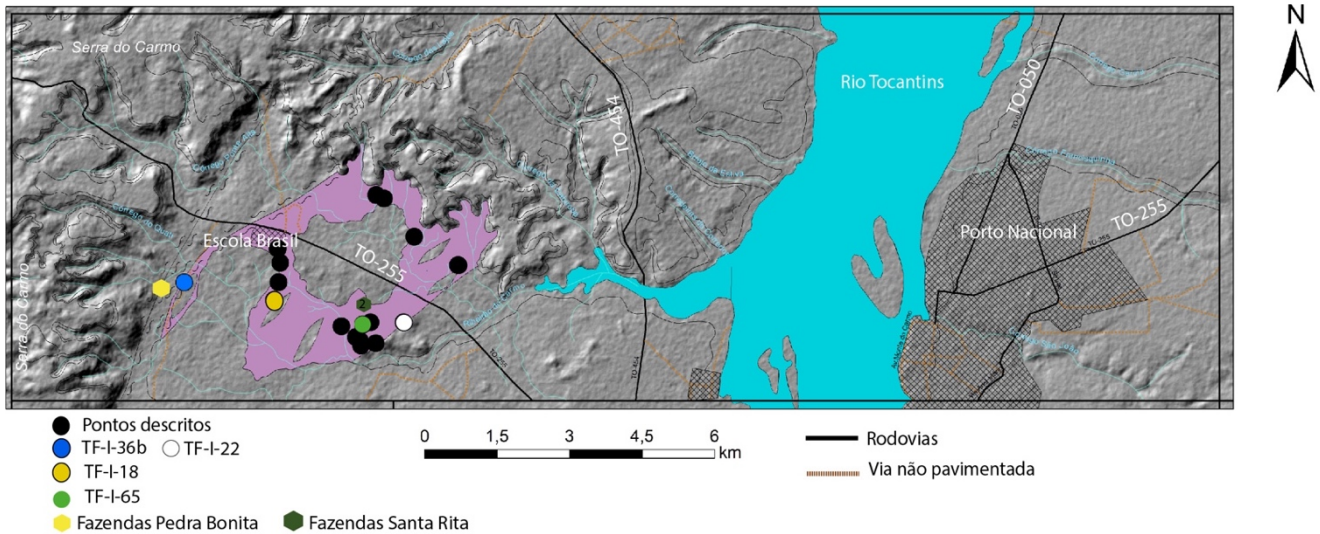
As rochas ortoderivadas afloram na porção central da Área I e ocupam 10% desta, apresentando em mapa geometria sigmoidal com direção NE-SW (Figura 6.3). Encontram-se limitadas, a leste e a oeste, por contatos tectônicos com monzogranitos e granodioritos da Suíte Aliança. Além disso, ocorrem intercaladas, em contatos difusos, com lentes alongadas, de direção NE-SW, de gnaisses paraderivados.

As principais exposições encontram-se próximas a Escola Brasil, em morros com blocos de escala métrica a decamétrica (Figura 6.4A) que apresentam em suas proximidades solo magnético de cor marrom e de textura arenosa a grumosa com vegetação arbustivo a arbórea de

Área I

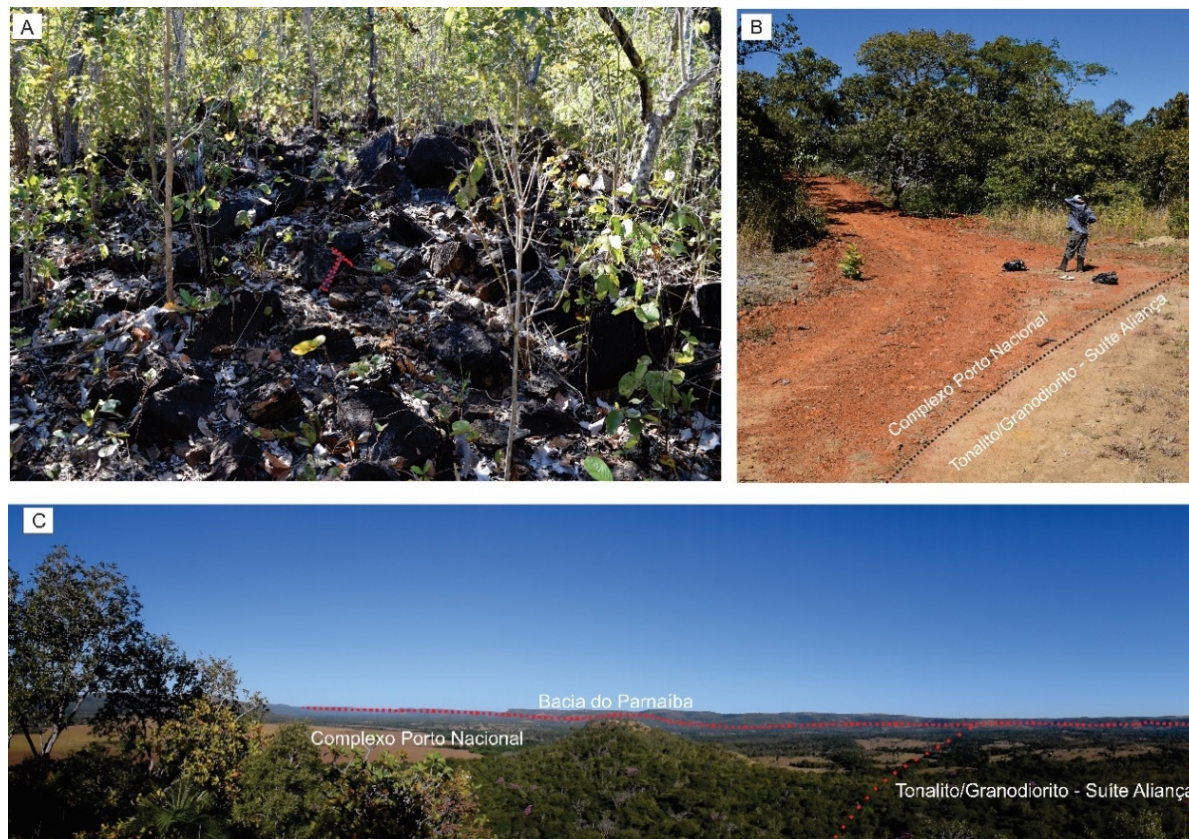
pequeno porte, típica do cerrado rupestre. O contato desta unidade com os granodioritos da Suíte Aliança é marcado por forte mudança de coloração do solo passando de marrom avermelhado para esbranquiçado (Figura 6.4B). O relevo em geral é arrasado, porém ocorrem restritamente alguns morrotes com 2 a 10 metros de altura (Figura 6.4C). As rochas encontram-se por vezes foliadas, com bandamentos gnáissico centimétrico, porém existem porções de aspecto maciço e isotrópico.

Figura 6.3- Mapa simplificado com destaque para os locais onde afloram rochas ortoderivadas do CPN, em roxo. Os pontos coloridos representam as rochas que foram caracterizadas em análise petrográfica e as fazendas da região.



Dentre as rochas descritas nesta unidade destacam-se diopsídio-hornblenda gnaisse, anfibolitos e metamáficas.

Figura 6.4- Rochas ortoderivadas, pertencentes ao Complexo Porto Nacional. A) Afloramentos de blocos métricos, característicos das rochas ortoderivadas do Complexo Porto Nacional. B) Figura mostrando a marcante variação da coloração do solo no contato entre rochas ortoderivadas do Complexo Porto Nacional (solo avermelhado) com granodiorito da Suíte Aliança (solo esbranquiçado). C) Foto panorâmica mostrando o aspecto arrasado do relevo nos locais onde afloram as rochas do Complexo Porto Nacional e seu contato com as rochas da Suíte Aliança e rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.



6.2.1.1.1 - Diopsídio-Hornblenda Gnaiss

O diopsídio-hornblenda gnaiss (amostra TF18_I_36b) apresenta coloração cinza quando fresco e ocre quando alterado e exibe bandamento milimétrico a centimétrico (0,5 mm a 1 cm), marcado pela segregação de bandas ricas em quartzo e feldspato e porções com hornblenda, clinopiroxênio e granada (Figura 6.5A). É equigranular, hipidiomórfico, apresenta granulação fina a média com textura granoblástica e poiquiloblástica (Figura 6.5 B e C). Há feições de recristalização caracterizadas pela formação de grãos de quartzo estirados segundo direção preferencial NE-SW, além de contatos poligonais e em junções tríplices. Além disso, ocorrem ilmenitas bordejadas por titanita (Figura 6.5 D e E) e porfiroclastos de quartzo com extinção ondulante. A hornblenda encontra-se em bandas de arranjo nematoblástico e diablástico (Figura 6.3 F).

Área I

A mineralogia é composta por quartzo (34%), plagioclásio (20 %), hornblenda (20%) e clinopiroxênio (15%), tendo como acessório granada (3%), apatita (1%), titanita (2%) e minerais opacos (ilmenita) (5 %).

A hornblenda ocorre como cristais anédricos a subédricos, os quais apresentam pleocroísmo moderado, amarelo pálido a verde escuro, e ocorrem na forma de agregados com cristais de clinopiroxênio. Suas dimensões variam entre 0,05 e 0,6 mm, e por vezes apresentam inclusões de grãos de quartzo arredondados. Além disso, os cristais encontram-se orientados caracterizando a textura nematoblástica.

O quartzo ocorre como cristais anédricos a subédricos de 0,1 a 2,4 mm que por vezes apresentam extinção ondulante. Estão recorrentemente estirados segundo uma direção preferencial, em contatos poligonais e junções tríplices com os outros minerais que compõem a rocha.

O plagioclásio apresenta composição An_{60-65} na forma de cristais subédricos com tamanhos que variam de 0,1 a 0,4 mm. Possui geminação segundo a lei da albita e apresenta pequenas lamelas de minerais micáceos indiscriminados em seus planos de geminação.

O diopsídio ocorre como cristais anédricos com dimensões que variam de 0,05 a 0,3 mm. Em geral estão em contatos planares com os outros minerais que compõem a assembleia mineralógica. Adicionalmente, estão parcialmente substituídos por hornblenda em alguns domínios.

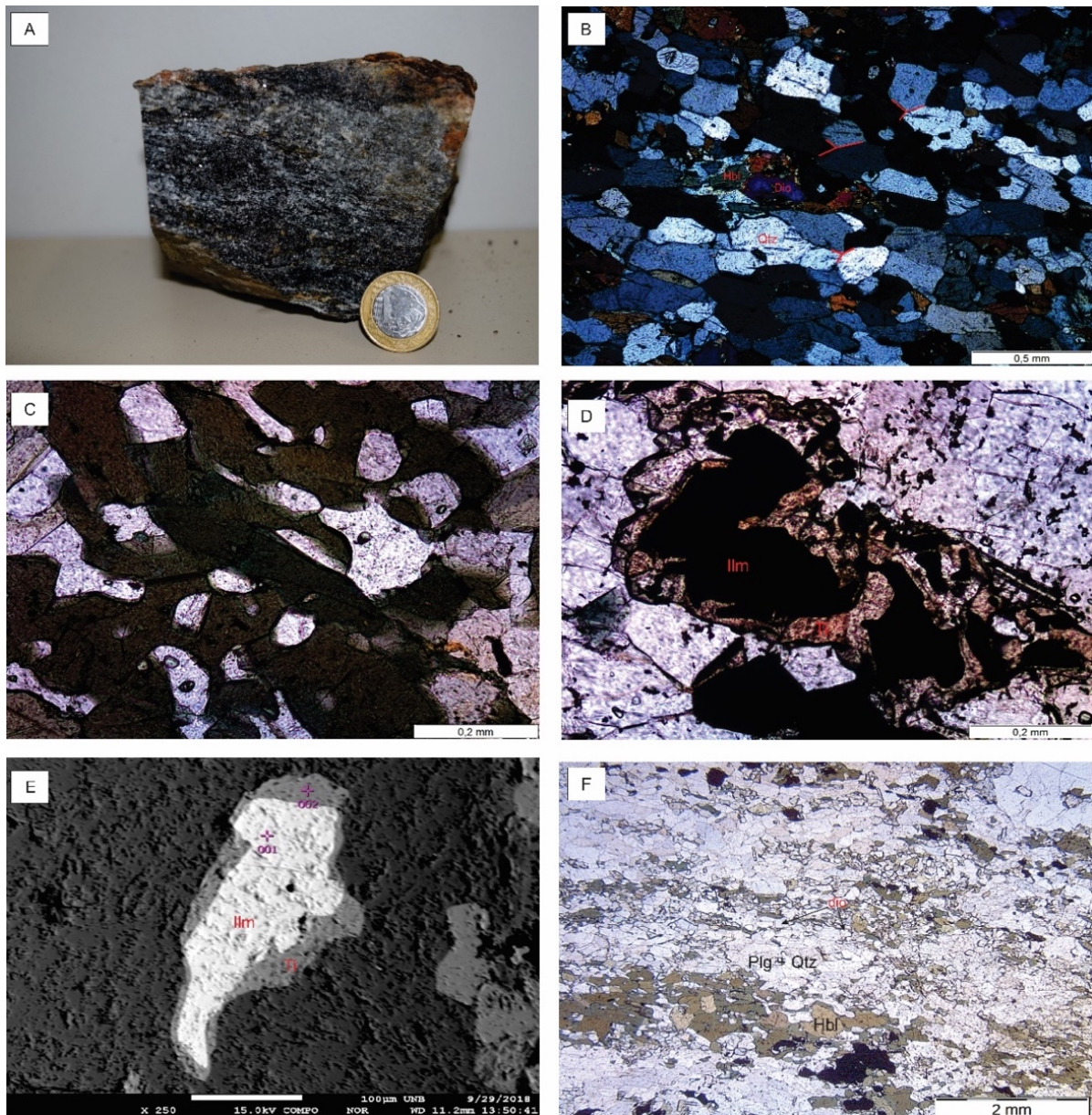
A granada ocorre de maneira restrita na rocha em cristais subédricos de tamanhos que variam entre 0,5 a 3,6 mm. Encontram-se intensamente fraturados de maneira irregular e apresentam cristais de anfibólio e quartzo preenchendo suas fraturas, além de microinclusões de cristais anédricos de quartzo em seus interstícios.

Os minerais opacos apresentam dois tamanhos distintos: os cristais menores, 0,02 a 0,2 mm, apresentam formas anédricas e encontram-se dispersos pela rocha, já os cristais maiores (0,4 a 2,8 mm), também anédricos, encontram-se bordejados por cristais de titanita. A análise em microsonda eletrônica caracterizou estes opacos como ilmenita.

A apatita encontra-se dispersa pela rocha com cristais com dimensões que variam de 0,1 a 0,3 mm e hábito prismático subédrico a euédrico.

A titanita ocorre como cristais anédricos nas bordas dos cristais de ilmenita.

Figura 6.5–Diopsídio (Di) – hornblenda(Hbl) gnaiss no afloramento TF18_I_36b. A) Amostra de mão mostrando segregações milimétricas entre bandas de quartzo (qtz) e feldspato (plg) e bandas ricas em hornblenda, diopsídio e granada. B) Fotomicrografia em nicóis cruzados e aumento de 4x, destacando a textura nematoblástica. Em vermelho, linhas mostram os contatos poligonais e junções tríplices entre os cristais. C) Fotomicrografia em nicóis cruzados e aumento de 10x mostrando a textura poiquiloblástica caracterizada por microinclusões de cristais arredondados e alongados de quartzo nos interstícios dos cristais de hornblenda. D) Fotomicrografia em nicóis cruzados e aumento de 10x, destacando cristais anédricos de ilmenita bordejados por cristais anédricos e de cor marrom de titanita. E) Foto de elétrons retro-espalhados obtida em microsonda eletrônica destacando cristais de ilmenita (cor branca), com bordas de titanita (cor cinza). F) Fotomicrografia em nicóis paralelos e aumento de 1,25 x, ilustrando bandamento milimétrico entre agregados de hornblenda nematoblástica e bandas ricas em quartzo – feldspato.



6.2.1.1.2 Anfibolito

O anfibolito (amostra TF18_I_22) apresenta coloração cinza escuro quando fresca, e marrom escuro quando alterado. É melanocrático e isotrópico com estrutura maciça (Figura 6.6A). Apresenta granulação fina a média, com agregados inequigranulares de hornblenda, os quais têm

plagioclásio recristalizado em textura granoblástica (Figura 6.6B), em meio a estes agregados. Os cristais de ilmenita, em geral, desenvolvem-se sobre cristais de hornblenda e apresentam bordas de titanita (Figura 6.6C). Alguns cristais de hornblenda apresentam textura poiquiloblástica com cristais de quartzo arredondado em seu interior.

É composta basicamente por hornblenda (60%) e plagioclásio (30%), com quartzo (2%), ilmenita (5%), zircão (<1%) e apatita (2%) como minerais acessórios.

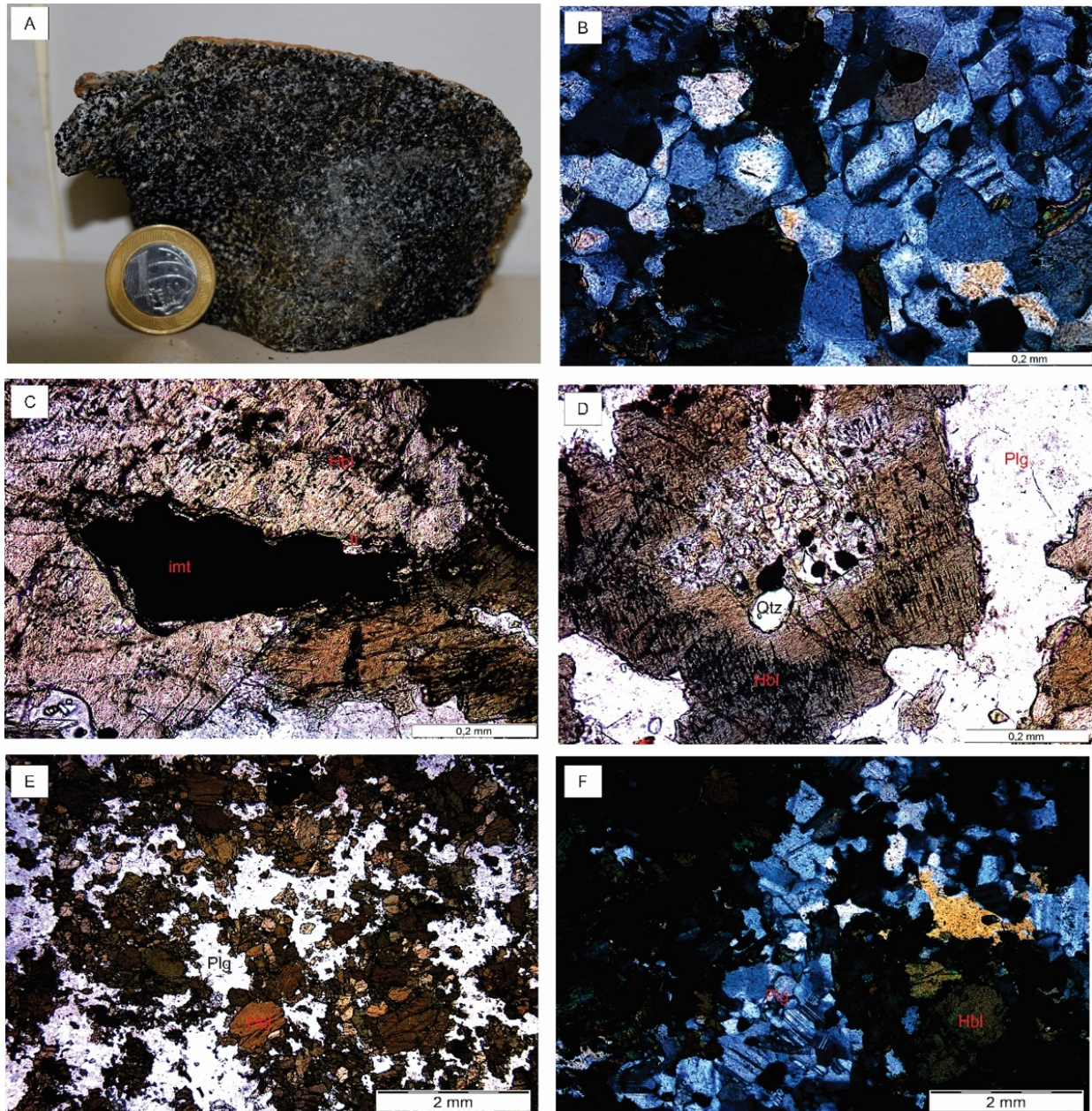
O plagioclásio apresenta composição An_{45-50} e ocorre como cristais anédricos a subédricos com tamanhos entre 0,2 mm a 1 mm com geminações polissintéticas. Os cristais por vezes estão deformados mecanicamente e se caracterizam por lamelas descontínuas, com forma pontiaguda e extinção ondulante. Encontram-se em contatos tríplexes e poligonais com outros cristais de plagioclásio e em contatos planares a serrilhados com outros cristais de hornblenda.

A hornblenda ocorre como cristais subédricos a euédricos, diablásticos, com tamanhos de 0,05 a 0,8 mm e pleocroísmo moderado, amarelo pálido a verde acastanhado, dispostos sob a forma de agregados inequigranulares. Os maiores cristais (0,5 a 0,8 mm) apresentam em geral formas euedrais. É comum a presença de opacos anedrais inclusos sob os cristais de hornblenda. Existem cristais que apresentam opacos intercrescidos em suas clivagens, caracterizando a schlierização (Figura 6.6-D). Alguns cristais apresentam microinclusões milimétricas (0,03 a 0,1 cm) de cristais arredondados de quartzo.

Os minerais opacos são anédricos, com dimensões que variam de 0,05 mm a 0,2 mm de diâmetro; por vezes apresentam bordas de titanita e mais raramente hábito ripiforme. Em geral, encontram-se inclusos em cristais de hornblenda e no contato entre seus grãos.

Os agregados de hornblenda se assemelham a domínios cumulus em uma textura ígnea cumulática, com os cristais de plagioclásio nos domínios intercumulus. A poligonalização dos contatos evidencia o intenso processo de recristalização que afeta as rochas da região. (Figura 6.6 E e F).

Figura 6.6- Imagens ilustrando anfibolito no afloramento TF18_I_22. A) Amostra de mão de anfibolito de coloração escura, isotrópica com estrutura maciça e granulação fina a média. B) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 10x que mostra a textura granoblástica característica das rochas do Complexo Porto Nacional. C) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 10x ilustrando cristais de ilmenita bordejados por titanita. D) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 10x evidenciando o processo de schlierização (crescimento de óxidos e opacos nas clivagens e fraturas da hornblenda) e a presença de inclusões de quartzo arredondado em hornblenda caracterizando textura poiquiloblástica. E e F) Fotomicrografia sob nicóis paralelos (E) e cruzados (F) com aumento de 1,25x mostrando textura cumulática reliquiar presente na rocha; notar os contatos poligonais entre os cristais de plagioclásio.



6.2.1.1.3 Rocha metamáfica

As rochas metamáficas (Amostras TF18_I_65 e TF18_I_18) têm cor preta a cinza esverdeado quando frescas, e marrom claro quando alteradas. São isotrópicas, de estrutura maciça (Figura 6.7 A e B), granulação fina a média em arranjos equigranulares hipidiomórficos dispostos em agregados de diopsídio e hornblenda, com cristais de plagioclásio, granada e em menor

quantidade, ortopiroxênio e quartzo em meio a estes agregados. Os cristais de piroxênio, opx e cpx, têm bordas alteradas para hornblenda evidenciando processo de uralitização (Figura 6.7C e E). A trama é predominantemente granoblástica, marcada por contatos poligonais e junções tríplexes entre os cristais da assembleia mineralógica (Figura 6.7D). Mais restritamente ocorrem domínios em que plagioclásio exibe textura poiquiloblástica, marcada pela inclusão de quartzo arredondado. Recorrentemente os minerais opacos aparecem recobrimdo cristas de hornblenda. A granada encontra-se por vezes bordejando cristais de hornblenda e plagioclásio (figura 6.7F) e apresenta tonalidades incolores a rosadas e grande variação modal (2% na amostra TF18_I_18 e 15% na amostra TF18_I65).

A mineralogia principal é composta por plagioclásio (15 – 35%), hornblenda (5 – 10%), diopsídio (10 – 25%), granada (2 – 15%) e opx (0-1%), com mineralogia secundária caracterizada por hornblenda (30 – 35%) gerada devido ao processo de uralitização, e como acessórios o quartzo (2 – 3%), minerais opacos (5%), zircão (0 – 1%) e apatita (0 – 1%).

Os cristais de plagioclásio têm dimensões que variam de 0,08 a 1,2 mm. Em geral, encontram-se geminados segundo a lei da albita e com geminações mecânicas com formas aciculares e que se inter cruzam em direções oblíquas, além de extinção ondulante. Apresentam composição An_{32-38} e ocorrem em contatos serrilhados a planares com cristais de hornblenda. Já entre os cristais de quartzo e plagioclásio são comuns junções tríplexes e contatos poligonais.

O diopsídio ocorre como cristais anédricos a subédricos, incolores sob icóis paralelos e cores de interferência de 2ª ordem. Encontra-se intensamente uralitizado em suas bordas e por vezes incluso por cristais arredondados de quartzo com 0,01 a 0,03 mm de diâmetro.

O ortopiroxênio ocorre de maneira restrita como cristais subédricos com 0,02 a 0,06 mm incolores que em geral encontram-se uralitizados em suas bordas.

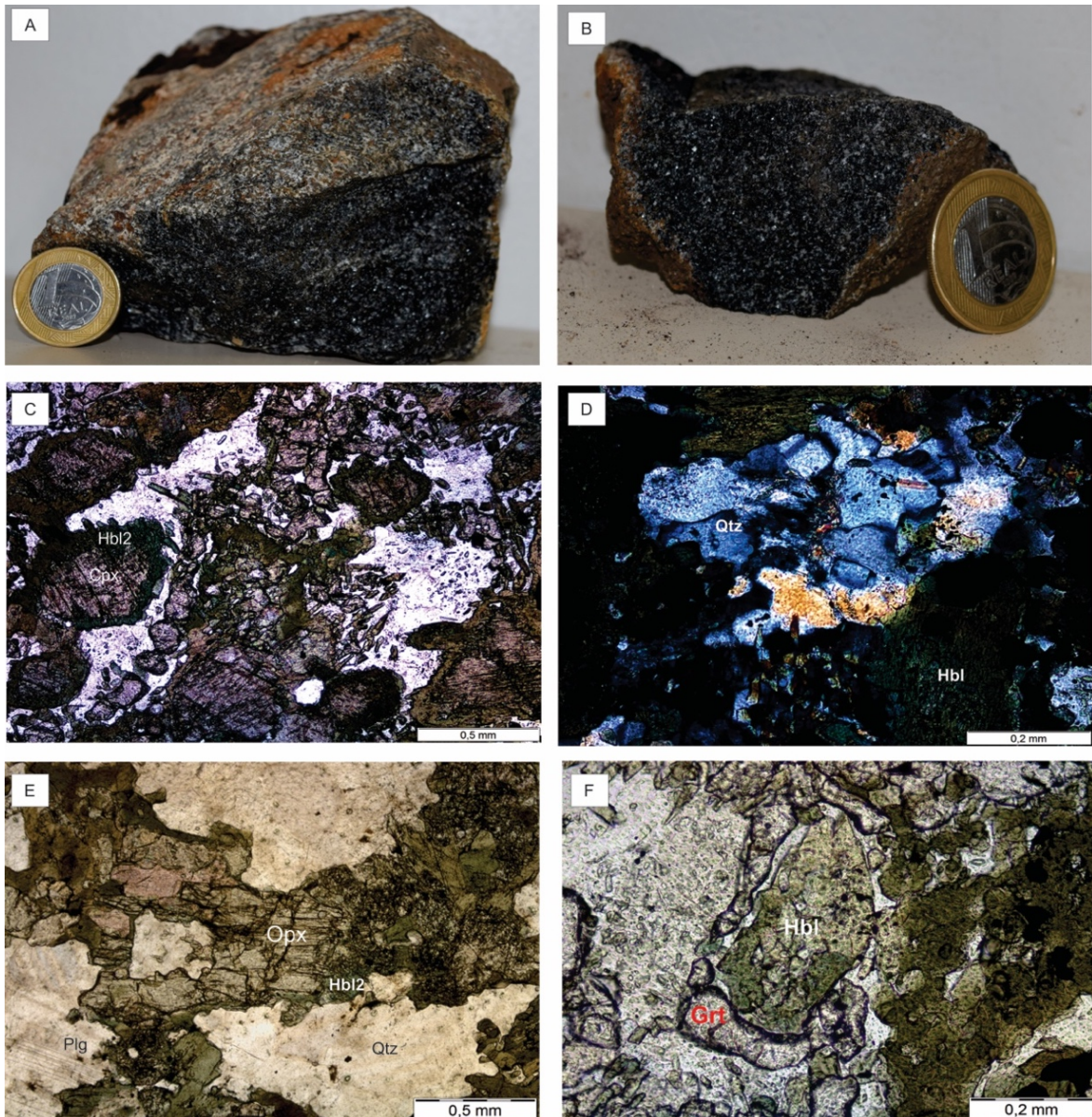
A granada ocorre como cristais subédricos a anédricos, com 0,05 mm a 0,3 mm. Ocorre em meio a agregados de clinopiroxênio e hornblenda em contatos planares a serrilhados, e mais restritamente em meio a cristais de hornblenda que crescem em suas bordas e fraturas. Também bordejam cristais de plagioclásio e hornblenda, caracterizando a textura do tipo corona.

Os opacos ocorrem como cristais anédricos com dimensões entre 0,05 e 0,6 mm sobre cristais de hornblenda e em seus contatos.

O quartzo ocorre de maneira restrita como cristais anédricos de 0,02 a 1,8 mm, entre cristais de hornblenda em contatos serrilhados, e clinopiroxênio. São comuns cristais que apresentam extinção ondulante.

Os cristais de zircão e apatita tem de 0,02 a 0,5 mm, são euédricos, prismáticos, e encontram-se dispersos na lâmina.

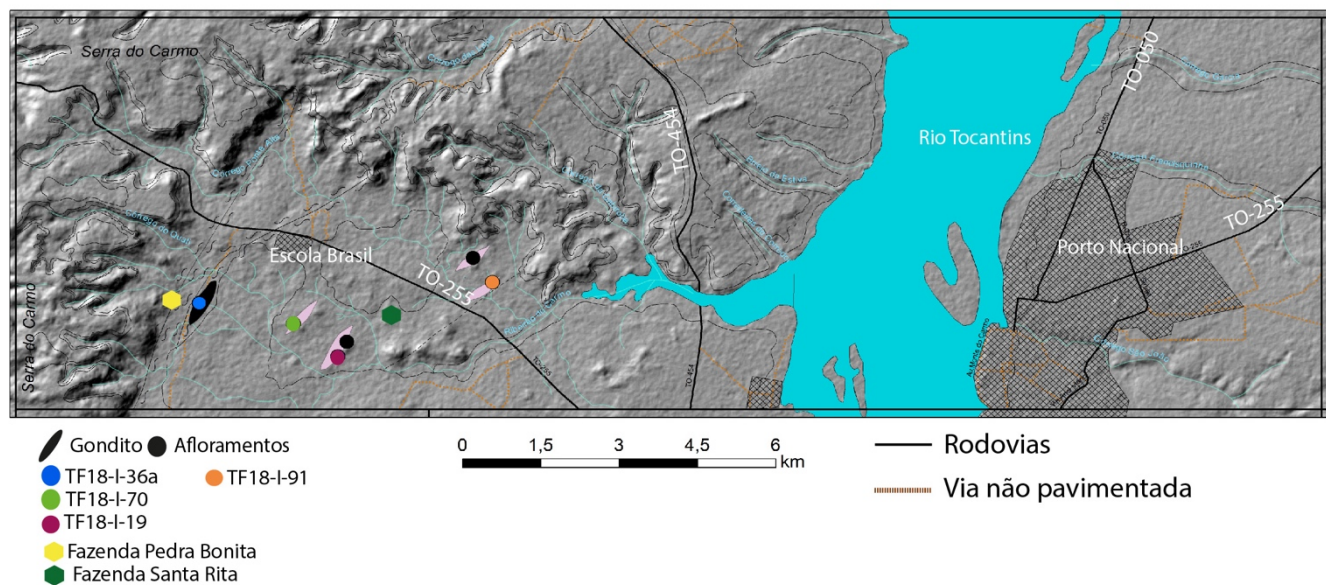
Figura 6.7- Imagens ilustrando rocha metamáfica no afloramento TF18_I_18 e TF18_I_65. A e B) Amostras de mão de rochas metamáficas coletadas nos pontos TF18_I_18 e TF18_I_65, respectivamente. Note o aspecto isotrópico e maciço, além da coloração preta nas porções mais preservadas da amostra. C) Fotomicrografia sob nicois paralelos e aumento de 4x da amostra TF18_I_65, evidenciando os agregados de cristais de diopsídio com bordas de hornblenda caracterizando o processo de uralitização. D) Fotomicrografia sob nicois cruzados e aumento de 10x mostrando cristais de quartzo e feldspato em contatos poligonais em meio a agregados de hornblenda e piroxênio. E) Fotomicrografia sob nicois paralelos e aumento de 4x mostrando cristal de ortopiroxênio com bordas uralitizadas. F) Fotomicrografia sob nicois paralelos e aumento de 10x mostrando cristais de granada bordejeando cristal de hornblenda, configurando a textura do tipo corona.



6.2.1.2 Unidade Paraderivada

A Unidade Paraderivada do CPN ocorre em cerca de 5% da Área I e se restringe à porção centro oeste (Figura 6.8). Em mapa, tem forma alongada segundo a direção NE/SW, de tal forma que os contatos são tectonizados com a unidade ortoderivada do CPN e com o Granito Matança.

Figura 6.8 -Mapa geológico simplificado ilustrando os locais onde foram cartografadas as unidades paraderivadas (em lilás), na parte central, e o gondito (em preto), à esquerda da imagem. Os pontos coloridos representam as rochas que foram caracterizadas em análise petrográfica e as fazendas da região.



Os afloramentos encontram-se próximos a Escola Brasil e concentram-se em morros de blocos de escala métrica a decamétrica (Figura 6.9 A e B), cuja vegetação apresenta porte arbustivo a arbóreo com cerrado rupestre. O solo é em geral de coloração avermelhada e possui textura arenosa.

Na Área I esta unidade é representada por gonditos, a oeste, e gnaisses paraderivados com granada, silimanita e biotita, em sua parte central. Texturalmente, apresentam bandamento composto por faixas lepidoblásticas anastomosadas, ricas em biotita e sillimanita, paralelas a faixas granoblásticas compostas por quartzo e plagioclásio (Figuras 6.9 C e D)

6.2.1.2.1 Granada - Silimanita – Biotita Gnaiss

As rochas descritas como granada-silimanita–biotita gnaiss (TF18_I_19, TF19_I_70 e TF_18_I_91) apresentam alta dureza e densidade, coloração que varia em tons de marrom claro a cinza quando alteradas, e cinza escuro a pretas quando frescas, além de bandamentos gnáissicos milimétricos a centimétricos (0,4 a 1,2cm), onde nas bandas claras concentram-se quartzo e feldspato, e nas bandas escuras biotita, granada e silimanita, também na variedade fibrolita. Apresentam granulação fina a média, com textura granoblástica marcada por contatos poligonais e junções tríplexes, e nematoblástica definida pela orientação de cristais de fibrolita.

A mineralogia é composta por biotita (18 - 25 %), fibrolita (5 - 20%), granada (11 - 15%), quartzo (30 - 35%), plagioclásio (5 - 25%), grafita (4 - 5%) e estaurolita (0 - 1%), que ocorre de maneira discreta no estaurolita-granada-sillimanita-biotita gnaiss (amostra TF18-I-91). Todas as

lâminas apresentam como minerais acessórios zircão, rutilo e apatita. Além disso, a rocha TF18-I-70, um granada-sillimanita-biotita gnaiss, exibe a sillimanita já bem desenvolvida (euédrica).

Nestas rochas, o quartzo configura cristais subédricos de 0,05 mm a 1,4 mm, recorrentemente apresentando junções tríplexes com as outras espécies minerais e contatos poligonais com outros cristais de quartzo. Os grãos encontram-se arredondados e estirados nos locais onde se desenvolvem entre cristais de sillimanita, formando *ribbons* (Figura 6.9D). Existem grãos que apresentam inclusões de cristais milimétricos aciculares de fibrolita (0,05 a 0,1mm), e cristais de plagioclásio, caracterizando a textura poiquiloblástica.

Os cristais de biotita são subedrais a euedrais com 0,05 a 1,2 mm de diâmetro, hábito lamelar e dispostos na forma de agregados irregulares. Exibem pleocroísmo moderado amarelo pálido a marrom. Nota-se a existência de inclusões de zircões milimétricos, de 0,01 mm, que geram halos pleocróicos. Em geral, apresentam contatos planares com o quartzo e a fibrolita.

A granada apresenta cristais subédricos, cujo tamanho varia de 0,08 mm a 1 mm, com intenso fraturamento irregular. Em geral ocorrem junto a aglomerado de cristais de biotita, que preenchem também suas bordas e fraturas (Figura 6.9E). Alguns cristais apresentam inclusões milimétricas de quartzo, com 0,01 mm a 0,05 mm, caracterizando a textura poiquiloblástica. Encontram-se em contatos planares com a biotita e em junções tríplexes com outros cristais de granada. Porém os contatos com cristais de fibrolita são raros, e quando ocorrem, são planares.

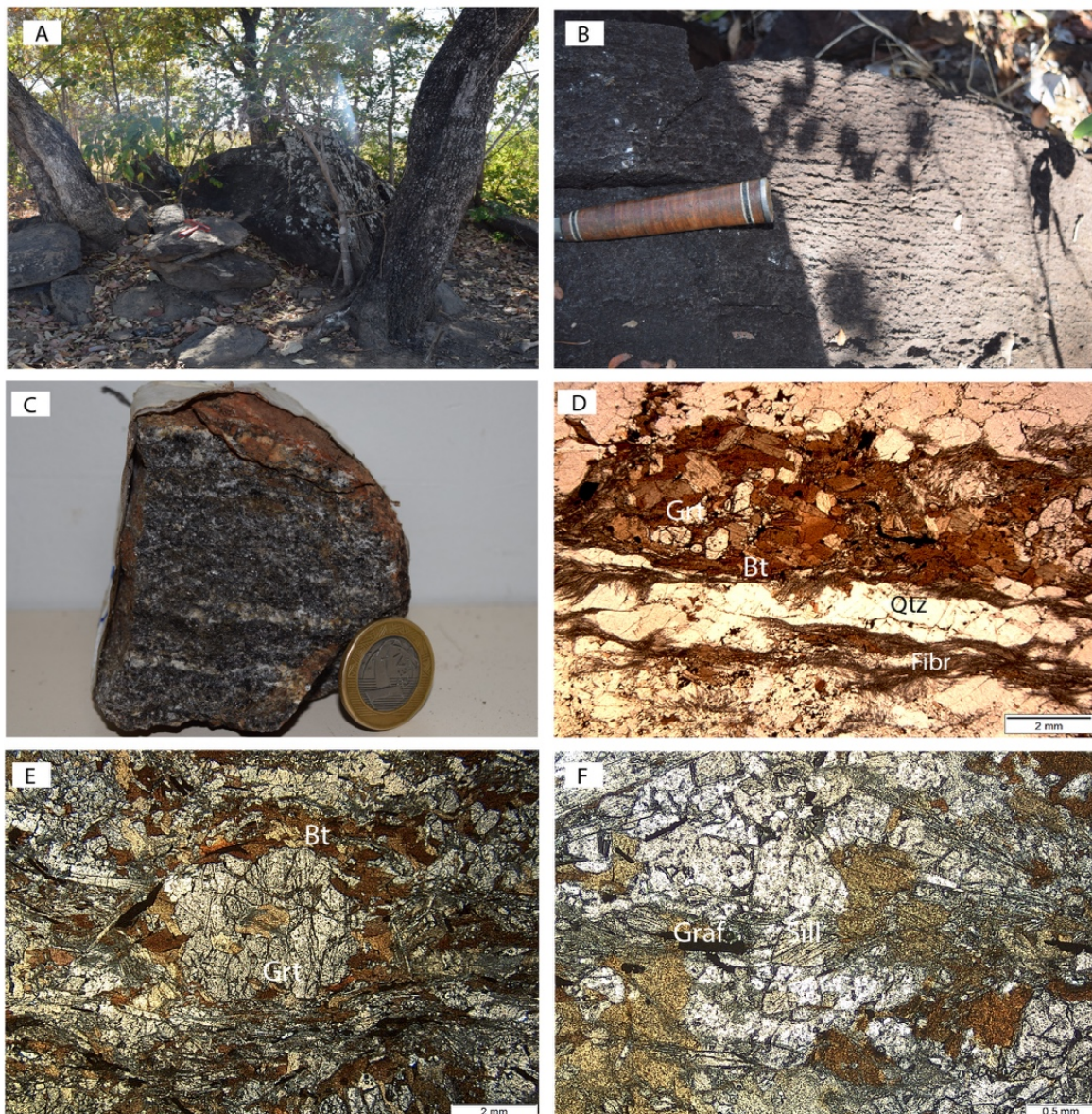
Já a sillimanita (fibrolita) configura cristais de hábito acicular com 0,05 a 0,3 mm, dispostos ao longo de planos orientados, onde nota-se um alinhamento dos cristais em uma direção preferencial que define a textura nematoblástica. Encontram-se por vezes envolvendo cristais de quartzo os quais estão estirados e deformados em formas sigmoidais. Nota-se que nas regiões onde a fibrolita não ocorre orientada ao longo de um plano preferencial, esta apresenta hábito fibroradial. Em geral, os cristais de fibrolita desenvolvem-se ao redor das outras espécies minerais, os contornando, em contatos planares.

Na amostra TF18-I-70 (Figura 6.9F), a sillimanita forma cristais euedrais, com granulação de 0,1 a 2,5 mm, com hábito prismático e formato losangular. Os cristais de sillimanita também tendem a se concentrar em bandas, em conjunto com a granada e biotita.

O plagioclásio configura cristais subédricos cuja dimensão varia de 0,2 a 2,4 mm, e encontram-se geminados segundo a lei da albita, apresentando teor de An_{15-20} . Os cristais maiores, de 1,2 a 2,4 mm, em geral encontram-se com inclusões de cristais de quartzo com 0,05 a 0,1 mm, os quais apresentam, por vezes, formas arredondadas. Além disso, os cristais maiores possuem defeitos em sua geminação. Já os cristais menores, em geral não apresentam inclusões e encontram-se perfeitamente geminados segundo a lei da albita.

A grafita se mostra como cristais anédricos a subédricos em alguns casos apresentando hábito ripiforme com tamanhos que variam de 0,02 mm a 0,4 mm. É recorrente o desenvolvimento desta no contato entre cristais de biotita, e mais restritamente, em seu interior (Figura 6.9F).

Figura 6.9- Imagens mostrando os locais onde afloram os paragnaisses e suas características macroscópicas e microscópicas. A) Afloramento de blocos métricos de paragnaisses. B) Aspecto laminar resultante do intemperismo diferencial entre as bandas de composição máfica e félsica. C) Amostra de mão de sillimanita-granada-gneiss (TF18_I_19) com destaque para as bandas de segregação mineral..D) Fotomicrografia de sillimanita-granada-gnaisse (TF 18-I-19) com destaque para o bandamento definido pela segregação das fases minerais. E) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 1,25x de granada-sillimanita-biotita-gneiss (amostra TF18-I-70) com destaque para textura milonítica desenvolvida entre o cristal de granada (Grt) com aspecto amendoado e que ocorre bordejado por biotita(Bt), fibrolita (Fibr) e grafita(Graf). F) Mesma amostra da figura “D”, em aumento de 4x, com destaque para a sessão basal típica da sillimanita euédrica.



6.2.1.2.2 Gondito

O gondito aflora principalmente no km 1,8 da estrada de terra Escola Brasil-Pontal, nas adjacências da Fazenda Pedra Bonita, a oeste da Área I. Ao longo da via ocorrem afloramentos de menor escala, que revelam a geometria lenticular do corpo. Este possui cerca de 400m de comprimento e 80m de largura com sua continuidade limitada por domínios com pastagem e plantio de eucaliptos. O contato do gondito é marcado pela Zona de Cisalhamento de Porto Nacional, a qual o coloca em imbricamento tectônico com o Granito Matança, o monzogranito Serra do Tapuio e ortognaisses.

As rochas têm aspecto foliado com coloração variando entre cinza a completamente preta (Figura 6.10A) e aspecto friável, sendo dissociados sob fricção tátil óxidos que conferem um aspecto graxoso às mãos. Além disso, a rocha apresenta alta densidade relacionada com o conteúdo de manganês da amostra.

Em escala microscópica, o gondito exhibe foliação marcada por planos de grafita lamelar. (Figura 6.10B e C). A assembleia mineralógica é definida por granada (45%) quartzo (30%), grafita (15%) e criptomelano (5%), cuja caracterização foi feita por meio de microsonda eletrônica.

A trama orientada é caracterizada pela presença de lamelas orientadas de grafita (NE-SW) confinadas entre os grãos de granada e quartzo sob textura preferencialmente granoblástica.

Os grãos de quartzo possuem uma granulação constante variando entre 0,1 e 0,25mm, com formação de junções tríplexes comum, sendo também observados contatos planares e extinção ondulante. Nota-se uma forte orientação do estiramento mineral conforme a direção preferencial e formação de subgrãos do tipo “*bulging*” (Figura 6.10C e D)

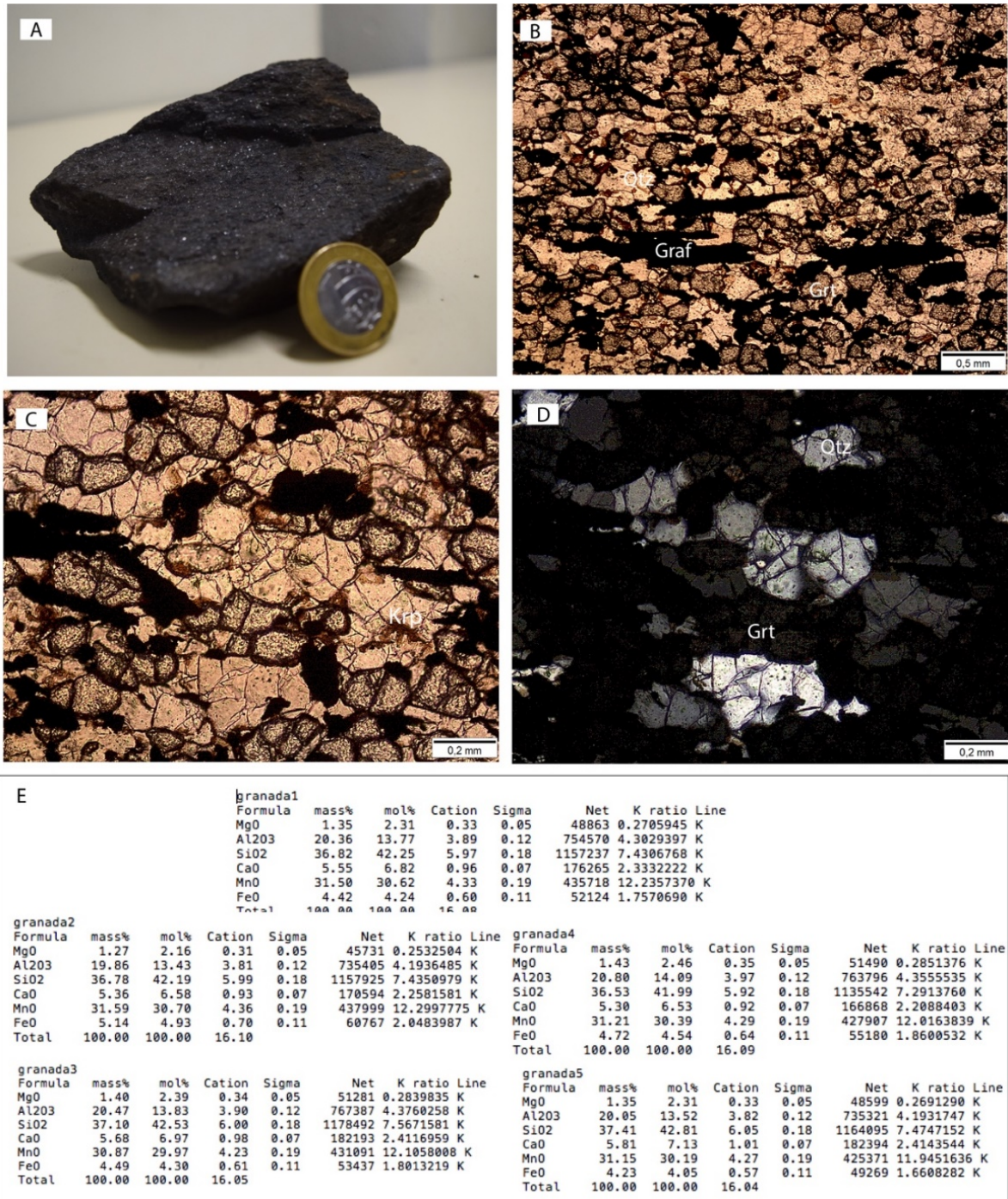
A granada ocorre como cristais subédricos, por vezes arredondados, com 0,1 a 0,25mm. Seu contato forma junções tríplexes, por vezes planares e serrilhadas com o quartzo, sendo que nestas junções também ocorrem associados filme de criptomelano. A análise em EDS (figura 6.10E) à caracterizou como granada espessartita (rica em manganês).

A grafita ocorre como cristais anédricos a subédricos que formam lamelas tabulares com 0,05 a 1,7mm. Sua disposição ocorre orientada, porém sem continuidade marcante entre os minerais.

O criptomelano forma minerais anédricos, de coloração acastanhada, dispostos predominantemente nos contatos entre os grãos de granada. Tem relevo moderado é incolor e extinto sob nicóis cruzados (Figura 6.10D).

Área I

Figura 6.10- Imagens mostrando em escala de mão e em microescala o gondito do afloramento TF18_I_36a. A) Amostra de mão de gondito (TF18-I-36a), notar a foliação desenvolvida e sua relação com os cristais de brilho especular relativos a criptomelano. B) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 4x mostrando cristais de grafita (Graf) tabulares que marcam o plano de foliação e quartzo (Qtz) estirados ao longo deste plano. C) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 10x mostrando os filmes de criptomelano (Krp) que bordejam principalmente os cristais de granada. D) Fotomicrografia sob nicóis cruzados mostrando a recristalização dos cristais de quartzo configurando a feição do tipo bulging. Com destaque ao final para análises na granada revelando a composição manganesífera. E) Dados obtidos em EDS da granada presente dos gonditos. Notar a alta porcentagem molar e de massa de Mn nesta granada (até 31%) que a caracteriza como da variedade espessartita.



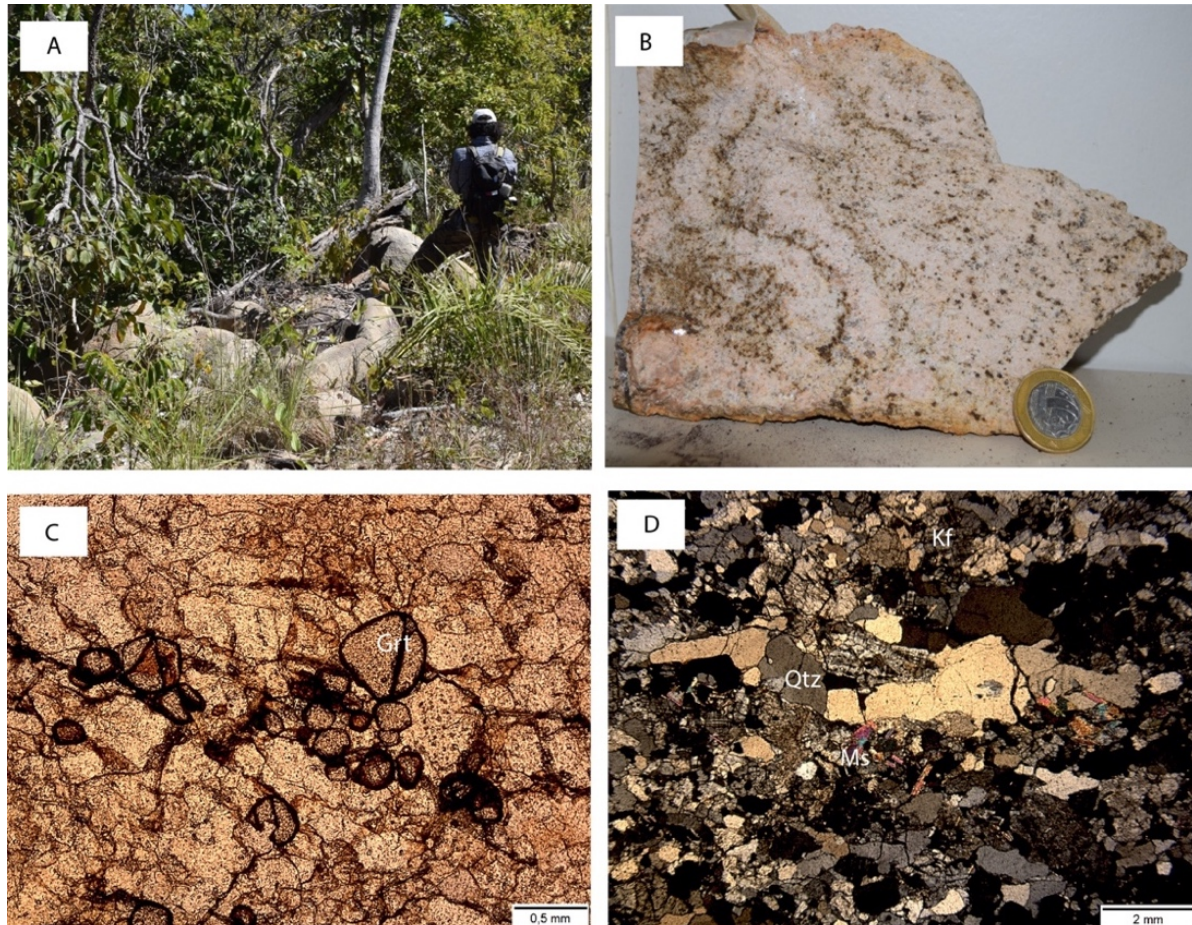
6.2.1.2.3 Mobilizado de Anatexia

Esta rocha foi descrita em apenas um ponto (TF18_I_20) e aflora de maneira restrita na porção sudoeste da área, no contato da Unidade Paraderivada com a Ortoderivada. O afloramento caracteriza-se por blocos de até um metro de comprimento e com coloração esbranquiçada (Figura 6.11A). Esta unidade não se encontra representada no mapa, já que não é expressiva na escala de mapeamento do projeto.

A rocha classificada como granada álcali granito (figura 6.11B) apresenta trama granoblástica com granulação fina a média, sendo recorrente a presença de cristais de microclínio, em contatos tríplices com cristais de quartzo. Os cristais de granada encontram-se, por vezes, bordejados por biotita e possuem fraturas e interior preenchidos por óxidos (figura 6.11C). Restritamente, ocorrem cristais de quartzo estirados segundo orientação preferencial ENE-WSW (figura 6.11D). Além disso, ocorrem domínios poiquiloblásticos definidos por cristais de microclínio de granulação grossa com inclusões de cristais de quartzo arredondados.

A assembleia mineralógica é definida por quartzo (40%) microclínio (35%), plagioclásio (8%), granada (5%), óxidos (4%) e muscovita (3%), além de muscovita e biotita secundária (2%).

Figura 6.11- Imagens mostrando a forma de ocorrência dos mobilizados de anatexia. A) Afloramento de blocos de escala métrica B) Amostra de mão do granada álcali granito . C) Fotomicrografias sob nicóis paralelos e aumento de



4x ilustrando cristais de granada arredondados com óxidos em seus interstícios. D) Fotomicrografias sob nicóis cruzados em C) sob nicóis paralelos e aumento de 4x com destaque para a granada (Grt) subédrica e D) sob nicóis cruzados com destaque para o quartzo (Qtz) recristalizado que também ocorre sob contatos tríplexes com microclínio (Kf) e planar com a muscovita (Ms).

Os cristais de quartzo são anédricos, com 0,05 a 8mm; por vezes apresentam junções tríplexes e contatos poligonais com os outros constituintes da assembleia mineral. Existem grãos que apresentam extinção ondulante e cristais alongados com fraturas preenchidas por biotita.

Microclínio ocorre como cristais subédricos de 0,1 a 2,4 mm em contatos planares e em junções tríplexes com quartzo. Em geral encontram-se geminados segundo a geminação complexa (Albita + Periclina) gerando padrão “tartan” em seus cristais. Os cristais maiores, 1,2 a 2,4 mm, não se encontram geminados e tem cristais de muscovita milimétricos, 0,05 a 0,4 mm, em suas bordas e interstícios.

Os cristais de granada são subédricos com tamanhos que variam de 0,05 a 0,4 mm, dispendo formas arredondadas; em geral apresentam óxidos de coloração castanha em suas bordas e preenchendo seu interior. Nota-se a presença de cristais milimétricos de biotita, 0,1 a 0,2 mm, circundando cristais de granada. Em geral, encontram-se em contatos planares com cristais de quartzo.

O plagioclásio ocorre restritamente na rocha como cristais subédricos com 0,05 a 0,3 mm de diâmetro. Em geral, encontram-se geminados segundo a lei da albita e com composição An_{10} .

15.

A muscovita apresenta cristais subédricos de hábito lamelar, que por vezes se assemelham ao hábito acicular, apresentando tamanhos que variam de 0,1 a 0,6 mm. Em geral encontram-se inclusas nos interstícios e nas bordas dos cristais de microclínio, porém, nota-se que os cristais de maiores dimensões, 0,5 a 0,6 mm, encontram-se em contatos planares com cristais de quartzo.

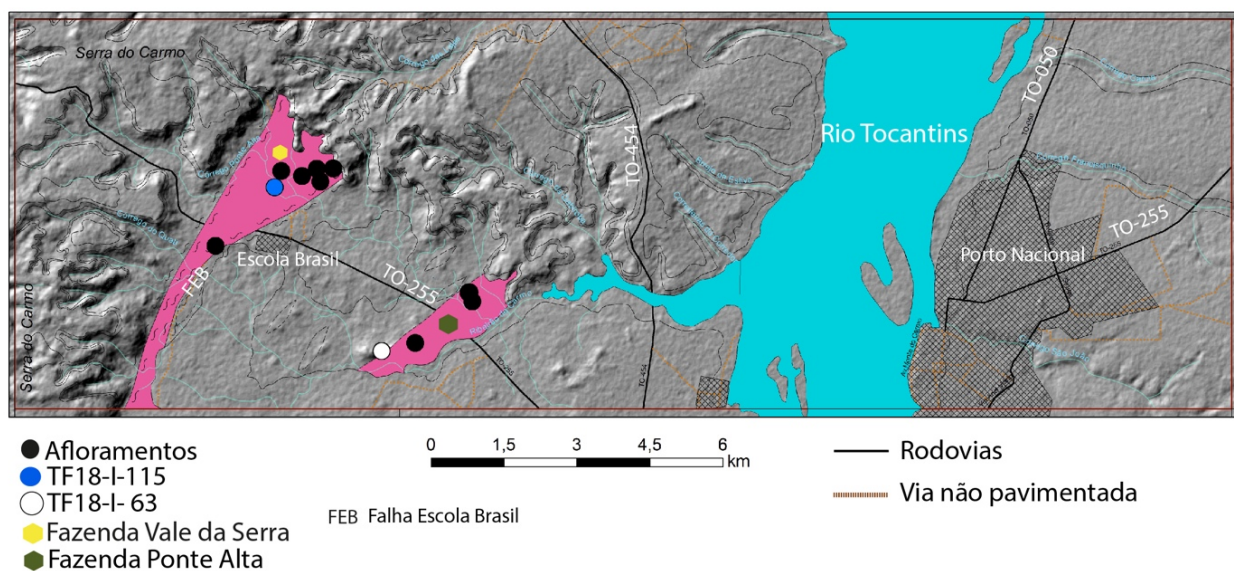
A biotita possui hábito lamelar em cristas euédricos, com pleocroísmo moderado, marrom pálido a castanho escuro; em geral bordejam cristais de granada em contatos planares.

Nesta rocha ocorrem também óxidos anédricos a subédricos de coloração castanha que apresentam hábito ripforme com tamanhos que variam de 0,02 mm a 0,4 mm. É recorrente o desenvolvimento de opacos no contato entre cristais de biotita e mais restritamente em seus interstícios, em geral pequenos, 0,02 a 0,05 mm, e anédricos.

6.2.2 Suíte Aliança

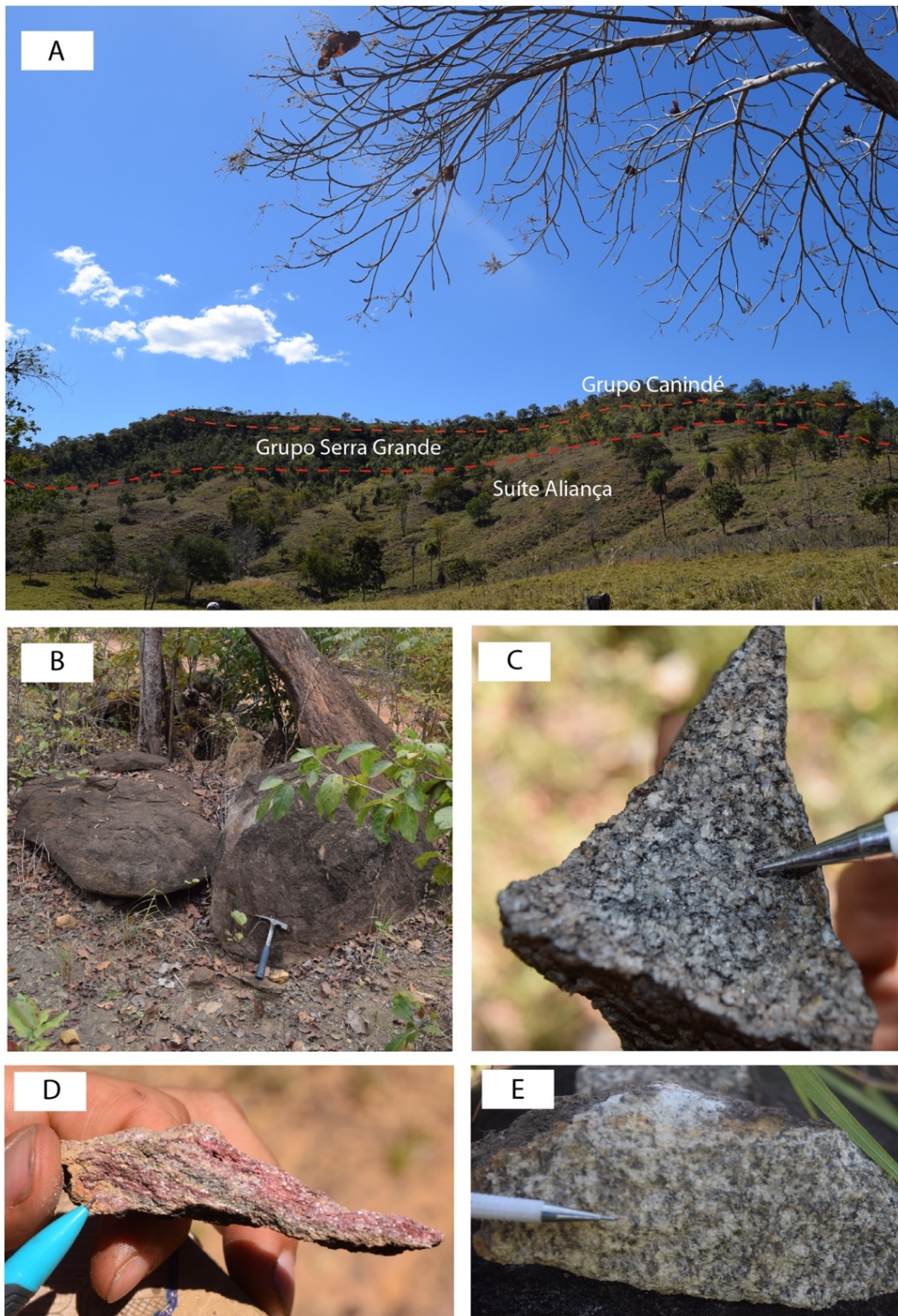
A Suíte Aliança ocorre na porção centro-oeste da Área I e ocupa cerca de 25% desta. Em seu domínio central, o contato com o Complexo Porto Nacional é tectonizado por meio da Falha Escola Brasil, enquanto em sua borda oeste faz contato com o Granito Matança, o qual é marcado pela Zona de Cisalhamento de Porto Nacional (ZCPN) (figura 6.12). Acima desta unidade também ocorrem as rochas sedimentares dos grupos Serra Grande e Canindé sob contatos marcados por uma não conformidade (Figura 6.13A).

Figura 6.12- Mapa geológico simplificado ilustrando os locais onde foram cartografadas as rochas pertencentes à Suíte Aliança (em rosa). Os pontos coloridos representam as rochas que foram caracterizadas em análise petrográfica e as fazendas da região.



Nessa unidade foram diferenciados dois litotipos principais: hornblenda-biotita granodioritos e biotita monzogranitos (Figuras 6.13 C e E). Sua resposta na magnetometria é caracterizada por baixo magnético sem orientação dos traçados realçados por TILT e 1DV. Na gamaespectrometria se destaca por ampla resposta no canal do K e baixo nos valores de eU e eTh, o que lhe confere a resposta avermelhada para o biotita-monzogranito, enquanto que o hornblenda-biotita granodiorito possui resposta mascarada pelo Ribeirão do Carmo. O solo sobre a unidade possui coloração amarelada, e assume coloração avermelhada próximo a ZCPN. A vegetação é caracterizada por pequenos arbustos, configurando a fitofisionomia do cerrado conhecido como campo limpo com alguns domínios de cerrado *stricto-sensu*.

Figura 6.13- Figuras ilustrando as rochas da Suíte Aliança e sua relação com o Grupo Serra Grande. A) Fotografia marcando o contraste de vegetação entre as rochas da Suíte Aliança e Grupos Serra Grande e Canindé. Note que a vegetação se torna mais densa sobre as rochas sedimentares da bacia, caracterizando o cerrado *strictu senso*. B) Afloramentos de blocos métricos típicos das rochas da Suíte Aliança. C) Amostra de mão do hornblenda-biotita granodiorito(TF18-I-63) com aspecto isotrópico. D) Aspecto de biotita monzogranito quando alterado, já na borda da ZCPN. E) Aspecto do hornblenda-biotita-granodiorito com foliação.



6.2.2.1 Hornblenda-biotita granodiorito

Este litotipo ocupa em extensão cerca de 15 % da área. Os afloramentos configuram blocos de escala métrica, cujo arranjo é disposto ao longo do morro de proporções moderadas alinhado E-W, localizado nas adjacências da fazenda Ponte Alta. Também estão dispostos ao longo da estrada de terra que dá acesso para a Serra do Carmo após a ponte ribeirão do Carmo

A rocha descrita como hornblenda-biotita-granodiorito apresenta coloração branca quando fresca e tons de cinza escuro quando alterados. Nestas rochas é possível observar certa foliação marcada pela orientação de cristais de biotita (Figura 6. 14A), além de cristais de quartzo estirados, em que a trama varia de fina a média, conforme sua distância das zonas de cisalhamento que caracterizam o contato com o Complexo Porto Nacional. Ademais, ocorrem alguns domínios isotrópicos com estrutura maciça e granulação média.

Ao microscópio fica evidente a textura predominantemente granoblástica e poiquiloblástica, sendo comum a formação de subgrãos de quartzo (Figura 6.14B). A mineralogia principal é composta por quartzo (35%), plagioclásio (23%), hornblenda (10%) biotita (15%), clinopiroxênio (5%) e microlínio (4%). Observa-se feições de alteração, como a saussuritização e uralitização em que ocorrem manchas de aspecto mosqueado com calcita e opacos que constituem cerca de 7%, além de zircão e apatita como acessórios. O contato entre os grãos ocorre em geral de maneira planar e na forma de junções tríplexes, sendo comuns contatos interlobados entre os subgrãos de quartzo.

O quartzo tem forma anédrica com tamanhos que variam de 0,2 a 2 mm, por vezes apresentando junções tríplexes e contatos poligonais, e sendo comum a formação de subgrãos. Ocorre circundando cristais de plagioclásio e com alguns cristais dispendo extinção ondulante.

O plagioclásio apresenta cristais subédricos com tamanhos que variam de 0,1 a 2,4 mm. Em geral encontram-se zonados (Figura 6.14C) e geminados segundo a lei da Albita-Carlsbad. Além disso, encontram-se saussuritizados, sendo observada também calcita em seus interiores e bordas. Apresenta teor An_{30-32} e possui inclusões de quartzo (0,02 a 0,1mm) e biotita (0,4 a 0,6mm).

Quanto à biotita, é possível observar duas gerações deste mineral. A primária possui o pleocroísmo variando de amarelo pálido a castanho escuro, com hábito lamelar, subédrico. Seu tamanho varia de 0,2 a 1,6 mm. Em geral, encontra-se entre grãos de quartzo e feldspato sob contatos ora planares, ora serrilhados. Nela ocorrem também inclusões de zircão. A biotita secundária apresenta pleocroísmo de castanho claro a castanho, é geralmente anedral e ocorre próxima às zonas de uralitização, com tamanho variando de 0,2 a 0,8 mm.

O clinopiroxênio é marcado por forma subédrica e com hábito fibroso, sem a presença de pleocroísmo, e com tamanho variando de 0,5 a 2,1 mm. No geral apresenta feições de uralitização, sendo alterado para hornblenda e, em alguns domínios mais restritos, para clorita.

Já a hornblenda possui pleocroísmo que varia de amarelo a verde acastanhado, com forma anédrica a subédrica. Em geral ocorre associada ao clinopiroxênio, como produto de alteração em suas bordas e centro. Além disso, nota-se uma zonação para o centro em alguns cristais, cujo pleocroísmo se faz quase ausente (Figura 6.14D). Seu tamanho varia de 0,2 até 2 mm.

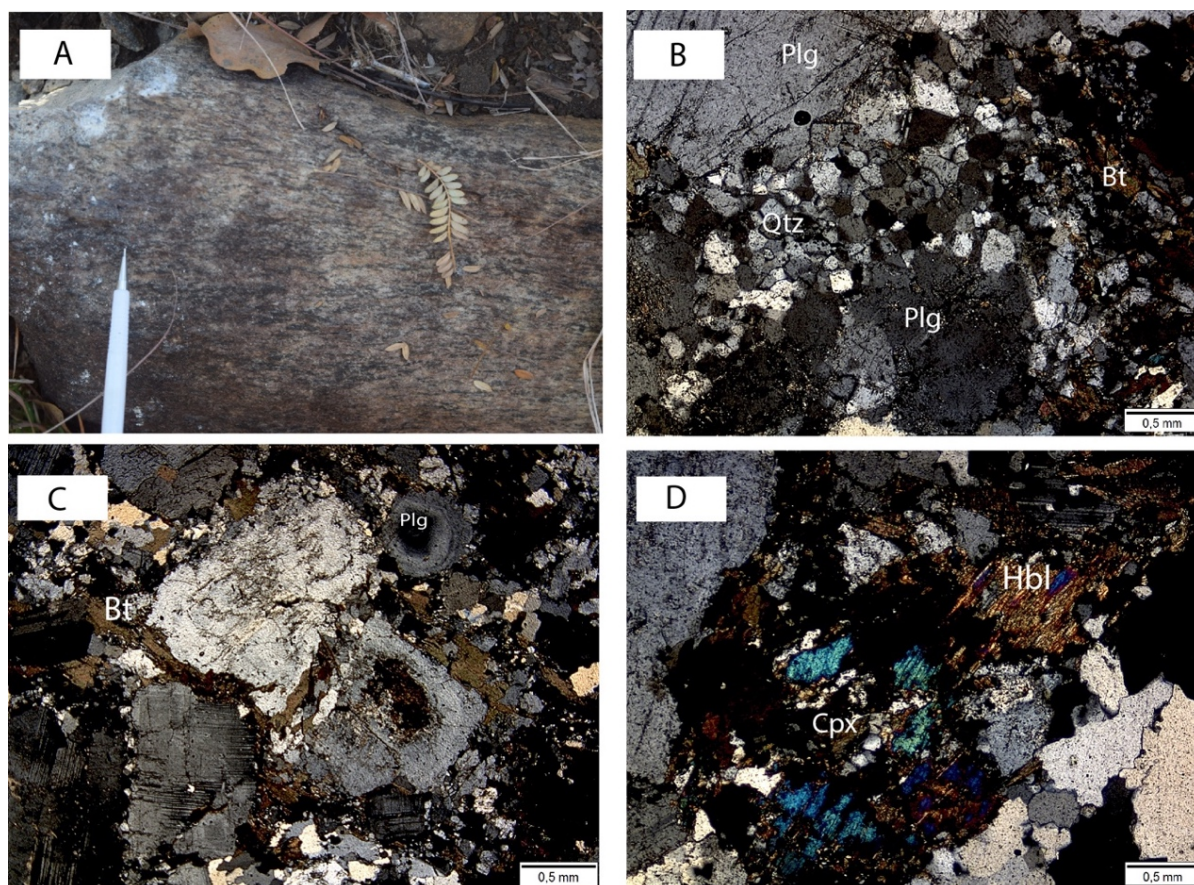
Os cristais de microclínio possuem hábito subédrico tamanhos que variam de 0,2 a 0,8mm, apresentam geminação do tipo tartan, e contatos poligonizados com o quartzo e plagioclásio.

A clorita possui relevo médio, com pleocroísmo que varia de verde pálido a um verde mais marcante, sendo a cor de interferência um cinza de primeira ordem. Encontra-se nas bordas do clinopiroxênio em conjunto com a hornblenda. Seu tamanho varia de 0,2 a 0,4mm.

Minerais opacos possuem formas anédricas a subédricas, com hábito ripiforme e tamanhos que variam de 0,02 mm a 0,4 mm. É recorrente o desenvolvimento de opacos no contato entre cristais de biotita.

Como minerais acessórios ocorrem cristais euédricos de apatita e zircão. O zircão no geral, encontra-se incluso nos cristais de biotita, em alguns casos gerando halos pleocróicos. Já os cristais de apatita encontram-se dispersos na lâmina.

Figura 6.14- Imagens ilustrando as rochas da Suíte Aliança em mesoescala e microescala. A) Figura mostrando bloco de hornblenda-biotita granodiorito. B) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 4x mostrando textura granoblástica característica do quartzo em hornblenda-biotita granodioritos(TF18-I-63). C) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 4x de hornblenda-biotita granodiorito com plagioclásio zonado e bordas envoltas por biotita. D) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 4x mostrando hornblenda anédrica, produto de alteração de cristais de cpx (cor de interferência azul de 2ª ordem)



6.2.2.1 Biotita monzogranito

Este litotipo ocorre na parte noroeste da Área I e ocupa cerca de 10% de seu total. Apresenta geometria alongada na direção NNE, com 5 km de extensão. O contato oeste com o Granito Matança é marcado pela ZCPN. Na proximidade da zona de cisalhamento a rocha tem aspecto de xisto feldspático de coloração rosada, rico em muscovita (Figura 6.13D). As melhores exposições ocorrem em blocos métricos dispostos ao longo da encosta norte da Serra do Carmo e próximas da fazenda Vale da Serra.

A rocha possui coloração acinzentada quando fresca e marrom quando alterada (figura 6.15A), mostra-se equigranular hipidiomórfica e apresenta granulação média com textura predominantemente granoblástica e domínios restritos de textura lepidoblástica.

Área I

A mineralogia principal é composta por quartzo (40%), plagioclásio (20%), microclínio (15%) e biotita (15%), sendo comum a presença de cristais de muscovita (5%) como alteração das bordas e centro de cristais de plagioclásio. Também são observados opacos (4%), além de zircão e titanita como acessórios. Em geral, o contato entre os grãos ocorre de maneira planar sendo também comum a presença de junções tríplices e contatos lobados a serrilhados (Figura 6.15B).

O quartzo ocorre como cristais anédricos a subédricos com tamanhos que variam de 0,1 a 2,8 mm, por vezes apresentando junções tríplices e contatos lobados com os outros constituintes da assembleia mineral. Existem grãos que apresentam extinção ondulante, sendo também notável a formação de sub-grãos e cristais estirados, que em geral apresentam maior tamanho (1 a 2,8mm).

O plagioclásio exibe cristais subédricos, com tamanhos que variam de 0,2 a 2,4 mm. É comum observar cristais de muscovita alterando seu centro e bordas. O teor de deanortita é de An₂₅, sendo que seus cristais se encontram geminados segundo a lei da albita e zonados. Em alguns domínios apresentam inclusões submilimétricas (0,05 a 0,1 mm) de cristais de quartzo arredondado a vermiforme configurando textura mirmequítica (Figura 6.15C).

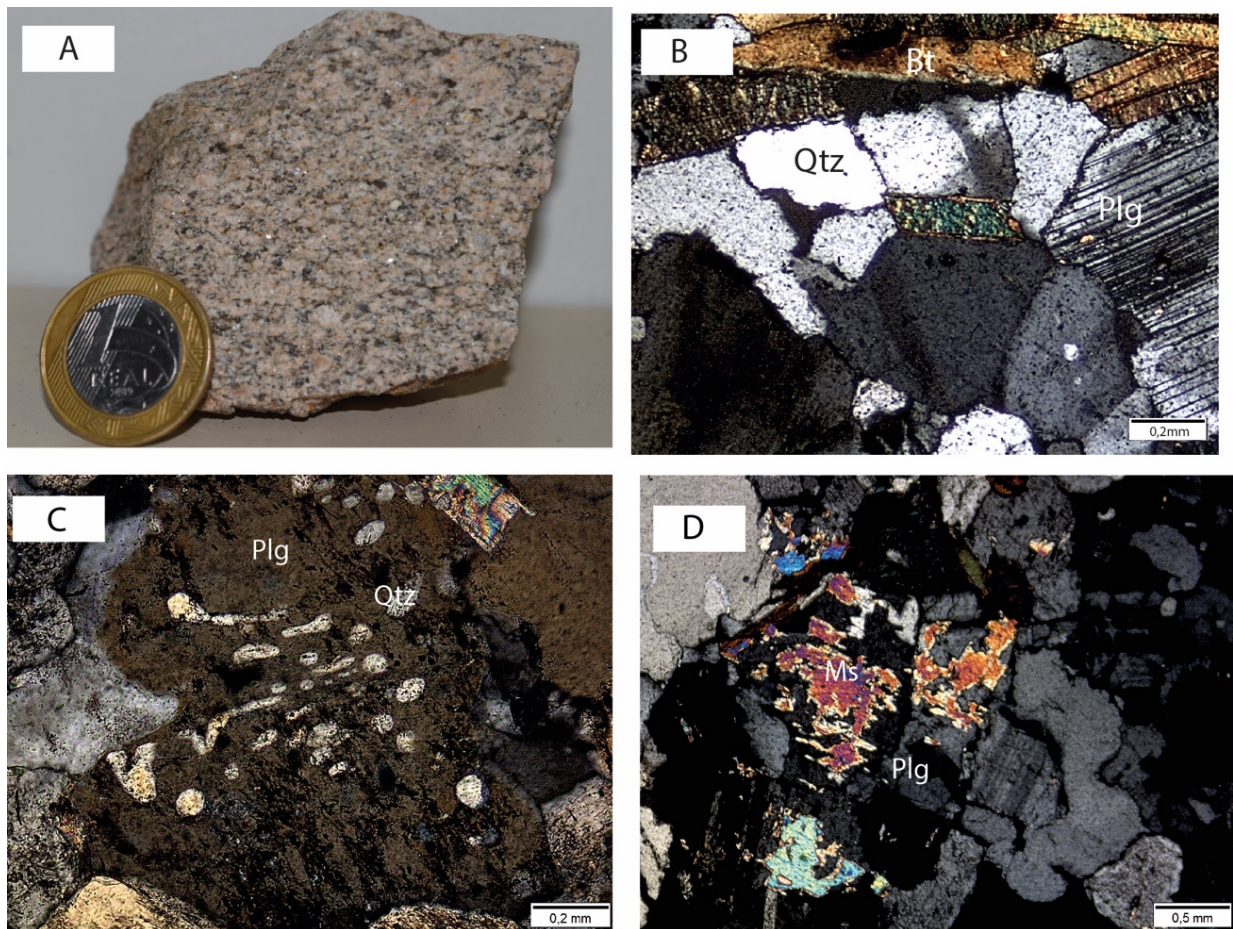
A biotita ocorre como cristais subédricos a euédricos de hábito lamelar, apresentando pleocroísmo de amarelo pálido a castanho escuro, com tamanhos que variam de 0,2 a 1,2 mm. Em geral, os cristais encontram-se bordejando cristais de quartzo e em contatos planares entre este e cristais de plagioclásio. Além disso, existem domínios em que é possível notar uma orientação preferencial da biotita definido a foliação.

Os cristais de microclínio são subédricos com tamanho variando de 0,4 a 5,6 mm, e apresentando geminação do tipo *tartan*. Nos cristais maiores (1,6 a 5,6 mm) ocorrem inclusões submilimétricas (0,06 a 0,1 mm) de quartzo arredondado. Os contatos com os demais minerais ocorrem de maneira serrilhada e em junções tríplices.

Os cristais de muscovita encontram-se como produto de alteração do centro e das bordas de cristais de plagioclásio (figura 6.15D). Os cristais localizados nos interiores de plagioclásio em geral são maiores (0,4 a 2 mm) do que os localizados nas bordas (0,1 a 0,4 mm).

Minerais opacos ocorrem com forma anédrica no contato entre os cristais e preenchendo suas fraturas, com tamanhos variando de 0,4 a 1 mm.

Figura 6.15- Imagnes ilustrando biotita monzogranito. A) Biotita monzogranito. B) fotomicrografia com destaque para os contatos serrilhados entre quartzo e biotita (Bt). C) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 10x mostrando textura mirmerquítica com cristais de quartzo alongadas, intercrescidos em cristais de plagioclásio (TF18-I-115). D) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 4x mostrando cristais de muscovita anédrica alterando as bordas e o centro de cristais de plagioclásio (TF18-I-115).



6.2.3 Suíte Lajeado

A Suíte Lajeado representada pelo Granito Matança, ocorre na porção oeste da Área I e ocupa cerca de 20% da mesma. A leste, esta unidade encontra-se em contato, marcado pela ZCPN, com rochas da Suíte Aliança (Figura 6.16). Já a oeste, rochas sedimentares do Grupo Serra Grande (Fm.Jaicós) recobrem parcialmente os granitos em contato marcado por não conformidade.

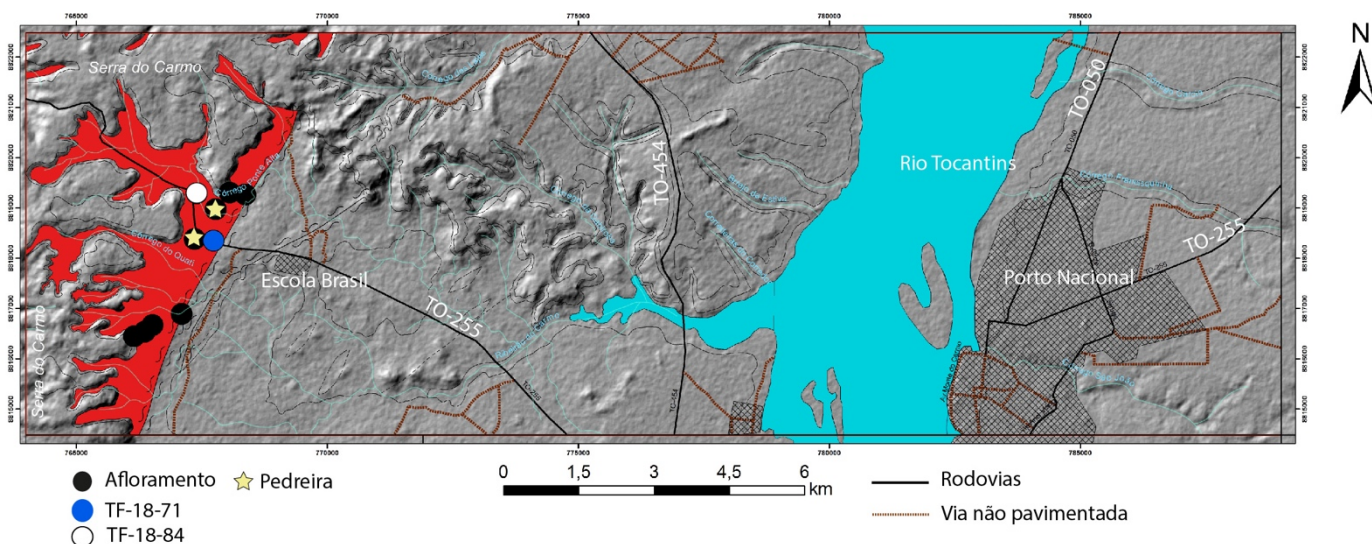
As imagens de gamaespectrometria, na composição ternária RGB, apresentam forte anomalia no canal do potássio (K) para estas rochas, o que facilita sua delimitação. Já as imagens Tilt e 1DV evidenciam a ZCPN, limite leste, com direção NE-SW e forte alinhamento estrutural.

As principais exposições são observadas ao longo da Serra do Carmo, com altitude de 550 m, ao longo da rodovia TO-255 que liga Porto Nacional a Fátima -TO. Nas proximidades desta rodovia existem duas pedreiras (Figura 6.17A) onde pode-se observar variações composicionais, texturais e estruturais deste granito. Os afloramentos ocorrem predominantemente

Área I

na forma de lajedos, os quais encontram-se na encosta da serra, com desnível de 300 metros (Figura 6.17B). O relevo acidentado não favorece os processos pedogenéticos e, conseqüentemente, não há desenvolvimento expressivo de solo e vegetação.

Figura 6.16- Mapa geológico simplificado ilustrando os locais onde foram cartografadas as rochas pertencentes à Suíte Lajeado (em vermelho). Os pontos coloridos representam as rochas que foram caracterizadas em análise petrográfica e as fazendas da região. As estrelas representam as pedreiras encontradas na área.



As principais exposições são observadas ao longo da Serra do Carmo, com altitude de 550 m, ao longo da rodovia TO-255 que liga Porto Nacional a Fátima -TO. Nas proximidades desta rodovia existem duas pedreiras (Figura 6.17A) onde pode-se observar variações composicionais, texturais e estruturais deste granito. Os afloramentos ocorrem predominantemente na forma de lajedos, os quais encontram-se na encosta da serra, com desnível de 300 metros (Figura 6.17B). O relevo acidentado não favorece os processos pedogenéticos e, conseqüentemente, não há desenvolvimento expressivo de solo e vegetação.

As rochas, de composição sienogranítica possuem mineralogia primária composta por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e hornblenda (Figura 6.17C). A coloração varia de cinza claro a alaranjada quando fresca, e cinza escuro quando alterada. A granulação varia de média a grossa, com cristais centimétricos de feldspato potássico que, por vezes, definem textura porfirítica na rocha. Além disso, existem porções em que a rocha encontra-se foliada.

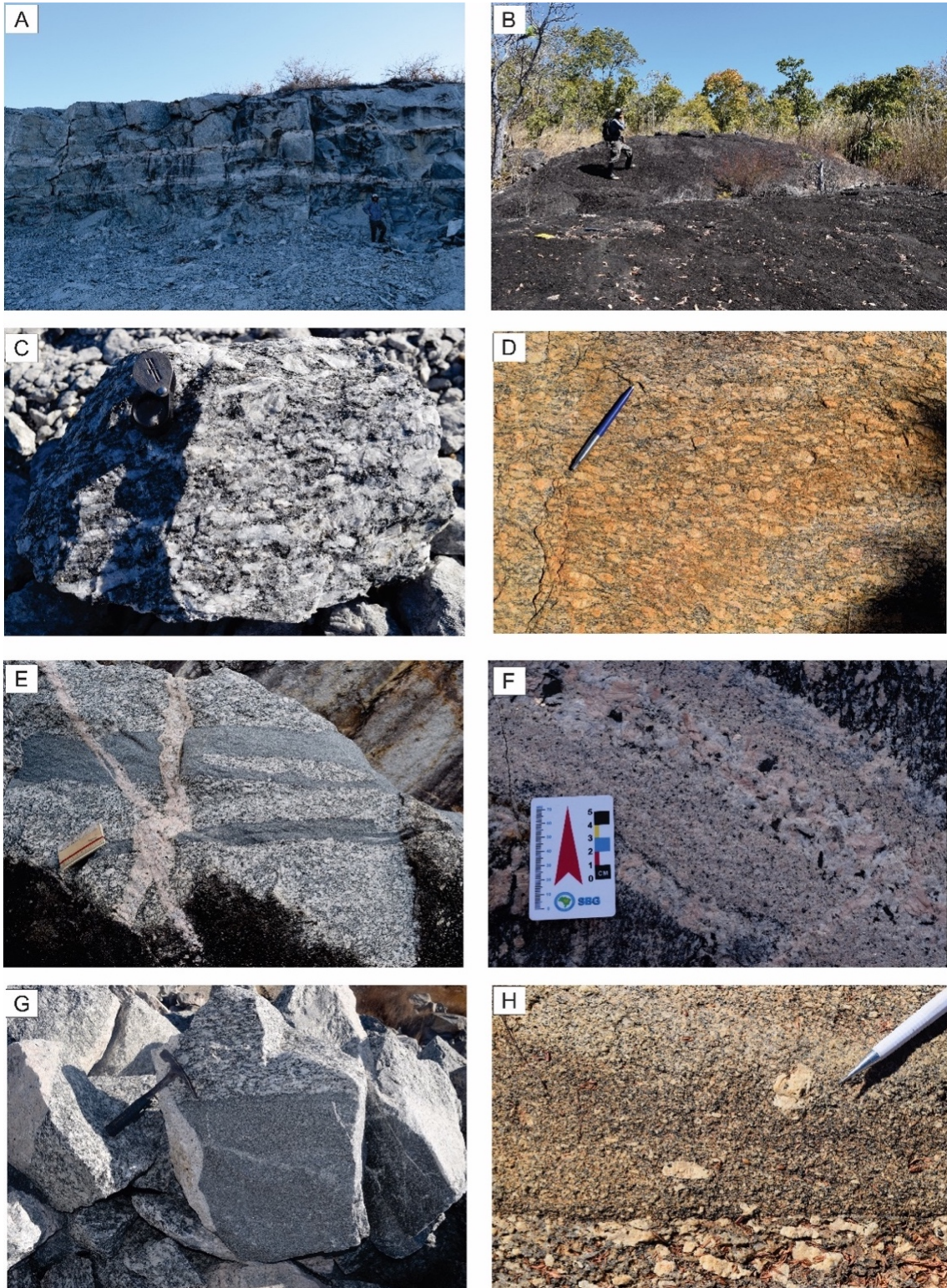
Nas proximidades da ZCPN são comuns bandas de milonitização (Figura 6.17D) que paralelizam e rotacionam os cristais de álcali feldspato segundo a foliação milonítica. Além disso, existem evidências de mistura com magma de composição diorítica/tonalítica (Figura 6.17E), além de diques aplíticos, tonalíticos e pegmatóides. Em alguns locais é possível notar a presença de

xenocristais de KF que foram englobados por diques tonalíticos, evidenciando que a intrusão destes últimos ocorreu em fase final de cristalização do sienogranito (Figura 6.17H).

Os veios e diques localizados em pedreiras próximas à rodovia TO-255, apresentam composição tonalítica a granodiorítica, e pegmatítica. A partir de relação de campo é possível observar que a fase pegmatítica, com megacristais de KF (5 a 10cm) e cristais euédricos de granada, é a mais jovem e evoluída, uma vez que corta tanto o sienogranito quanto os veios tonalíticos e granodioríticos (Figura 6.17E). Além disso, existem porções em que a granulação engrossa em direção ao centro do veio, evidenciando a cristalização mais lenta na parte central (Figura 6.17F)

Área I

Figura 6.17– Figuras ilustrando os afloramentos e a as características de campo observadas nas rochas do Granito Matança. A) Pedreira localizada às margens da TO – 255. B) Afloramento na forma de lajedos decamétricos localizados na encosta da Serra do Carmo. C) Amostra de mão de sienogranito apresentando foliação incipiente. D) Zona de milonitização mostrando porfiroclastos de KF rotacionados segundo cinemática sinistral nas bordas do Granito Matança. E) Relação de corte entre o Granito Matança e os veios de composição tonalítica (cinza) e pegmatítica (rosa). Notar que o veio pegmatítico corta tanto o veio tonalítico quanto o Granito Matança. F) Veio pegmatítico mostrando aumento da granulometria para o centro. G) Feição de mistura de magmas, notar o contraste de granulometria entre a porção superior e inferior da rocha. H) Xenocristais de feldspato potássico em veio tonalítico.



6.2.3.1 Hornblenda-biotita sienogranito

Em análise petrográfica as rochas foram classificadas como hornblenda-biotita-sienogranitos e são constituídas por microclínio (40 - 45%), quartzo (20 - 25%), plagioclásio (10 - 15%), biotita (10 - 15%) e hornblenda (1 - 5%). Como minerais acessórios, ocorrem, zircão (0 - 1%), apatita (0 - 1%) e titanita (0 - 1%), além de clorita (2 - 5%) como mineral secundário.

Os cristais de microclínio ocorrem como porfiroclastos de até 5 cm, apresentando coloração rosada e formas sigmoides, tipo σ , e elípticas oblatas (Figura 6.18A e B). Apresentam geminação do tipo tartan e, por vezes, encontram-se englobando cristais de quartzo. É comum a formação de sombras de recristalização ao redor dos porfiroclastos de KF (Figura 6.18C e D) caracterizadas pela presença de agregados poligonais.

O quartzo ocorre como grãos alongados conforme a foliação (*ribbons*), e na forma de agregados granulares em que é comum a formação de junções tríplexes e contatos poligonais (Figura 6.18E). Além disso, apresentam forte extinção ondulante e alguns grãos encontram-se arredondados em cristais de microclínio e plagioclásio. Suas dimensões variam entre 0,1 e 0,6 mm.

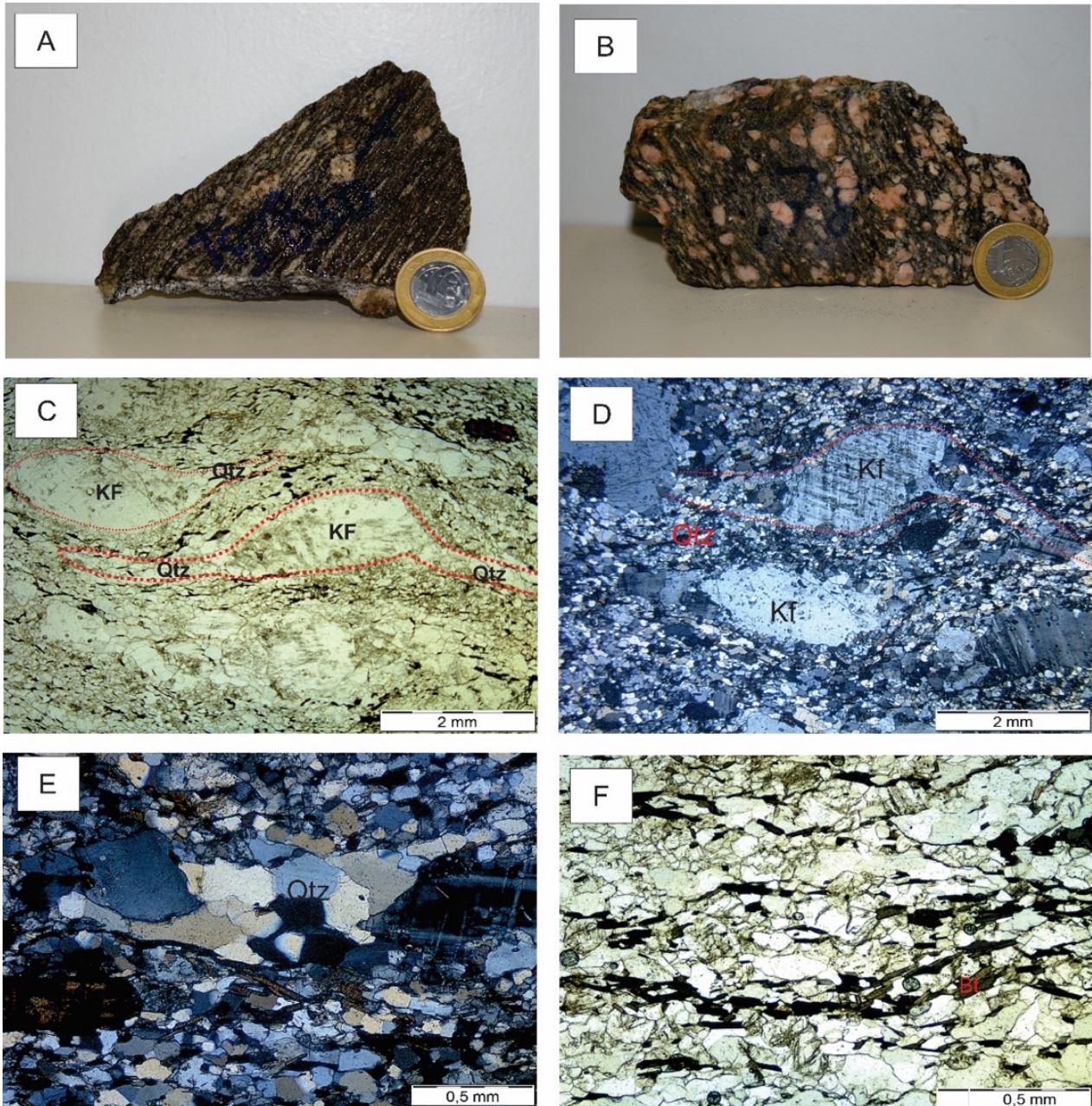
A biotita ocorre como cristais subédricos com hábito lamelar e dimensões que variam de 0,08 a 0,4 mm. Encontra-se contornando grãos de quartzo e microclínio, caracterizando foliação incipiente de aspecto anastomosado (Figura 6.18F), em contatos planares e serrilhados. Apresenta pleocroísmo que varia de amarelo pálido a verde escuro, e halos pleocróicos quando há inclusões de zircão presentes.

A hornblenda ocorre em pequena quantidade e apresenta pleocroísmo que varia de verde acastanhado a verde escuro, sob a forma de cristais subédricos, os quais apresentam fraturas preenchidas por biotita. Suas dimensões variam de 0,3 a 0,5 mm.

O plagioclásio ocorre como cristais subédricos com teor An_{15-20} e tamanhos que variam de 0,2 a 0,8 mm. Apresentam contatos poligonais e junções tríplexes com os outros minerais da rocha.

Área I

Figura 6.18- Fotografias mostrando as características mesoscópicas e microscópicas das rochas do Granito Matança (TF18_I_84 e TF_18_I_71). A) Amostra de protomilonito do Granito Matança (TF18_I_84), mostrando porfiroclastos de Kf rotacionados e foliação milonítica. B) Amostra de milonito do Granito Matança (TF18_I_71) mostrando foliação milonítica e porfiroclastos de Kf com formatos de sigmóides estirados, e com formatos elípticos. C) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 1,25x mostrando porfiroclastos de feldspato potássico rotacionados com caudas de recristalização de quartzo e cristais de biotita os circundando. D) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 1,25x mostrando sombras de recristalização de quartzo ao redor dos porfiroclastos de Kf. E) Fotomicrografia sob nicóis cruzados e aumento de 4x mostrando grãos de quartzo estirados (ribbons) e em contatos poligonais. F) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 4x mostrando aspecto anastomosado da foliação marcada por cristais de biotita.



6.2.4 Grupos Serra Grande e Canindé

As rochas pertencentes à Bacia do Parnaíba ocupam cerca de 40% da Área I. Em sua porção a oeste do Rio Tocantins, ocorre em platôs nas regiões mais elevadas, em contatos marcados por não conformidade com granitos da Suíte Lajeado, Suíte Aliança e rochas do Complexo Porto Nacional. Na porção leste do rio, local da cidade de Porto Nacional, são as únicas unidades que afloram. Sobre elas, ocorrem amplos domínios de lateritos, os quais limitam a visualização de sua estratigrafia.

Na região afloram rochas do Grupo Serra Grande (Formação Jaicós) e Canindé (Formação Pimenteiras), e ao longo das encostas escarpadas da Serra do Carmo, observam-se arenitos e conglomerados relacionados à formação de paredões, enquanto siltitos ocupam a fase mais retraída e abaolada das encostas (Figura 6.19, na parte superior). As imagens de gamaespectrometria, na composição ternária RGB, possuem cor ciano (baixo K, moderado eU e alto eTh) nos locais de ocorrência dessas rochas.

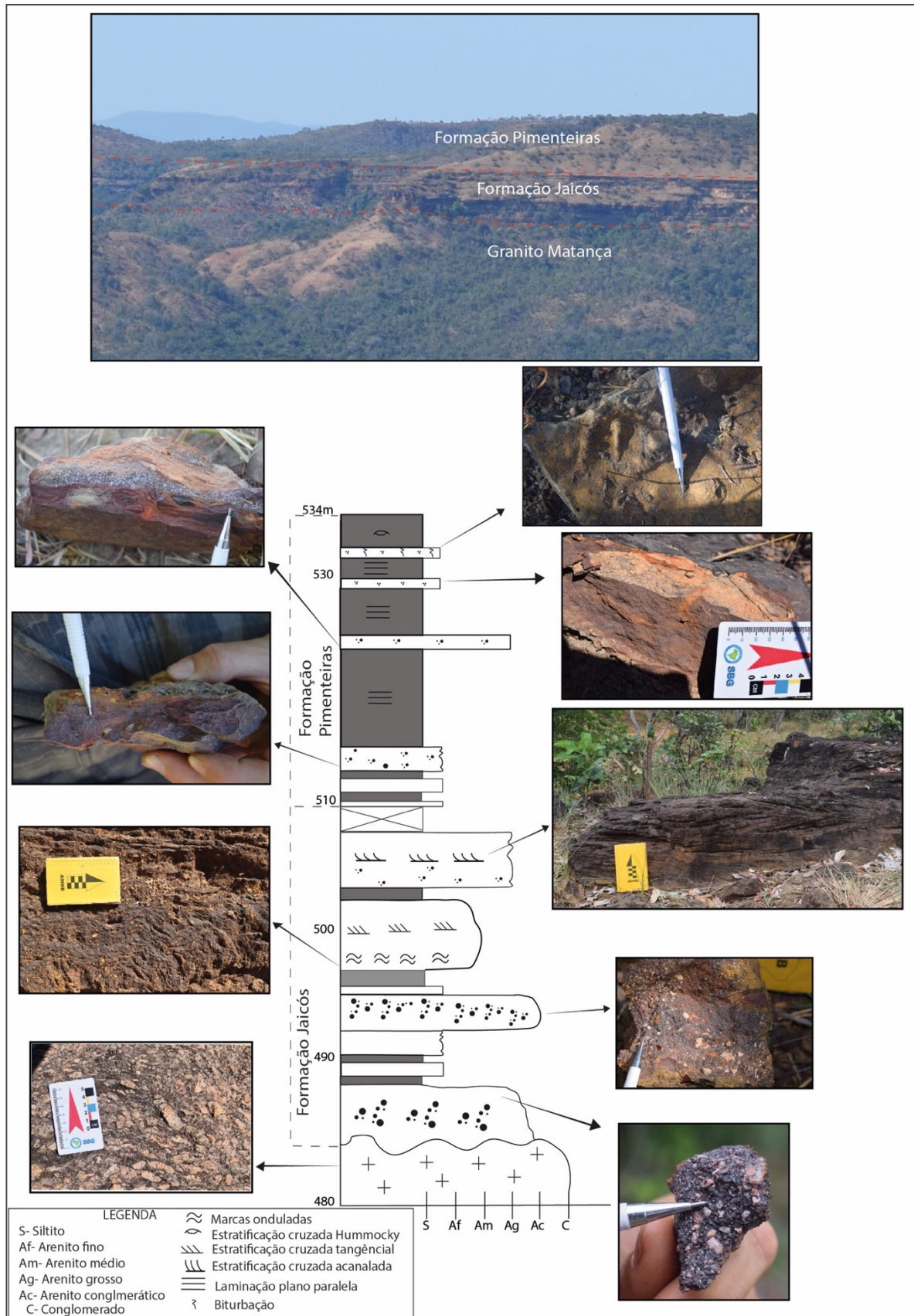
Boas exposições de sucessão podem ser observadas ao longo da TO-454, que liga Porto Nacional à TO-080 (Palmas- Paraíso), onde ocorrem afloramentos em cortes de estrada com escala decamétrica.

Sobre as rochas dos grupos Serra Grande e Canindé, as quais sustentam a Serra do Carmo, desenvolvem-se solos de textura arenosa e coloração que varia entre tons de marrom avermelhado a amarelado, em que predomina vegetação típica de cerrado campo sujo e *strictu senso*.

A Formação Jaicós é caracterizada por arenitos conglomeráticos matriz e clasto suportados e arenitos finos a grossos com marcas onduladas e estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, com intercalações de níveis siltosos. Já a Formação Pimenteiras é marcada por pacotes mais espessos de silito ferruginoso, os quais em sua maioria, exibem laminações plano paralelas, intercalados com pacotes de arenitos finos e médios de até 1 metro, e cujo topo da sucessão exhibe lentes delgadas de argilito de coloração avermelhada.

O empilhamento estratigráfico das rochas dos grupos Serra Grande e Canindé na Área I foi interpretado a partir das informações coletadas em campo e encontra-se resumido na coluna estratigráfica abaixo (Figura 6.19).

Figura 6.19- Quadro ilustrando a principal forma de contato entre as unidades da Bacia do Parnaíba (formações Jaicós e Pimenteiras) e o Granito Matança) e seu perfil estratigráfico interpretada para a face leste da Serra do Carmo, localizada na Área I.

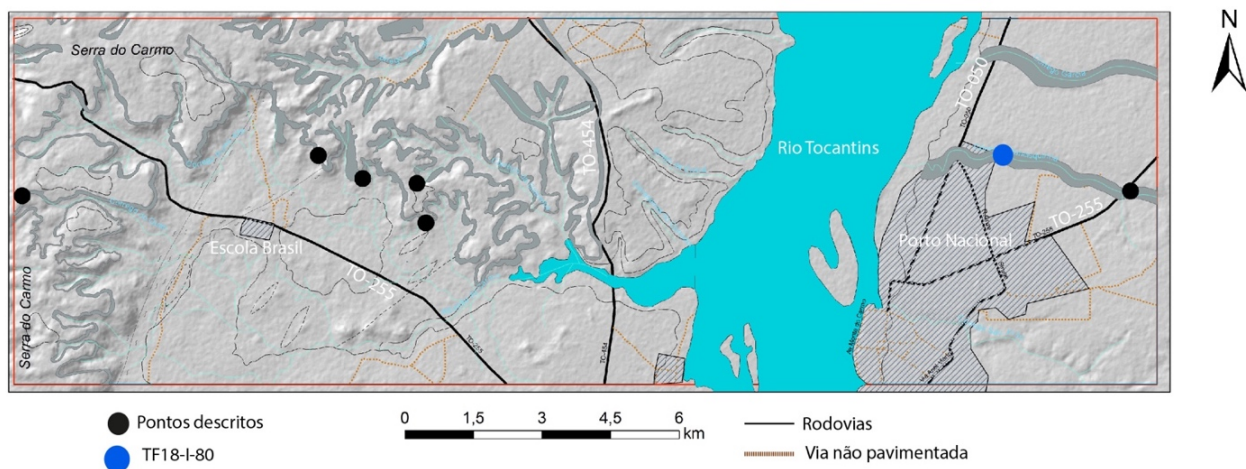


6.2.4.1 Grupo Serra Grande

Formação Jaicós

A Formação Jaicós ocorre em mapa como faixas estreitas ao longo da encosta da Serra do Carmo (Figura 6.20), sob contatos basais não conformes com o sienogranito Matança, monzogranitos/granodiorito da Suíte Aliança e rochas do Complexo Porto Nacional, e são sobreposta em contato transicional pela Formação Pimenteiras.

Figura 6.20- Mapa geológico simplificado ilustrando o Grupo Serra Grande (Fm. Jaicós), em cinza escuro, na encosta da Serra do Carmo. O ponto em azul representa a rocha caracterizada em análise petrográfica.



As fácies identificadas nesta formação encontram-se resumidas na tabela 6.2:

Tabela 6.2 - Tabela resumindo as fácies descritas na Formação Jaicós.

Fácies	Descrição
Acc	Arenitos conglomeráticos clasto suportados; mal selecionados.
Al	Arenitos finos ferruginosos intercalados com siltitos.
Acm	Arenitos com níveis conglomeráticos, matriz suportados; mal selecionados.
At	Arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas tangencias de médio porte.
Aa	Arenitos grossos com estratificações cruzadas acanaladas.

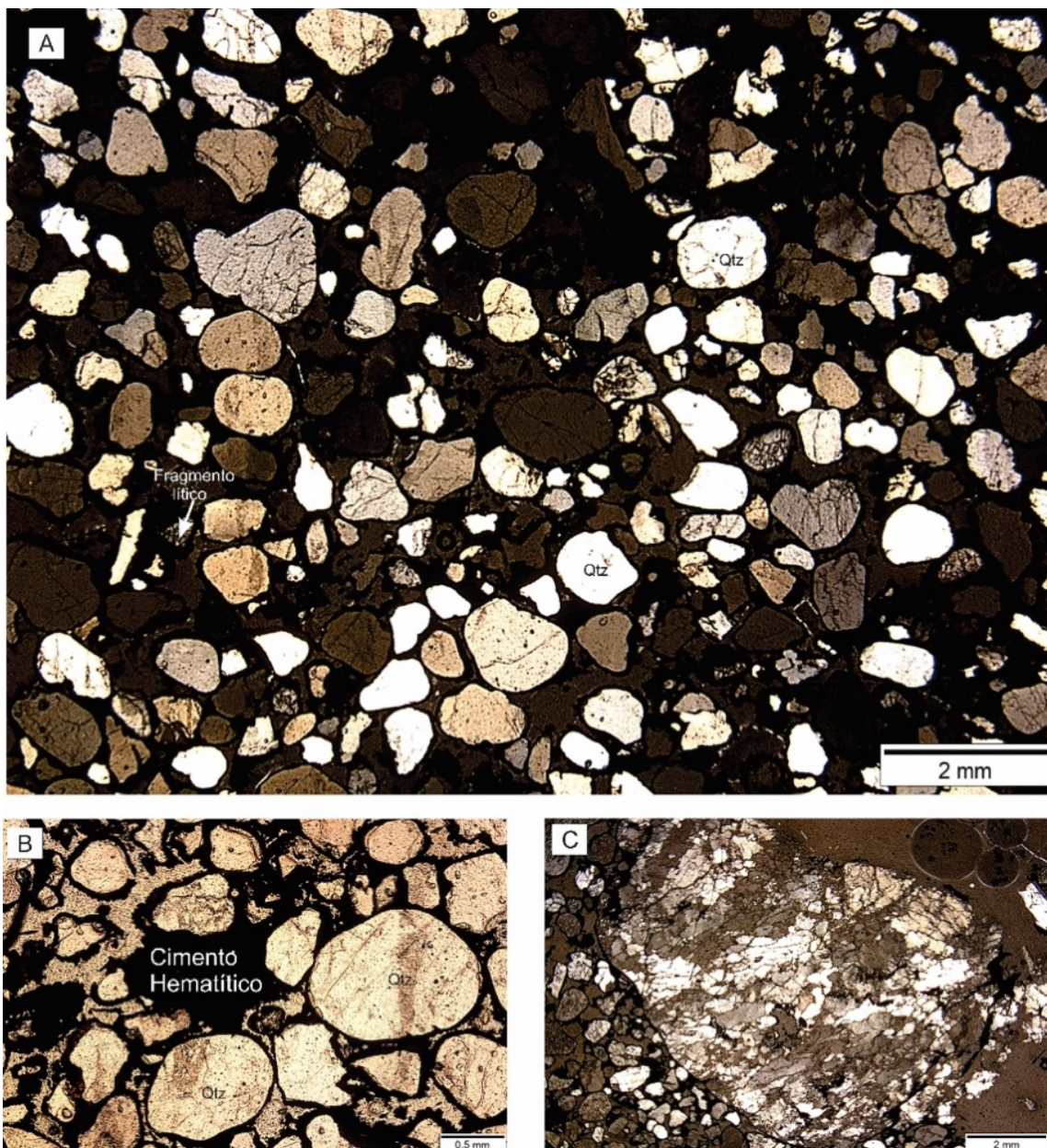
Fácies de Arenitos Conglomeráticos Suportados por Clastos (Acc)

Esta fácies foi identificada na parte oeste da Área I, na encosta da Serra do Carmo e encontra-se em contato marcado por não conformidade com as rochas da Suíte Lajeado. Consiste em depósitos de arenitos conglomeráticos de coloração acinzentada, maciços, clasto suportados, apresentando clastos mal selecionados, angulosos a arredondados, de quartzo leitoso com tamanhos que variam de 0,45 a 3 cm. A coloração se deve ao caráter ferruginoso da matriz. Em

Área I

microescala, a rocha apresenta arcabouço composto por quartzo (75%) e fragmentos líticos de quartzitos (5%), os quais encontram-se envoltos por cimento hematítico (5%), de cor castanho escura sob nicóis paralelos (Figura 6.21 A e B). Os fragmentos líticos de quartzito, de até 0,5 cm, apresentam internamente grãos de quartzo intensamente fraturados e recristalizados (Figura 6.21C).

Figura 6.21– Fotomicrografias de arenito conglomerático clasto suportado (amostra TF18_I_80). A) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 1,25 x destacando o arcabouço da rocha composto predominantemente por quartzo e, em menor proporção, fragmentos líticos em meio a cimento hematítico. B) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 4x destacando o cimento hematítico em meio a grãos de quartzo. C) Fotomicrografia sob nicóis paralelos e aumento de 4x destacando os fragmentos líticos.



Fácies de Arenitos finos e Siltitos laminados (Al)

Esta fácies foi identificada em afloramento decamétrico localizado em corte de estrada às margens da TO-454, que liga Porto Nacional à TO-080 (Palmas- Paraíso). Engloba arenitos finos ferruginosos de coloração marrom amarelada que possuem intercalações centimétricas a métricas com níveis silteosos laminados, semelhante a ritmitos (Figura 6.22 A).

Fácies de Arenitos Conglomeráticos Suportados pela Matriz (Acm)

Esta fácies foi identificada nas proximidades da TO-454 sobrepondo a fácies Al em contatos abruptos.

Consiste em arenitos grossos com níveis conglomeráticos, matriz suportados mal selecionados com clastos de quartzo angulosos a sub-arredondados que variam entre 0,5 e 5 cm (Figura 6.22B). Internamente, estes depósitos possuem tons avermelhados.

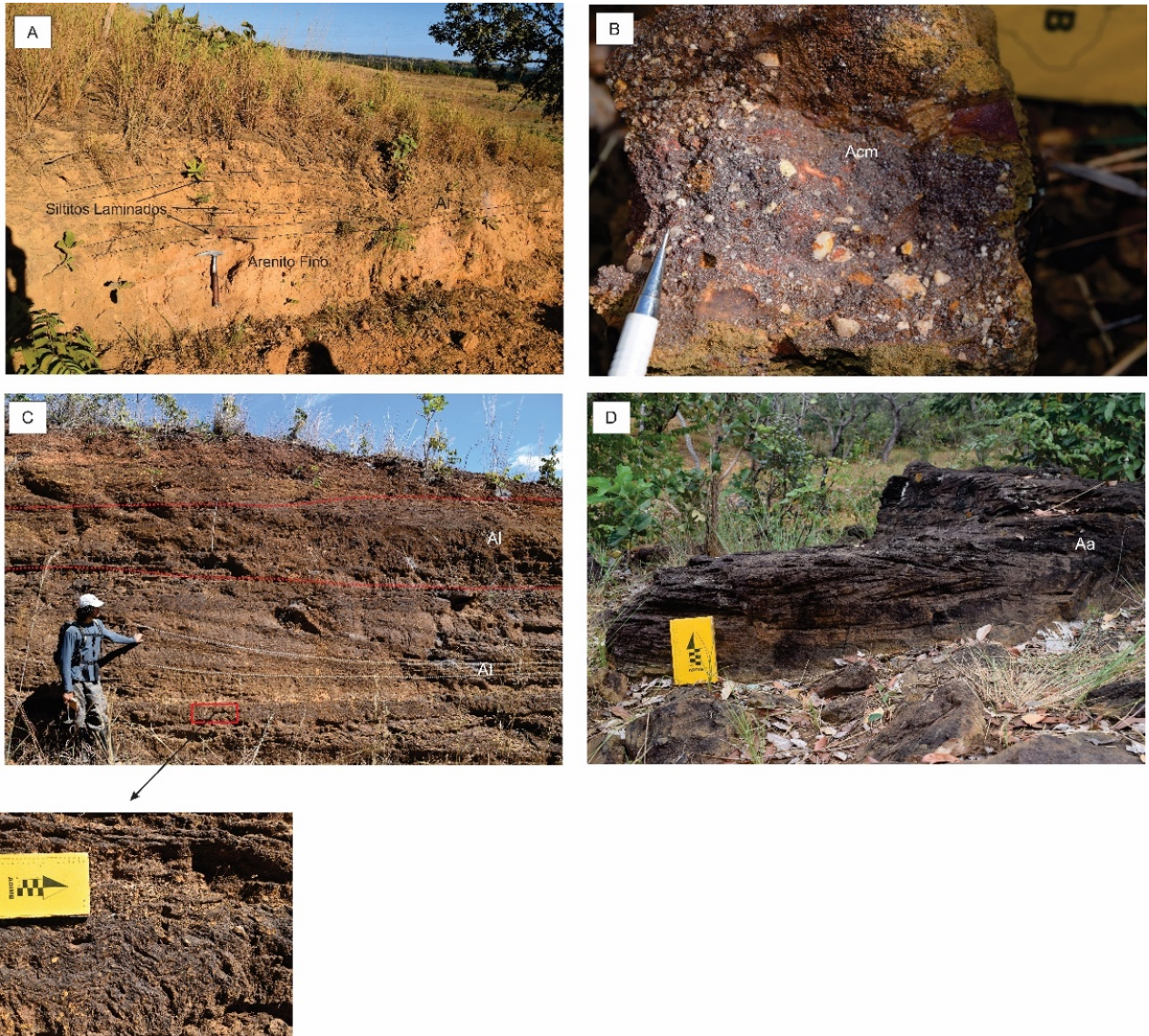
Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Tangencias (At)

Esta fácies foi identificada em afloramento decamétrico localizado em corte de estrada às margens da TO-454, sendo caracterizada por arenitos grossos a médios de cor marrom amarelado com estratificações cruzadas tangencias (Figura 6.22 C) de médio porte (sets > 1 m) e gradação para o topo, na qual ocorre ligeira diminuição de granulometria. Existem marcas onduladas de escala centimétrica em sua base. Além disso, encontram-se recobertos por camadas com aproximadamente 50 cm de arenitos finos intercalados com siltitos (Al).

Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Acanaladas (Aa)

Esta fácies foi identificada na encosta da Serra do Carmo, em sua parte mais central na Área I. Consiste em arenitos grossos, bem selecionados, com grãos subarredondados e arredondados, com estratificações cruzadas acanaladas com sets de até 30 cm (figura 6.22-D). Apresentam coloração marrom amarelada.

Figura 6.22– Imagens ilustrando as fácies descritas na Formação Jaicós. A) Afloramento de escala métrica, nas proximidades da TO- 255. Arenito fino com intercalações de siltito laminado caracterizando a fácies (Al). B) Arenito conglomerático avermelhado, matriz suportado. Fácies (Acm). C) Afloramento em corte de estrada de escala métrica, próximo à TO – 454, mostrando estratificações cruzadas tangenciais de médio porte (linhas brancas) em arenito (At). Notar que abaixo ocorrem marcas onduladas de escala centimétrica, no retângulo vermelho, em destaque na figura, e acima ocorrem intercalações centimétricas de siltito e arenito fino (Al). D) Afloramento mostrando estratificações cruzadas acanaladas em arenito (Aa).



6.2.4.1 Grupo Canindé

Formação Pimenteiras

A Formação Pimenteiras encontra-se nas porções elevadas da área em locais de relevo aplainado, principalmente sobre a Serra do Carmo (Figura 6.23), em contatos erosivos com as rochas da Formação Jaicós. Sobre esta unidade é comum a formação de extensas crostas lateríticas. O tabela 6.3 abaixo resume as fácies descritas desta formação.

Figura 6.23 Mapa geológico simplificado ilustrando o Grupo Canindé (Fm. Pimenteiras), em verde. O ponto em azul representa a rocha caracterizada em análise petrográfica.

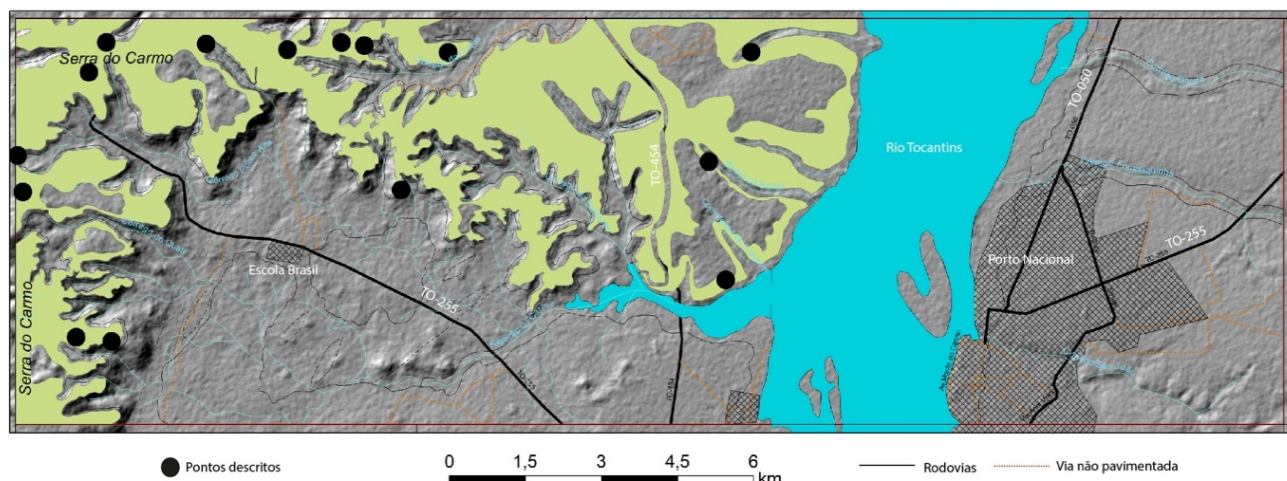


Tabela 6.3- Tabela resumindo as fácies descritas na Formação Pimenteiras.

Fácies	Descrição
Smh	Siltito apresentando intercalações de arenito médio com a presença de marcas onduladas e hummocky de pequeno porte.
Ali	Arenito lítico com granulação fina, mal selecionado com a presença de seixos de quartzo leitoso.
Sab	Siltitos ferruginosos intercalados com arenitos finos bioturbados.

Fácies Siltito com Marcas onduladas e Hummocky (Smh)

Esta fácies foi caracterizada nas proximidades do Rio Tocantins, em sua margem oeste, na parte norte da Área I. Consiste em siltitos de coloração acinzentada com até 2 metros de espessura, em que são visíveis marcas onduladas e estratificações do tipo hummocky (Figura 6.24A e B, respectivamente) de pequeno porte. Ocorrem intercalações em pacotes de até 1 metro com níveis de arenito de granulação média, bem selecionados.

Arenito Lítico Fino (Ali)

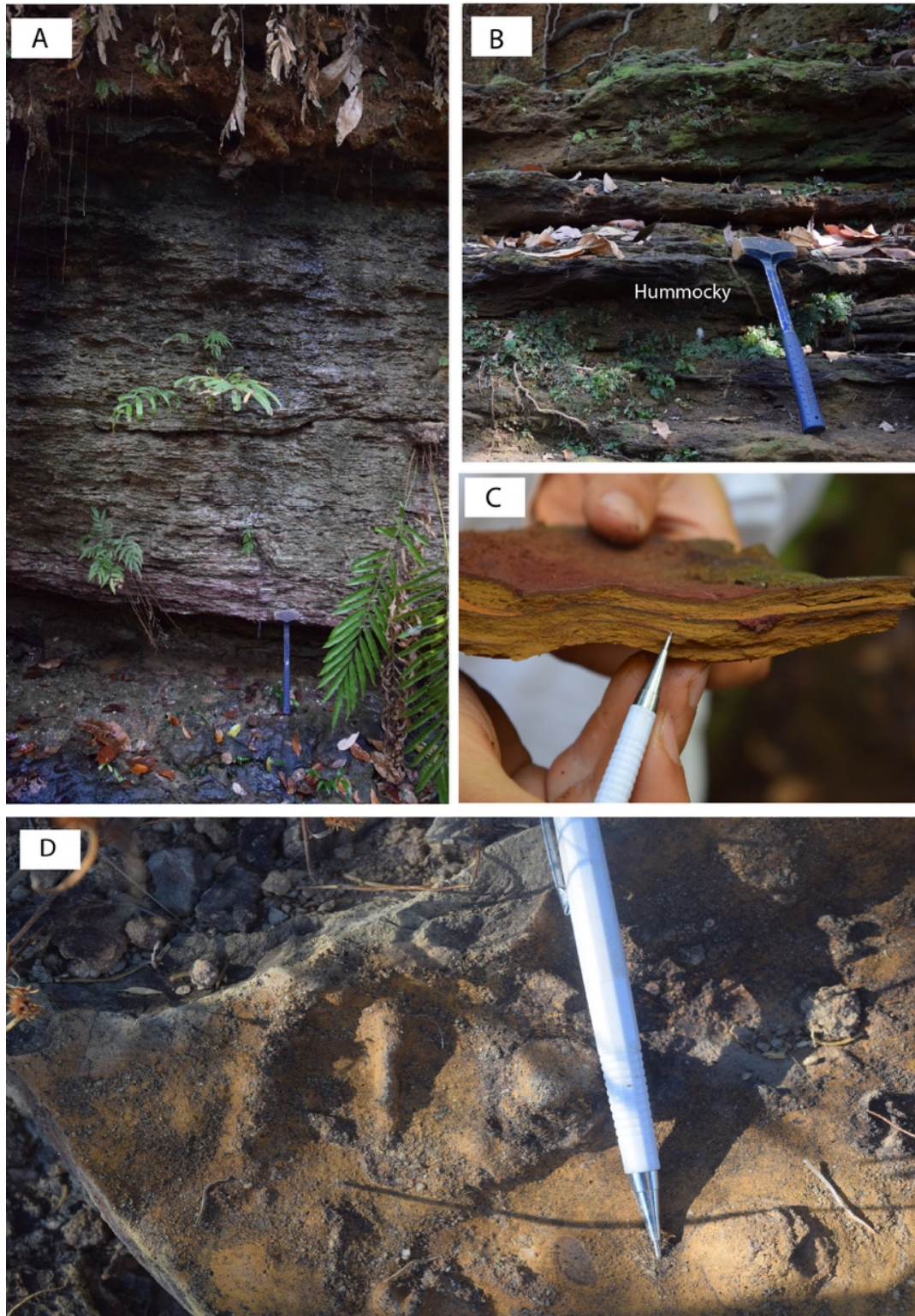
Esta fácies foi caracterizada nas porções intermediárias da Serra do Carmo, na parte central da Área I. Consiste em arenitos líticos de coloração roxo-avermelhada, com granulação fina e mal selecionado, o qual exhibe seixos arredondados de quartzo leitoso, que variam entre 0,4 e 3cm, destacando uma matriz ferruginosa.

Siltito intercalado com Arenito fino Bioturbado (Sab)

Esta fácies foi caracterizada nas porções superiores da Serra do Carmo e marca o topo da sucessão na Área I. É caracterizada por associação entre pacotes métricos de siltito ferruginoso de coloração castanha (figura 6.24 C) com camadas de 10 cm de arenitos finos bioturbados. As

borrurbações são alongadas e se assemelham a letra “Y” (figura 6.24D), foram interpretadas como os icnofósseis *Arearica Pites* (Hadelman 1840).

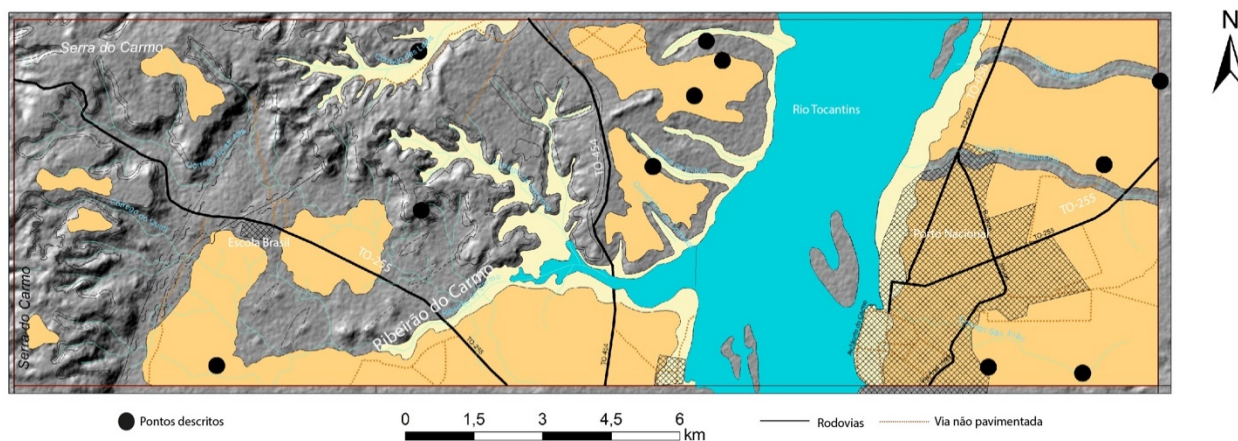
Figura 6.24- A) Laminação plano paralela entre camadas de siltito. B) Estratificação cruzada hummocky. C) Marca ondulada em siltito laminado com presença de camada milimétrica de argila intercalada. D) Icofóssil interpretado como skolithos.



6.2.5 Lateritos e Aluviões

Os lateritos desenvolvem-se por toda a Área I e ocupam cerca de 40% da área mapeada (figura 6.25). Em geral, desenvolvem-se sobre as rochas da Bacia do Parnaíba e do Complexo Porto Nacional, em áreas de relevo plano. Já as aluviões ocorrem principalmente ao longo do Ribeirão do Carmo e da borda leste do Rio Tocantins.

Figura 6.25- Mapa geológico simplificado com destaque para as crostas lateríticas (laranja) e aluviões (amarelo), em cinza as demais unidades, ver figura 6.2.



Nas imagens de gamaespectrometria, os lateritos são representados pela cor ciano (baixo K, moderado eU e elevado eTh). O elevado valor de eTh é justificado pela menor mobilidade deste elemento em relação ao potássio e ao urânio os quais são lixiviados com maior facilidade.

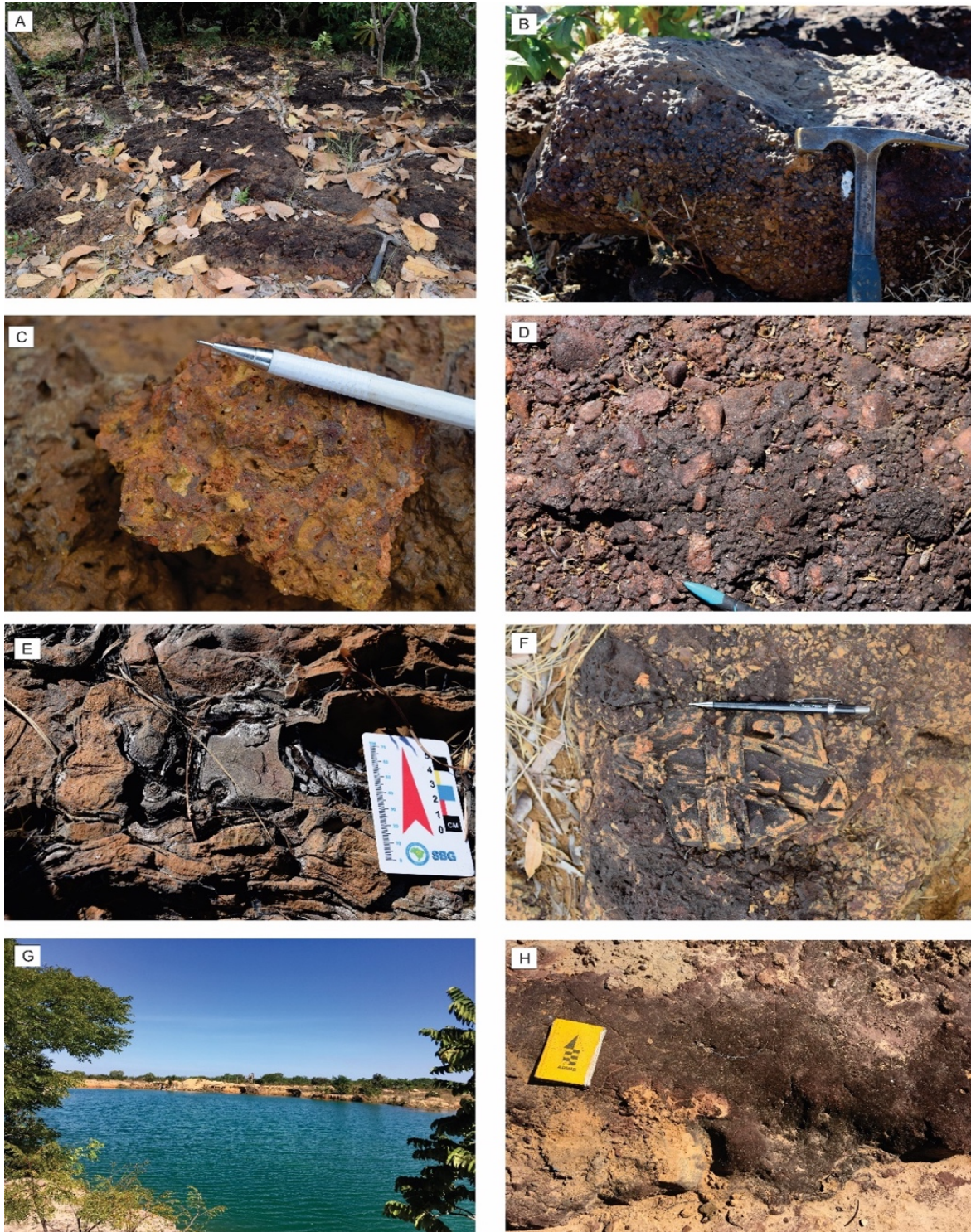
As crostas lateríticas ocorrem em blocos de escala métrica a decamétrica (Figura 6.26A), são conglomeráticos e vermiformes (figura 6.26B e C), de coloração vermelho-amarelados a marrom-avermelhada e formados por quartzo, caulinita, gibbsita, hematita e goethita. Os vermiformes têm matriz hematítica e cavidades com 1 a 2 cm preenchidas por goethita. Já os conglomeráticos tem seixos de 2 a 5 cm de diâmetro e estrutura vermicular (Figura 6.26D).

Na encosta da Serra do Carmo há alguns blocos de crostas lateríticas que apresentam feições concêntricas com 5 a 10 cm de diâmetro, marcadas por acumulações de óxi-hidróxido de Fe (Figura 6.26E). Além disso, também existem rochas sedimentares preservadas pela lateritização que tem formas similares a dobras em kink (Figura 6.26F).

Os depósitos aluvionares ocorrem nas margens do Rio Tocantins (Figura 6.26G) ao longo da Área I. A areia é fina, mal selecionada com grãos subangulosos a arredondados de 0,1 a 0,3 mm e grânulos de 2 a 5 mm, além de seixos de quartzo leitoso. Tem coloração marrom escuro quando alterada e amarelada quando fresca (Figura 6.26H)

Área I

Figura 6.26– Imagens mostrando os lateritos e as coberturas aluvionares presentes na Área I. A) Blocos de laterito vermiforme com dimensões que variam de 50 cm a 1 metro. B) Bloco de laterito conglomerático com aproximadamente 50 cm de largura com seixos de quartzo de 2 a 5 cm. C) Laterito de estrutura vermiforme apresentando cavidades preenchidas por goethita (amarela) em matriz hematítica (vermelho). D) Laterito conglomerático com estrutura vermicular e seixos de quartzo com tamanhos que variam de 2 a 5 cm. E) Feições concêntricas centimétricas encontradas em lateritos localizados ao longo da encosta da Serra do Carmo. F) Siltitos com formas similares a dobras em kink em processo de lateritização. G) Depósito aluvionar localizado às margens do Rio Tocantins. H) Areia fina de coloração marrom escuro quando alterada e amarelada quando fresca, caracterizada por mal selecionamento e grãos arredondados.



6.3 ANÁLISE MULTITEMPORAL DO RIO TOCANTINS

A construção da usina Hidrelétrica Luís Eduardo Magalhães, entre Miracema do Tocantins e Lajeado, aumentou consideravelmente a área do Rio Tocantins, no início do seu funcionamento em outubro de 2001. Atualmente, sua largura é de 3,8 km² próximo a cidade de Porto Nacional onde se localiza a área I do PMC. O lago da usina abrange os municípios de Miracema do Tocantins, Lajeado, Palmas, Porto Nacional, Brejinho de Nazaré e Ipueiras.

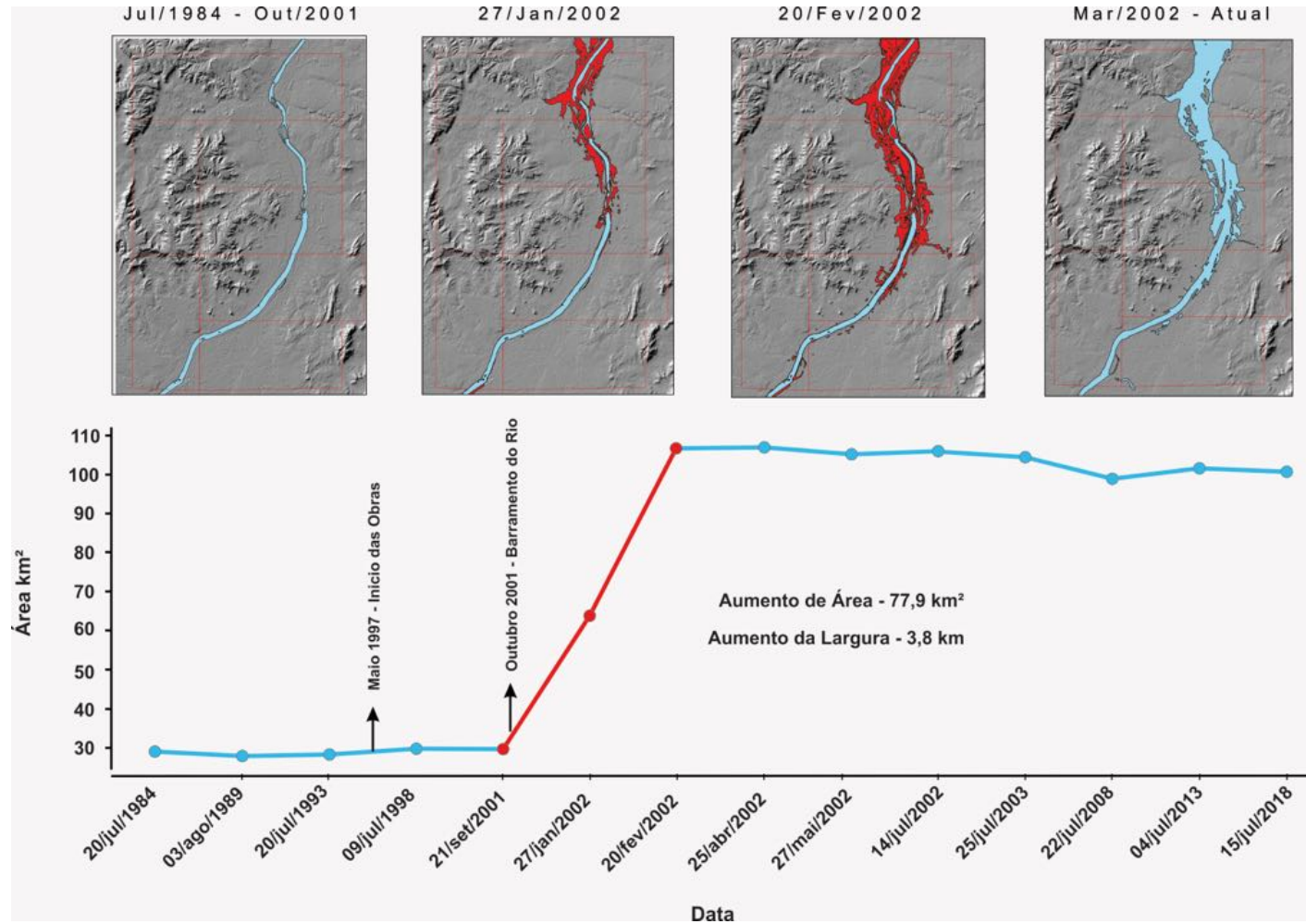
Desde o barramento do Rio Tocantins, em outubro de 2001, a área do rio aumentou cerca de 77,9 Km² o que gerou problemas para as comunidades localizadas nas proximidades do rio, como Pinheirópolis, localizada próximo de Porto Nacional, que teve de ser realocada. Além disso, o aumento elevou o nível freático, 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 (Tabela 6.4), bem como destacar o ápice da inundação em 20 de fevereiro de 2002 e sua estabilização nos últimos anos posteriores até os dias atuais (Figura 6.27).

Tabela 6.4- Área do rio calculada, em quilômetros quadrados, para cada data correspondente.

Data	Área (Km²)
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

Área I

Figura 6.27- 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) é possível notar significativo aumento da área do rio no mês de janeiro de 2002; 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



6.4 GEOQUÍMICA

Introdução

A análise de elementos maiores e menores das rochas do Projeto Monte do Carmo permitiu melhorar a classificação obtida na análise petrográfica e ajudou a classificar os protolitos das rochas que compõem o CPN. Para isso, utilizou-se o diagrama R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980) para as rochas máficas e o diagrama P-Q (Debon e Lefort, 1989) para as rochas graníticas. Os protolitos das rochas paraderivadas foram classificados com base no diagrama de rochas clásticas terrígenas de Herron (1988) e o índice de alumina foi obtido por meio da relação A/CNK vs A/ACNK onde A = Al₂O₃, CNK = CaO+Na₂O+K₂O e ACNK = Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O (Shand,1943). Os gonditos foram classificados com base no diagrama ternário Ni-Zn-Co, modificado de Chai e Hariva (1992), e pelo diagrama da razão As+Cu+Mo+Pb+V / Co+Ni. Já as crostas lateríticas pelo diagrama SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃.

A tabela com todos os dados obtidos pelo projeto encontra-se em anexo. Os dados foram plotados no programa GCDCKIT 5.0 e comparados aos dados disponíveis na literatura. Os dados referidos como CPRM (2017) nos gráficos são referentes ao trabalho de Ribeiro & Alves (2017).

Complexo Porto Nacional

Ortoderivadas

As rochas ortoderivadas do CPN (tabela 6.4) apresentam teores relativamente elevados a moderados de sílica (52 a 70%), Al₂O₃(14 a 17%) e Fe₂O₃(1 a 11%). A comparação entre os dados ainda sugere correlação negativa entre os valores de sílica e os teores de MgO, CaO e TiO₂ e uma correlação positiva entre sílica e Na₂O e K₂O.

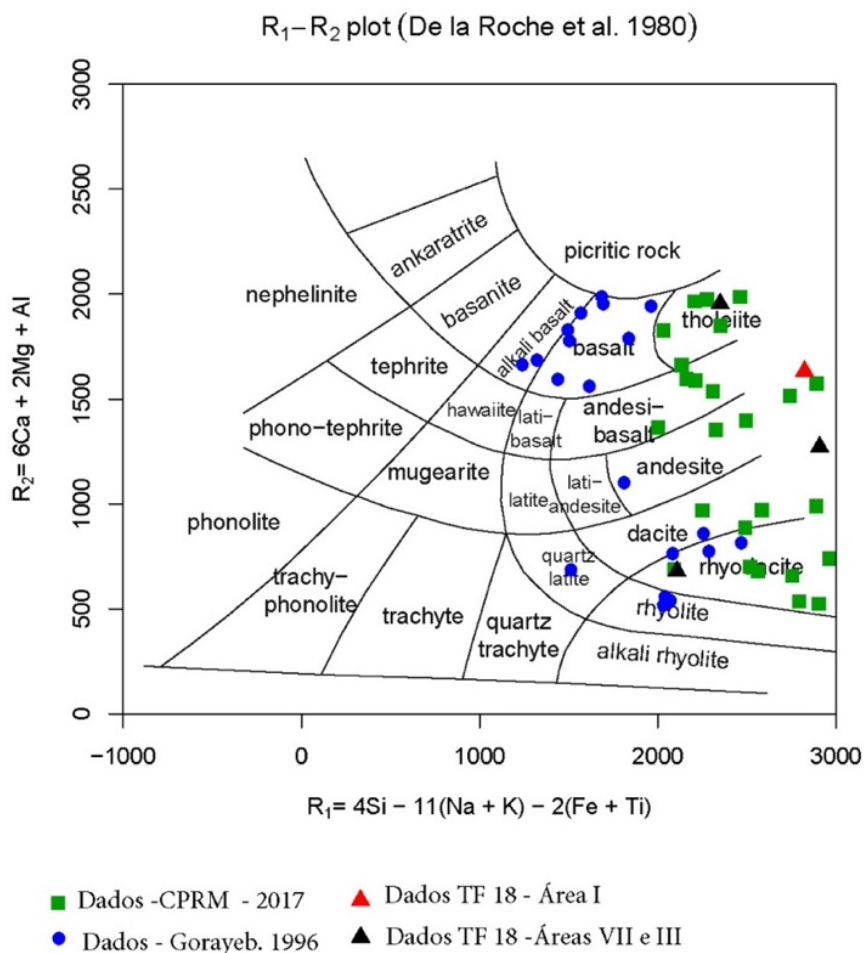
Tabela 6.5- Dados geoquímicos dos elementos maiores das rochas ortoderivadas do CPN.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	TOTAL
TF18_I_18	55,43	1,04	14,29	11,15	0,24	5,53	10,07	1,70	0,14	0,14	0,27	100
TF18_VIII_20	50,91	0,86	14,29	10,56	0,19	8,27	11,81	1,98	0,52	0,08	0,53	100
TF18_VIII_75	59,85	1,69	14,07	8,32	0,24	4,79	7,09	2,23	0,40	0,62	0,7	100
TF18_III_88	69,44	0,60	15,20	3,96	0,07	1,78	4,37	3,30	0,71	0,12	0,45	100
TF18_III_145	69,9	0,19	16,95	1,2	0,02	0,67	2,93	5,94	1,74	0,04	0,42	100

A análise química da rocha metamáfica da área I (TF18-I-18), apresenta composição andesítica a basáltica, sendo classificada como andesi-basalto pelo diagrama R1-R2 (figura 6.28). A comparação entre os dados obtidos pelo projeto e os valores encontrados na literatura indicam

heranças magmáticas que abrangem tipos ultramáficos, máficos, intermediários e ácidos como atestado por Gorayeb (1996).

Figura 6.28- Diagrama R1-R2 mostrando a classificação da rochas ortoderivadas do CPN. Os triângulos representam as rochas analisadas neste Projeto, com destaque em vermelho para a rocha da área I. Os demais valores correspondem aos dados obtidos na bibliografia, em verde dados da CPRM-2017 e em azul de Gorayeb 1996.



Paraderivadas

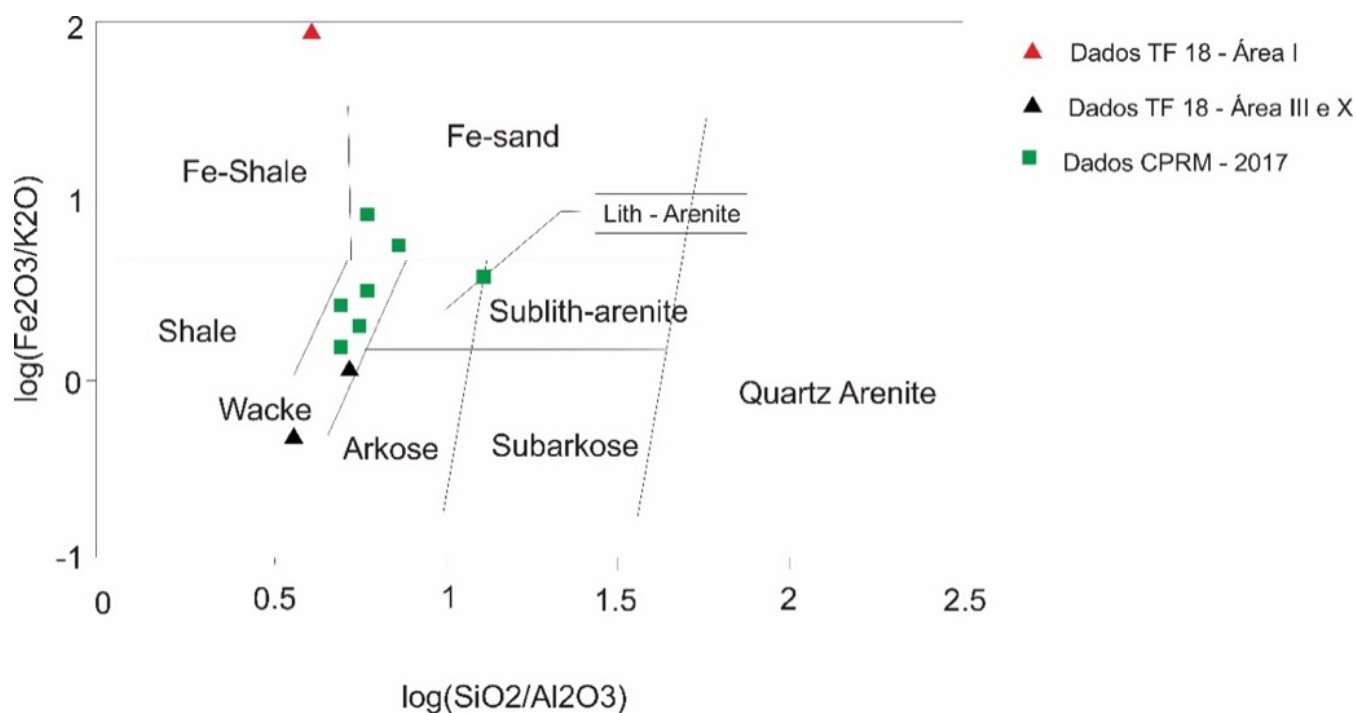
As rochas paraderivadas do CPN apresentam predomínio de SiO₂ (58 a 72%) e Al₂O₃ (13 a 18%) baixos teores de P₂O₅ (0,01 a 0,41%) e MnO (0,02 a 0,18%) (tabela 6.5). Nota-se que existem grandes variações de Fe₂O₃ (1 a 11%) e CaO (0,01 a 7%). O diagrama de rochas clásticas terrígenas de Herron (1988) indica para as rochas paraderivadas do CPN protolitos relacionados, em geral, a grauvacas. A análise petrográfica caracterizou paragênese ricas em alumínio e sílica que são condizentes com este tipo de protolito.

Tabela 6.6- Dados geoquímicos dos elementos maiores das rochas paraderivadas do CPN.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	TOTAL
TF18_I_17	58,00	3,45	14,54	11,64	0,18	4,02	7,23	0,35	0,08	0,41	0,1	100
TF18_III_131	71,64	0,85	12,95	4,02	0,07	2,39	1,43	1,97	3,07	0,06	0,61	100
TF18_X_149	66,11	0,49	17,61	1,10	0,02	0,33	0,01	0,54	4,6	0,01	9,18	100

A rocha escolhida (TF18_I_17) para ser analisada apresentou baixo valor de K₂O (0,08%), sugerindo que as rochas passaram por processo de fusão com remobilização de álcalis, no entanto o elevado valor de TiO₂ (3,45%) evidencia erros analíticos, uma vez que são anômalos para rochas paraderivadas e não correspondem aos valores encontrados na literatura.

Figura 6.29- Diagrama de rochas clásticas terrígenas para as rochas paraderivadas do CPN. Os triângulos representam as rochas analisadas neste projeto, com destaque em vermelho para a rocha da área I. Os valores em verdes correspondem a dados obtidos em análises realizadas pela CPRM-2017.



Gondito

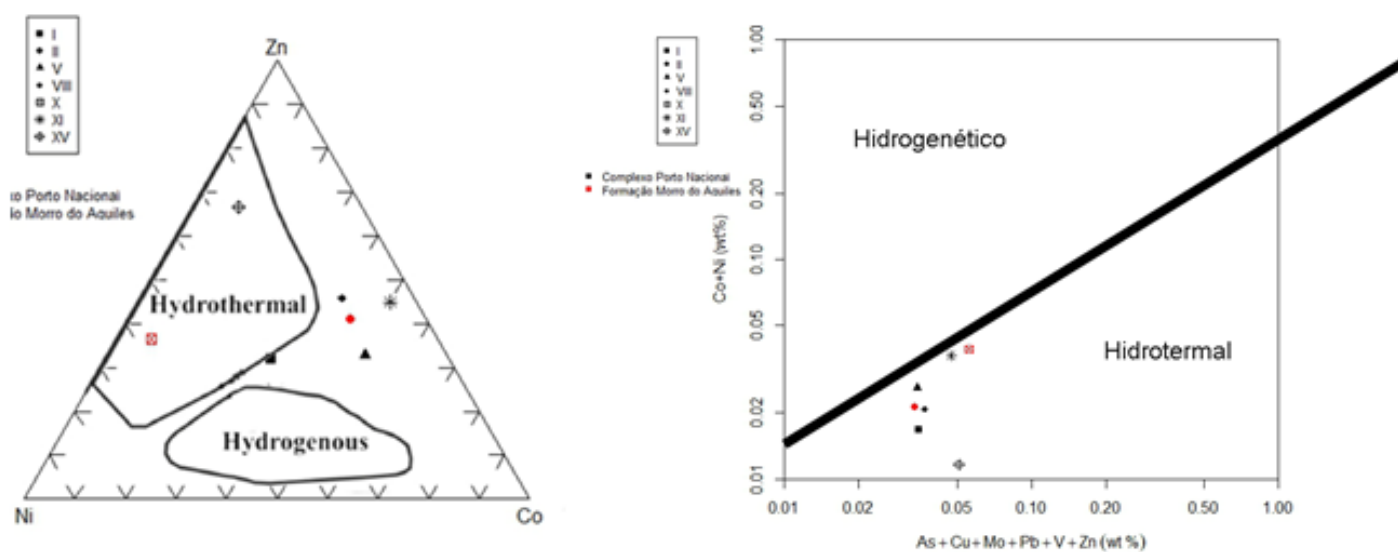
Os gonditos apresentam valores elevados de SiO₂ (50 a 68%), Al₂O₃ (8 a 16%) e MnO (7 a 19%). Nota-se ainda elevados valores de perda ao fogo (10 a 21%) (tabela 6.6), os quais podem estar relacionados com a presença de hidróxidos de manganês, matéria orgânica ou argilominerais. As análises buscaram diferenciar os gonditos de cada formação e identificar a origem destes como produto hidrotermal, supergênico ou hidrogênico (precipitação de nódulos de Mn).

Tabela 6.7- Dados geoquímicos dos elementos maiores dos gonditos pertencentes ao CPN.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	TOTAL
TF18_I_78	67,48	0,28	7,50	2,37	7,38	0,67	1,45	0,03	0,12	0,03	12,69	100
TF18_II_82	58,28	0,28	10,92	2,81	10,76	1,50	4,20	0,01	0,08	0,08	11,08	100
TF18_V_99	44,4	0,22	15,81	4,35	18,56	1,47	2,66	0,03	0,17	0,05	12,28	100
TF18_VIII_68	48,55	0,13	14,81	7,00	15,07	1,43	2,64	0,03	0,18	0,13	10,03	100
TF18_XV_170	59,71	0,22	7,68	1,19	9,33	0,07	0,12	0,04	0,29	0,02	21,33	100

O diagrama ternário Ni-Zn-Co, modificado de Chai e Hariva (1992) (figura 6.30), indica maior tendência de origem hidrotermal, apesar de algumas amostras (TF18_II_82, TF18_V_99, TF18_VIII_68) ficarem fora desse domínio. O diagrama Co+Ni vs As+Cu+Mo+Pb+V indica que todas têm origem hidrotermal.

Figura 6.30-Diagrama Ternário Ni-Zn-Co (modificado de Choi e Hariya 1992) e diagrama da da razão As+Cu+Mo+Pb+V / Co+Ni (adaptado de Nicholson, 1992).



Suíte Aliança

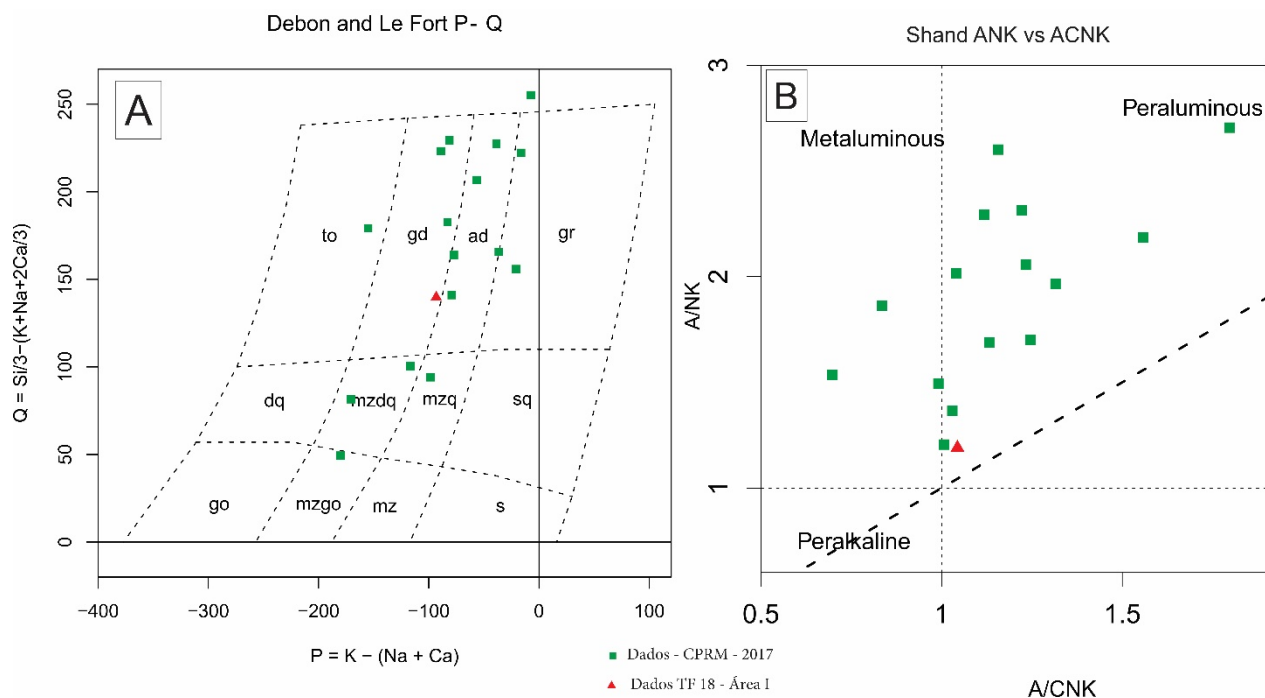
As rochas da Suíte Aliança foram classificadas pela petrografia como hornblenda-biotita granodiorito e biotita monzogranito. A amostra, de biotita monzogranito (tabela 6.7) apresenta valores elevados de SiO₂ (72%) e Al₂O₃ (15%) e foi classificada como um granodiorito (figura 6.31A), segundo o diagrama P – Q. O diagrama de índice de saturação de alumina (figura 6.31B) dos granitoides de Shand (1943) mostra que em geral a Suíte Aliança apresenta caráter peraluminoso.

Tabela 6.8- Dados geoquímicos dos elementos maiores da rocha pertencente a Suíte Aliança.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	TOTAL
TF18_I_115	72,38	0,11	15,2	1,02	0,03	0,3	0,99	5,05	4,12	0,03	0,77	100

A comparação com os dados de Ribeiro & Alves (2017) sugere que há variações composicionais nesta suíte, porém a maioria das rochas analisadas é classificada como granodiorito e quartzo monzonito (adamelito).

Figura 6.31- Os triângulos representam a rocha da Suíte Aliança analisadas neste projeto, com destaque em vermelho para a rocha da área I. Os demais valores correspondem aos dados da CPRM-2017. A) Diagrama de rochas graníticas P-Q (Debon e Lefort, 1989) B) Índice de alumina obtido por meio do gráfico A/ACK vs A/ACNK(Shand,1943).



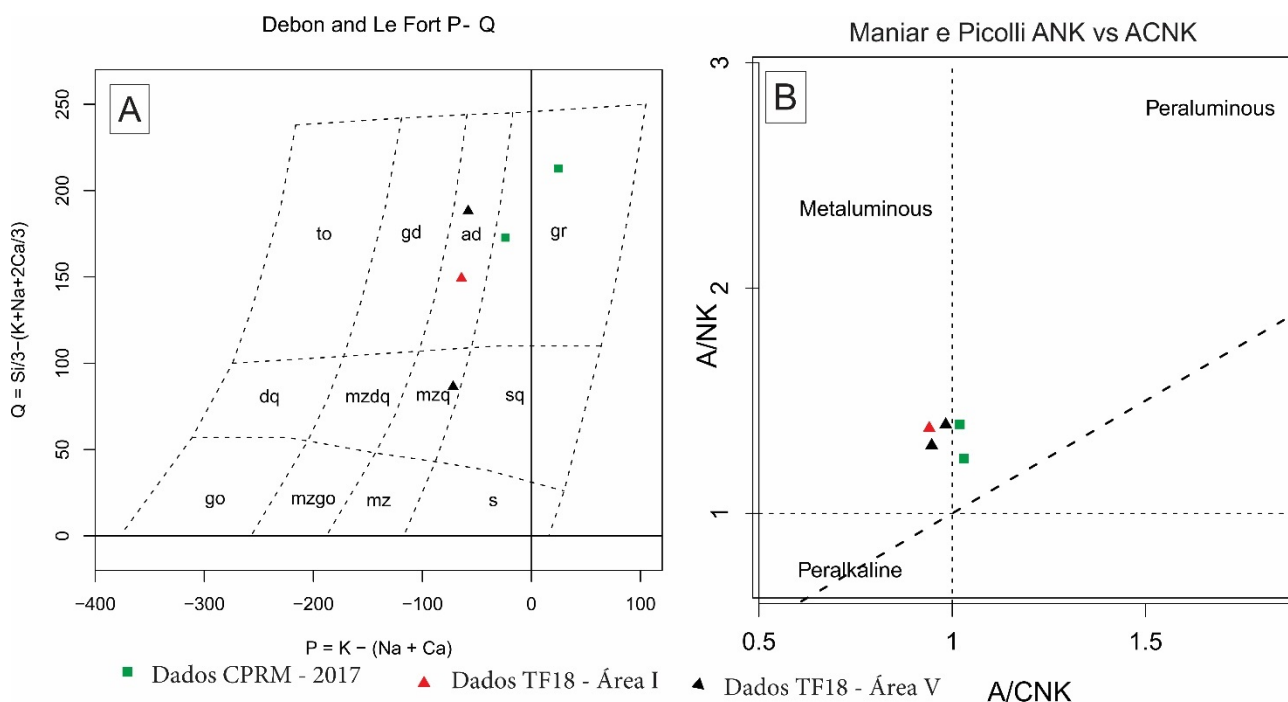
Suíte Lajeado - Granito Matança

As rochas pertencentes à Suíte Lajeado apresentam composições similares às rochas da Suíte Aliança com elevados valores de SiO₂ (67 a 71%) e valores moderados de Al₂O₃ (13 a 18%). A classificação no diagrama R1 – R2 e no diagrama ANK vs ACNK, mostra que são rochas quartzo monzoníticas a graníticas com caráter metaluminoso. Na análise petrográfica estas rochas foram classificadas como hornblenda-biotita sienogranitos.

Tabela 6.9- Dados geoquímicos dos elementos maiores no Granito Matança.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	TOTAL
TF18_I_I	71,2	0,66	14,43	1,17	0,05	1,04	2,68	4,46	3,44	0,19	0,68	100
TF18_V_151	75,31	0,56	12,71	0,99	0,09	0,51	2,01	3,99	3,31	0,14	0,38	100
TF18_V_108	67,83	0,63	17,09	0,99	0,07	0,77	2,82	5,16	4,06	0,23	0,35	100

Figura 6.32- Os triângulos representam as rochas da Suíte Aliança analisadas neste projeto, com destaque em vermelho para a rocha da área I. Os demais valores correspondem aos dados da CPRM-2017. A) Diagrama de rochas graníticas P-Q (Debon e Lefort, 1989) B) Índice de alumina obtido por meio do gráfico A/ACK vs A/ACNK(Shand,1943).



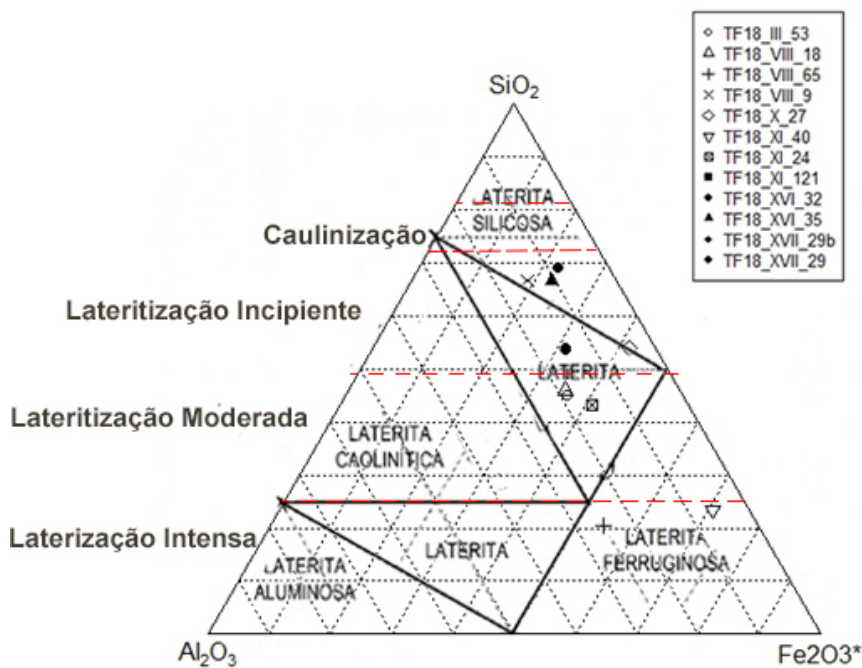
Lateritos

Na Área I não foram selecionadas amostras, no entanto, no projeto como um todo foram analisadas 12 amostras (tabela 6.9). Como esperado há o predomínio de SiO₂ (13,35 a 61,48%), Al₂O₃ (3,97 até 22,52%) e Fe₂O₃ (15,45 a 58,74%). Os demais elementos estão abaixo de 0.58%. O diagrama ternário SiO₂- Al₂O₃-Fe₂O₃ (figura 6.33) indica que as crostas lateríticas na região estão em processos de laterização incipiente a moderada. A textura vermiforme comum nestes lateritos ainda evidencia que se trata de processos de laterização recentes (Castro *et al.*, 2016).

Tabela 6.10- Dados geoquímicos dos elementos maiores dos lateritos encontrados na região do projeto.

Amostra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PF	TOTAL
TF_VIII_18	40,98	0,79	16,65	28,46	0,03	0,09	0,03	0,02	0,32	0,19	12,44	100,00
TF_VIII_65	18,2	1,07	22,52	43,52	0,14	0,05	0,02	0,03	0,18	0,51	13,76	100,00
TF_VIII_9	60,88	0,59	13,19	15,45	0,09	0,02	0,01	0,02	0,10	0,20	9,45	100,00
TF_XVI_32	63,56	0,60	7,66	18,64	0,02	0,01	0,01	0,01	0,10	0,18	9,21	100,00
TF_XVI_35	61,13	0,69	9,60	18,93	0,01	0,04	0,01	0,01	0,20	0,13	9,25	100,00
TF_XVII_29b	47,96	0,51	12,80	24,98	0,02	0,03	0,02	0,03	0,23	0,37	13,05	100,00
TF_XVII_29	47,55	0,51	12,97	25,21	0,01	0,04	0,01	0,03	0,27	0,35	13,05	100,00
TF18_III_53	39,55	0,70	16,50	28,30	0,02	0,04	0,04	0,02	0,10	0,13	14,60	100,00
TF18_X_27	51,7	0,49	3,97	35,99	0,05	0,04	0,06	0,02	0,08	0,58	7,02	100,00
TF18_XI_40	21,65	0,21	5,37	58,74	0,04	0,09	0,01	0,01	0,11	0,91	12,86	100,00
TF18_XI_24	39,84	0,87	14,33	34,17	0,05	0,03	0,03	0,11	0,26	0,45	9,86	100,00
TF18_XI_121	44,45	0,68	14,82	28,53	0,03	0,08	0,03	0,05	0,60	0,26	10,47	100,00

Figura 6.33- Diagrama ternário SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃.



6.5 METAMORFISMO

6.4.1 Metamorfismo nas Rochas do Complexo Porto Nacional

As rochas pertencentes ao CPN são representadas por unidades ortoderivadas descritas como diopsídio-hornblenda gnaiss, anfibolito e metamáficas. Já as paraderivadas são definidas por granada-silimanita- biotita gnaisses com pequena ocorrência de estaurolita além do álcali granito granadífero gerado por anatexia. As associações minerais encontram-se resumidas na tabela 6.10, abaixo.

Tabela 6.10- Principais paragêneses metamórficas observadas nas rochas pertencentes ao CPN na área I.

Ortoderivadas		
Ponto	Rocha	Paragênese
TF18_I_36b	Diopsídio-hornblenda gnaiss	Qtz + Plg (An ₄₀₋₆₀) + Hbl + Cpx +- Grt
TF18_I_22	Anfibolito	Hbl + Plg (An ₁₅₋₃₀) +- Qtz
TF18_I_18 TF18_I_64	e Metamáfica	Plg (An ₁₀₋₃₀) + Cpx + Hbl + Opx + Grt + Hb, +- Qtz
Paraderivadas		
TF_I_19 e TF_I_70	Granada - Silimanita – Biotita Gnaiss	Qtz + Sil + Grt + Plg (An ₁₅₋₃₀) + Bt + Graf
TF18_I_91	Estaurolita – Silimanita – Biotita Gnaiss	Qtz+Sill+Grt+Plg(An ₁₅₋₃₀) + St+Bt+Graf
TF18_I_20	Granada álcali granito	Grt+ Ms + Bt+ Qtz +Kf +Plg

A textura granoblástica presente em todas as rochas do CPN evidencia que passaram por intenso processo de recristalização dinâmica que gerou contatos poligonais e tríplexes. Segundo Passchier & Trouw (2005), o desenvolvimento deste mecanismo de deformação, conhecido como redução do limite de área dos grãos (Grain Boundary Area Reduction – GBAR), ocorre para acomodar a alta energia interna dos cristais geradas em função da redução de sua área em altas temperaturas.

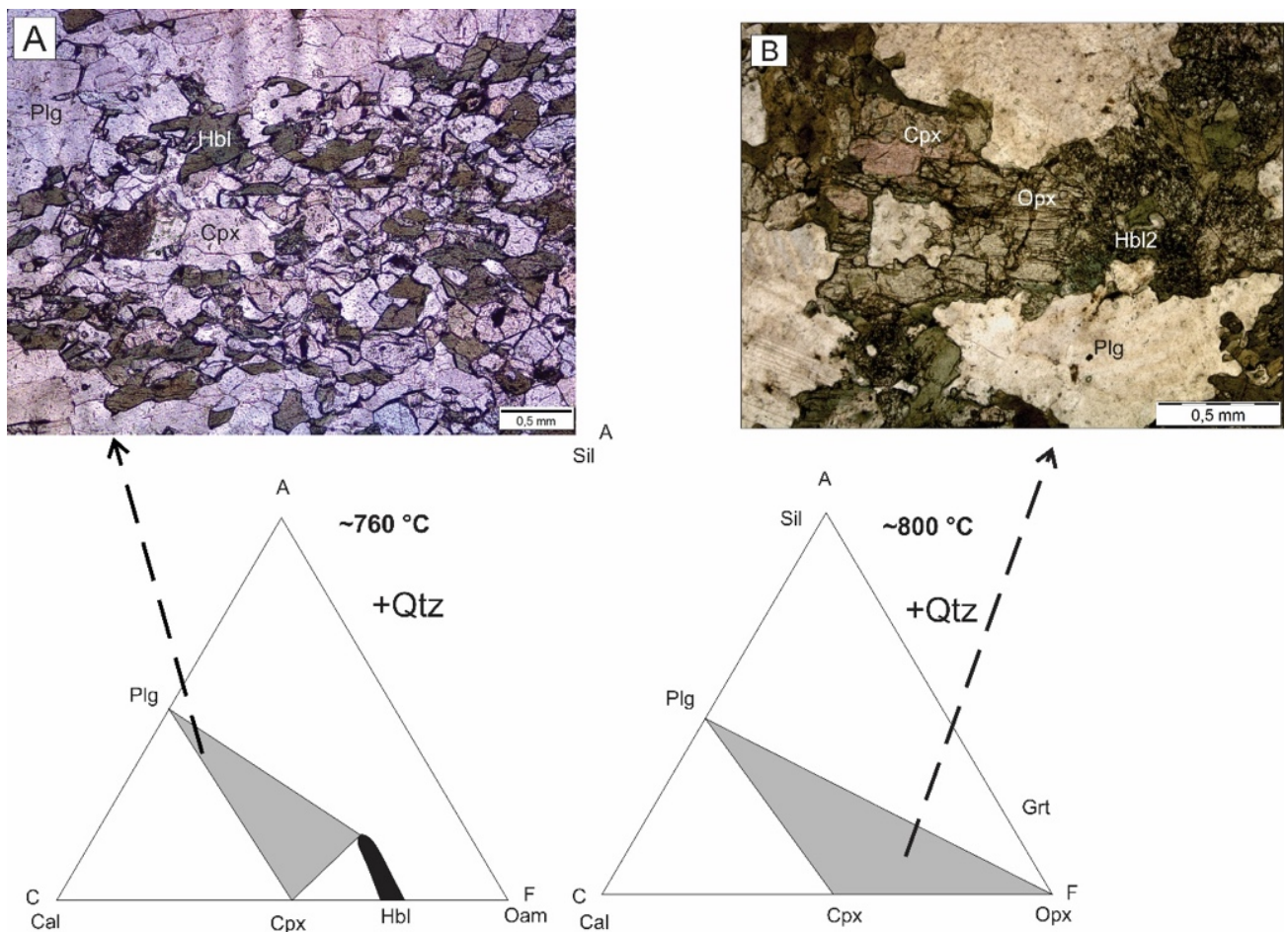
As assembleias mineralógicas e os dados geoquímicos sugerem protolitos máficos, gabríticos a basálticos, para as rochas ortoderivadas. Enquanto que para as rochas paraderivadas, os dados indicam protolitos aluminosos similares a uma grauvaca.

As associações minerais observadas nas rochas ortoderivadas indicam metamorfismo em fácies anfibolito alto a granulito baixo, segundo o sistema ACF. Tal grau metamórfico é corroborado por paragêneses com diopsídio em grandes proporções modais (10 a 25 %), uma vez que este mineral ocorre em temperaturas de aproximadamente 650°C e marca o limite inferior do fácies anfibolito alto (figura 6.34A). Além disso, o plagioclásio apresenta composição que varia

de andesina (An_{32-50}) a labradorita (An_{50-65}), cujo teor de cálcio teria aumentado conforme a progressão do metamorfismo (Bucher and Grapes, 2011).

As rochas descritas como metamáficas apresentam restritamente cristais de ortopiroxênio (figura 6.34B) que indicam que estas foram submetidas a metamorfismo no fácies granulito, em temperaturas acima de 750°C. Porém, o opx encontra-se intensamente uralitizado, com hornblenda secundária (Hbl_2) além de substituir os clinopiroxênios nas bordas, o que sugere retrometamorfismo para fácies anfíbolito médio.

Figura 6.34- Figura ilustrando as paragéneses características das rochas do CPN. Os diagramas foram modificados de Bucher e Grapes (2011) e representam o sistema ACF. A) Figura ilustrando a parágenese plg – cpx – hbl, descrita na amostra TF18_I_22, que evidencia metamorfismo em fácies anfíbolito alto (~760°). B) Figura ilustrando a parágenese cpx-opx-plg que evidencia o metamorfismo em fácies granulito (~800°C). A presença de bordas de hornblenda ao redor do cpx e do opx evidencia processos retrometamórficos em fácies anfíbolito.

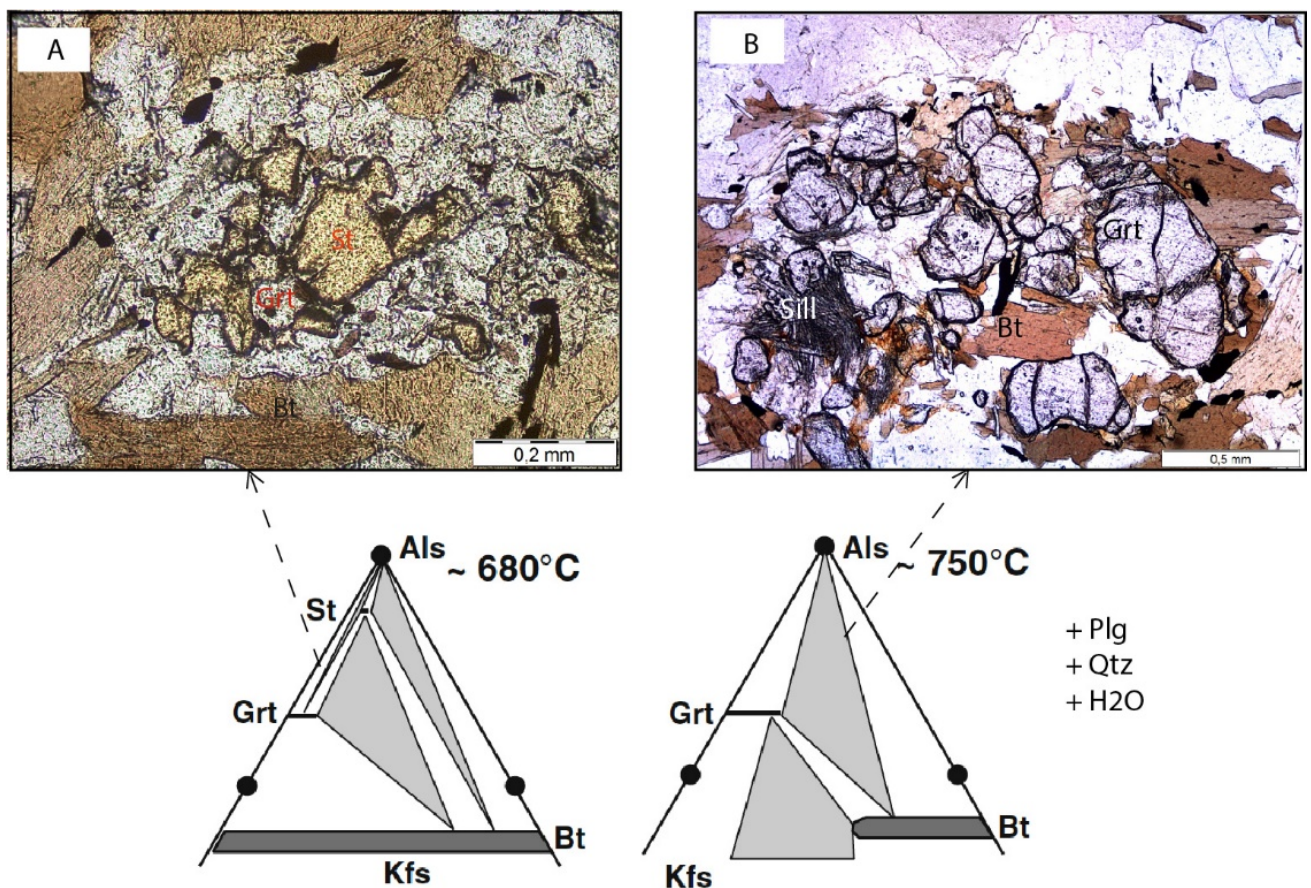


As bordas de titanita em torno de cristais de ilmenita, assim como coroas de granada em plagioclásio e hornblenda, também indicam reequilíbrio metamórfico, correlacionado por Gorayeb (1996) a processos cisalhantes sin- a tardi- tectônicos.

Área I

As rochas paraderivadas apresentam paragêneses com silimanita (fibrolita), granada e biotita. Tais evidências, com base no sistema KFMASH, sugerem processo metamórfico em fácies anfibolito alto (figura 6.35B). Além disso, nestas condições de temperatura e pressão, segundo Yardley (1994) e Bucher e Grapes (2011), a muscovita é consumida segundo as reações: muscovita + biotita + quartzo + H₂O → silimanita + fusão ou muscovita + quartzo + H₂O → silimanita + fusão, liberando água para o sistema e gerando uma fase fundida que representaria o mobilizado de anatexia encontrado na área. Além disso, a paragênese de estaurólita em conjunto com fibrolita, granada e biotita (TF18_I_91) indica variações no grau metamórfico na área uma vez que a metaestabilidade entre estaurólita e fibrolita ocorre em temperaturas entre 680°C e 750 °C (Figura 6.35A).

Figura 6.35- Figura ilustrando as paragêneses características das rochas paraderivadas do CPN. Os diagramas foram modificados de Bucher and Grapes (2011) e representam o sistema KFMASH. A) Figura ilustrando a paragênese st + grt + sill (fibrolita), descrita na amostra TF18_I_91, que evidencia o domínio metaestável entre silimanita e estaurólita, caracterizando metamorfismo em fácies anfibolito alto (~680°). B) Figura ilustrando a paragênese Sil+Bt+Grt que evidencia o metamorfismo em fácies anfibolito (~750°C).



6.4.2 Metamorfismo das rochas da Suíte Aliança

As rochas da Suíte Aliança são hornblenda-biotita granodioritos e biotita monzogranitos. Por apresentarem associações minerais tipicamente graníticas, com ponto de fusão elevado, estas rochas não desenvolveram minerais índices que possibilitem inferir as condições de metamorfismo, exceto por alguns cristais de clorita, cuja ocorrência também pode estar relacionada ao intemperismo. Assim, foram utilizadas evidências microestruturais para caracterizar o metamorfismo.

Os cristais de quartzo e plagioclásio encontram-se recristalizados em contatos predominantemente planares e marcados por junções tríplices com eventual presença de contatos lobados e formação de subgrãos. Tal mecanismo de deformação é caracterizado como rotação de subgrão e desenvolve-se em condição de metamorfismo em fácies xisto verde, temperatura média entre 400°C e 500°C (Stipp *et al.*, 2002).

6.4.3 Metamorfismo nas rochas da Suíte Lajeado – Hornblenda-biotita- quartzo monzonito

As rochas da Suíte Lajeado encontram-se deformadas em função da ZCPN que gera bandas de milonitização as quais paralelizam e rotacionam os cristais de álcali feldspato segundo a foliação milonítica. Ao longo da trama os cristais de quartzo apresentam forte extinção ondulante, enquanto os de microclínio exibem formas sigmoides, tipo σ , e elípticas oblatas, formando protomilonitos. Este arranjo indica metamorfismo em fácies xisto verde, com temperaturas na ordem de 400°C e 600°C (Passchier & Trouw, 2005).

CAPÍTULO 7:

GEOLOGIA ESTRUTURAL

7.1 GEOLOGIA ESTRUTURAL DO PROJETO MONTE DO CARMO

A Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN), Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC), Zona de Cisalhamento e Zona de Cisalhamento Areias (ZCA) e Zona de Cisalhamento Cruz (ZCCR) compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (Figura 5.2).

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

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

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

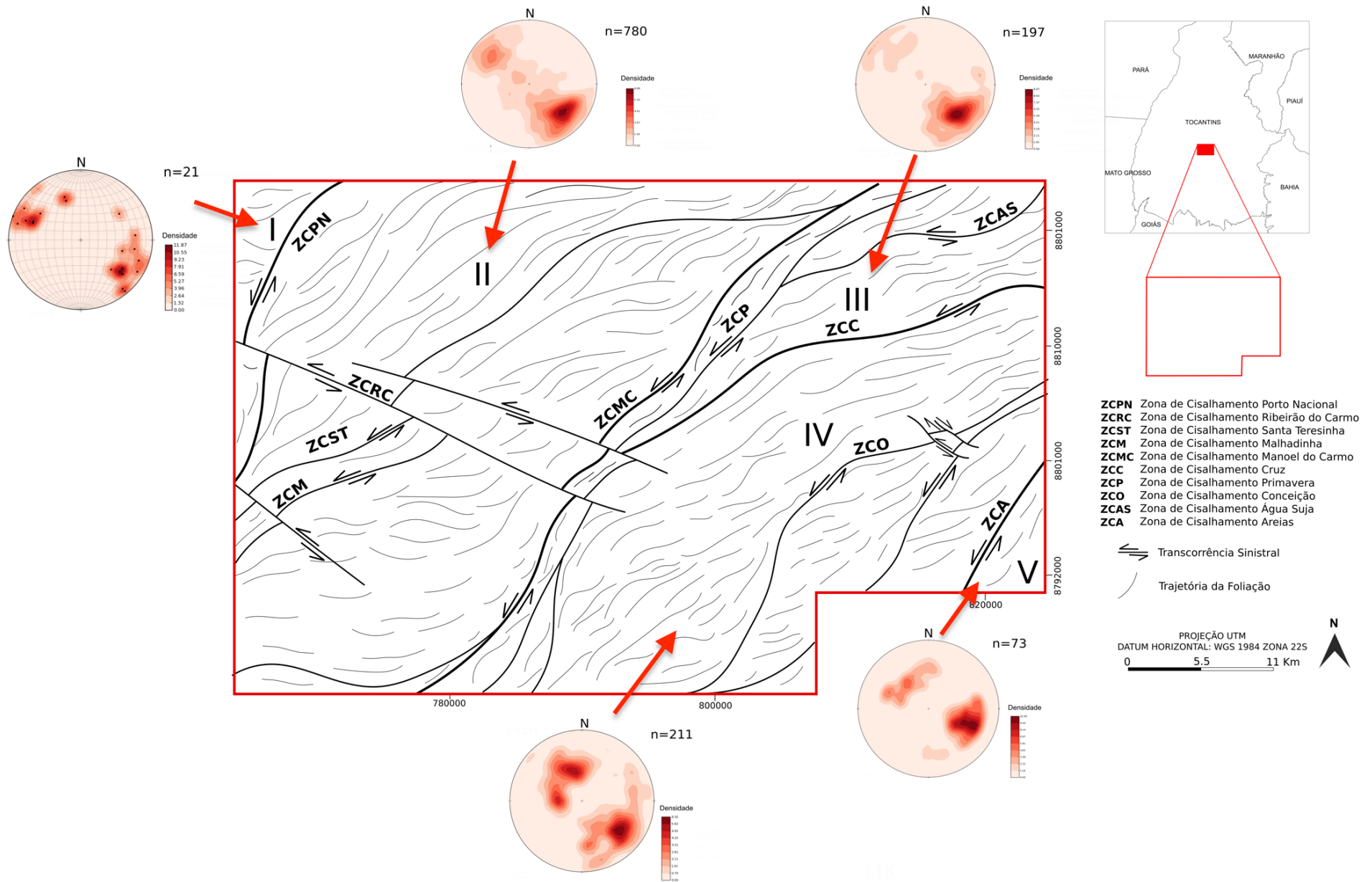
A **ZCA** é observada no extremo sudeste da área, com extensão de aproximadamente 10 km e direção NE-SW.

Domínio I

Localizado no extremo noroeste do Projeto Monte do Carmo, este domínio ocorre a oeste da **ZCPN**. É constituído exclusivamente pelas rochas do Granito Matança, que apresenta em suas bordas, bandas de cisalhamento centimétricas a métricas com alto ângulo (60° a 90°) com direção NNE-SSW.

Área I

Figura 7.1- Mapa de elementos tectônicos regionais do Projeto Monte do Carmo.



Domínio II

Este domínio estrutural compreende extensa faixa de 30 km de largura e orientação NNE-SSW, delimitada 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 orientação NE-SW a E-W, o que configura geometria sigmoidal com cinemática sinistral. As zonas de cisalhamento Santa Teresinha (**ZCST**) e Malhadinha (**ZCM**) acompanham essa geometria. O sistema de cisalhamento e transcorrência sinistral de direção NW-SE denominado de Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo (**ZCRC**) é observado na porção central desse domínio. Estas estruturas deslocam as demais zonas de cisalhamento observadas.

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

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 **ZCCR**. Engloba as unidades litoestratigráficas intrusivas máfico-ultramáficas e a sequencia metavulcano sedimentar indefinida. Apresenta geometria triangular e trama levemente anastomosada. Uma das principais características deste domínio são as dobras que afetam os quartzitos que constituem a Serra Manoel do Carmo. Esta faixa de dobramentos ocorre entre **ZCMC** e a Zona de Cisalhamento Primavera (CZP). As foliações regionais S_n neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50 a 84 graus em *trend* NE-SW.

Domínio IV

O domínio IV localiza-se no centro-leste da área e compreende faixa de 30 km de largura por 50 km de comprimento que engloba a unidade metavulcano 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 estrutura regional.

Na porção central ocorre 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 em rochas metassedimentares, que delinham a Serra de João Dmião, ora mostrando-se com duas foliações superpostas, ora na forma de dobras com eixos NE-SW marcadas em imagens de satélite.

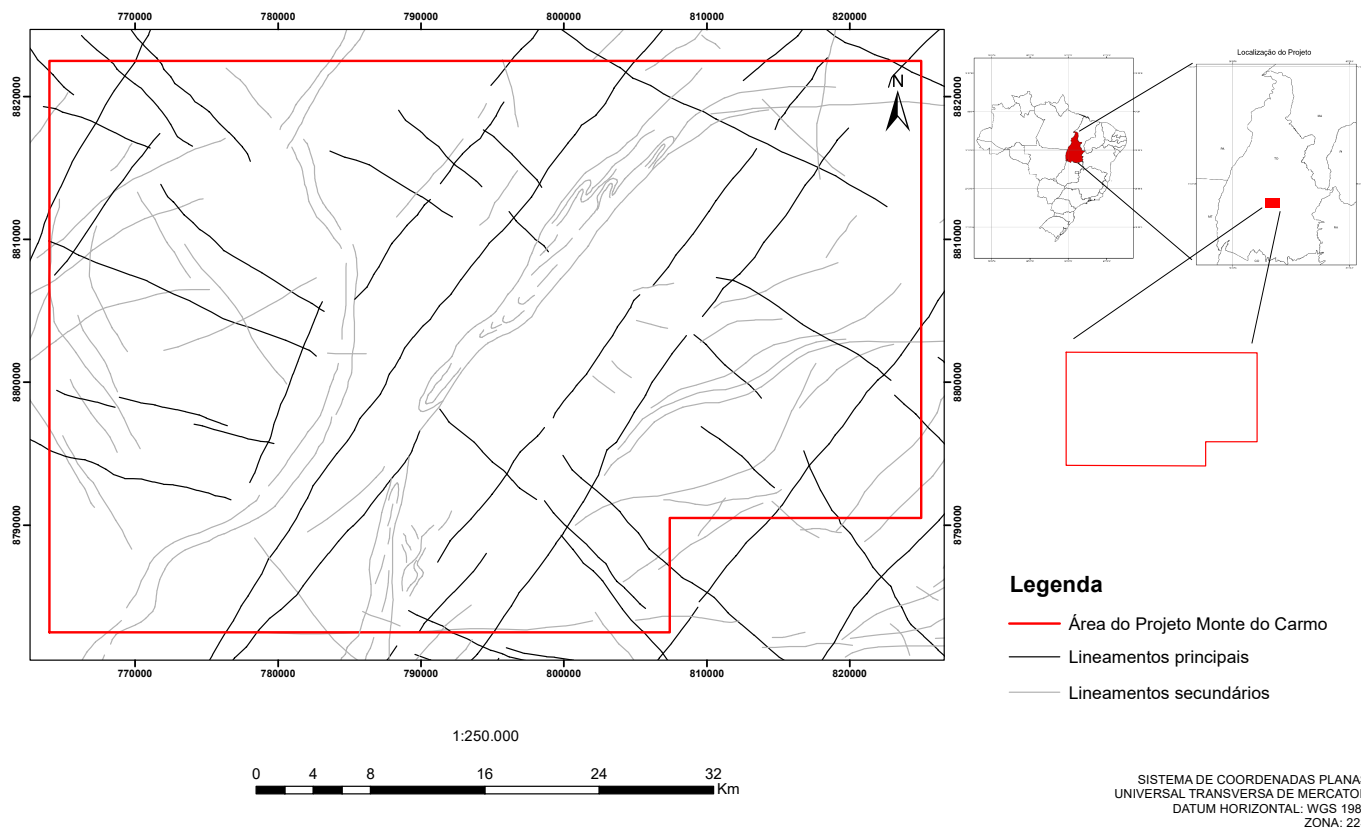
Domínio V

Localizado no extremo sudeste da área mapeada este domínio é delimitado a oeste pela **ZCA**. Compreende faixa de aproximadamente 10 km de largura e 10 km de comprimento que engloba a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse domínio é definido pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área e zonas de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas na área em zonas de localização da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham o *trend* regional NE-SW. Além disso, existem zonas de cisalhamento locais de direção W-E, que rotacionam localmente as foliações regionais e milonítica. Observa-se também *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 7.2). A interação entre essas duas famílias resulta em recorte escalonado das unidades litotectônicas, marcada por pronunciado gradiente de relevo e forte controle sobre as serras que circundam a área de estudo. Tais feições são observadas principalmente entre Porto Nacional e o povoado da Escola Brasil.

Figura 7.2- Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo

Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo



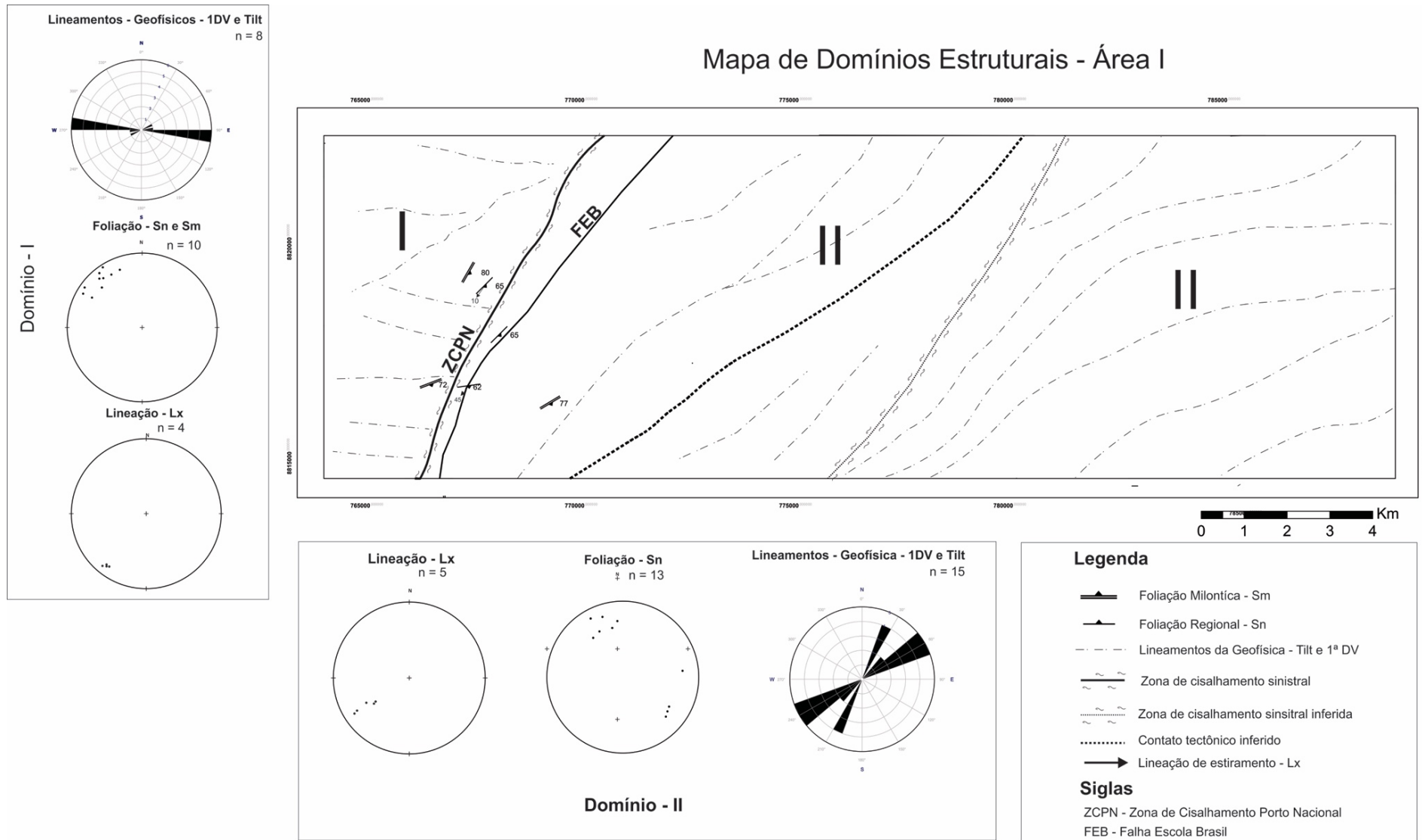
7.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA ÁREA I

A Área I está situada na porção noroeste dos domínios estruturais I e II do Projeto Monte do Carmo. Estes domínios foram caracterizados com base nos traços extraídos dos produtos aeromagnéticos (Tilt e 1DV). O domínio I apresenta traços predominantemente E-W, enquanto o domínio II apresenta traços NNE-SSW.

O domínio I engloba as unidades pertencentes à Bacia do Parnaíba (formações Jaicós e Pimenteiras) e a Suíte Lajeado (Granito Matança). Estruturalmente, este domínio é caracterizado por foliação (Sn) e foliação milonítica (Sm), ambas penetrativas e de alto ângulo, com direção preferencial NE-SW. Nele a lineação de estiramento encontra-se paralela à direção da foliação e seu limite leste é marcado pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN) (Figura 7.3).

Área I

Figura 7.3- Mapa de domínios estruturais da Área I.



O domínio II apresenta foliação (Sn) equivalente à observada no domínio I, porém, nele está inserida a ZCPN além de também ser afetado pela Falha Escola Brasil (FEB), a qual coloca unidades neoproterozoicas (tonalitos/granodioritos da Suíte Aliança) em contato com rochas paleoproterozoicas (Complexo Porto Nacional; Figura 7.4). As rochas presentes neste domínio encontram-se milonitizadas na região próxima à ZCPN e por vezes apresentam bandamento gnáissico milimétrico e lineação de estiramento com baixo ângulo de caimento para SW a qual apresenta relação oblíqua com a foliação. Ainda, ocorrem dobras de escala centimétrica, fechadas, assimétricas, com eixo de direção NE.

A ZCPN é caracterizada como uma faixa de 10 km de largura, com orientação NNE-SSW limitada pelo Rio Tocantins e o Granito Matança. Nesta zona são comuns rochas dispendo trama milonítica e foliação com ângulos que variam entre 50 a 80 graus.

Elementos de Trama Dúctil

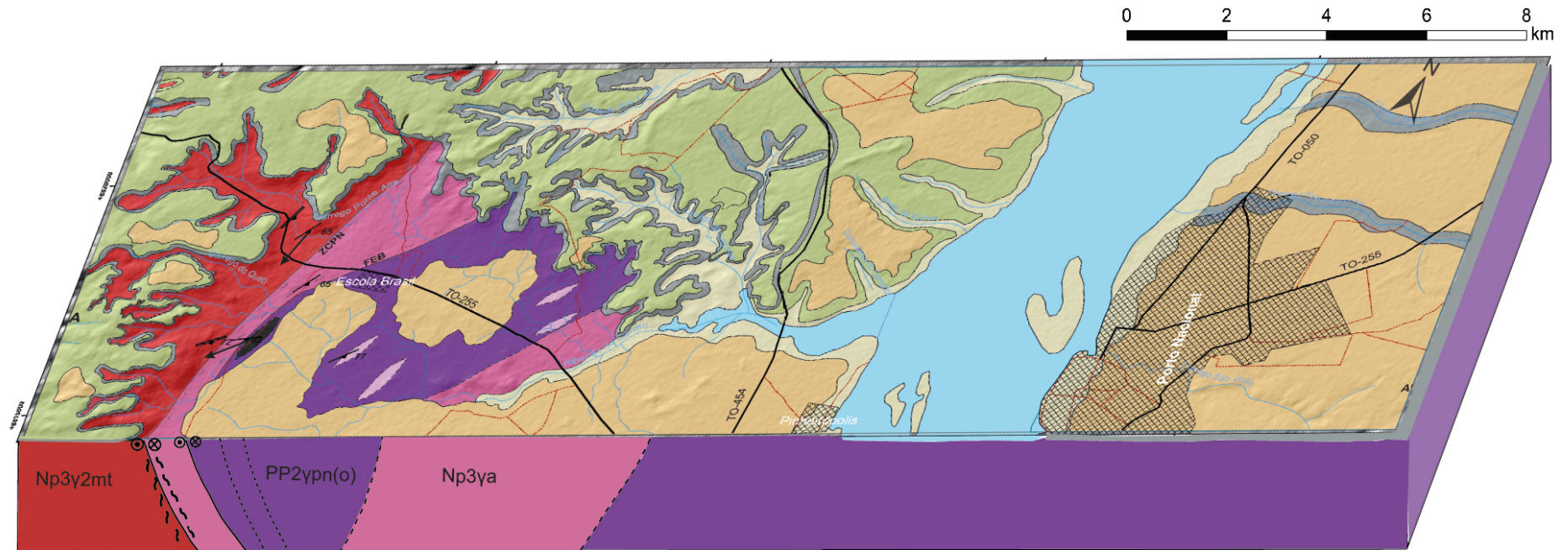
Bandamento Gnaissico

A segregação em bandas subcentimétricas a centimétricas da fase félsica (quartzo, feldspatos) e máfica (biotita, hornblenda) configura o bandamento gnáissico observado tanto em rochas paraderivadas quanto ortoderivadas do Complexo Porto Nacional (Figuras 7.5 A a D). Nelas, a disposição destas bandas ocorre de maneira regular e com direção concordante à foliação regional NE-SW.

As rochas paraderivadas (Figuras 7.5E e F) apresentam bandas de agregados de biotita, granada e sillimanita dispostas em textura nematoblástica, intercaladas com bandas milimétricas quartzo-feldspáticas. Já as rochas ortoderivadas apresentam bandas máficas, milimétricas, definidas por cristais prismáticos de hornblenda em conjunto com clinopiroxênio e biotita, intercaladas com bandas milimétricas de quartzo e feldspato.

Área I

Figura 7.4- Bloco diagrama da Área I ilustrando em perspectiva as relações de contato entre as unidades.



Unidades Litoestratigráficas

Neógeno		Neoproterozoico	
Depósitos Aluvionares Q2a	Lateritos NQdl	Suíte Lajeado Granito Matança Np3y2mt	Suíte Aliança Tonalito - Granodiorito Aliança Np3ya
Paleozoico		Paleoproterozoico	
Grupo Canindé Formação Pimenteiras D23p	Grupo Serra Grande Formação Jaicós Ssgj	Complexo Porto Nacional Unidade Paraderivada PP2pn(p) PP2pn(g) Gonditos	Unidade Ortoderivada PP2γpn(o)

Convenções Geológicas

- Foliação regional (Sn)
- Foliação milonítica (Sm)
- Lineação de estiramento
- Contato definido
- Contato tectônico inferido
- Contato encoberto
- Zona de cisalhamento sinistral inferida

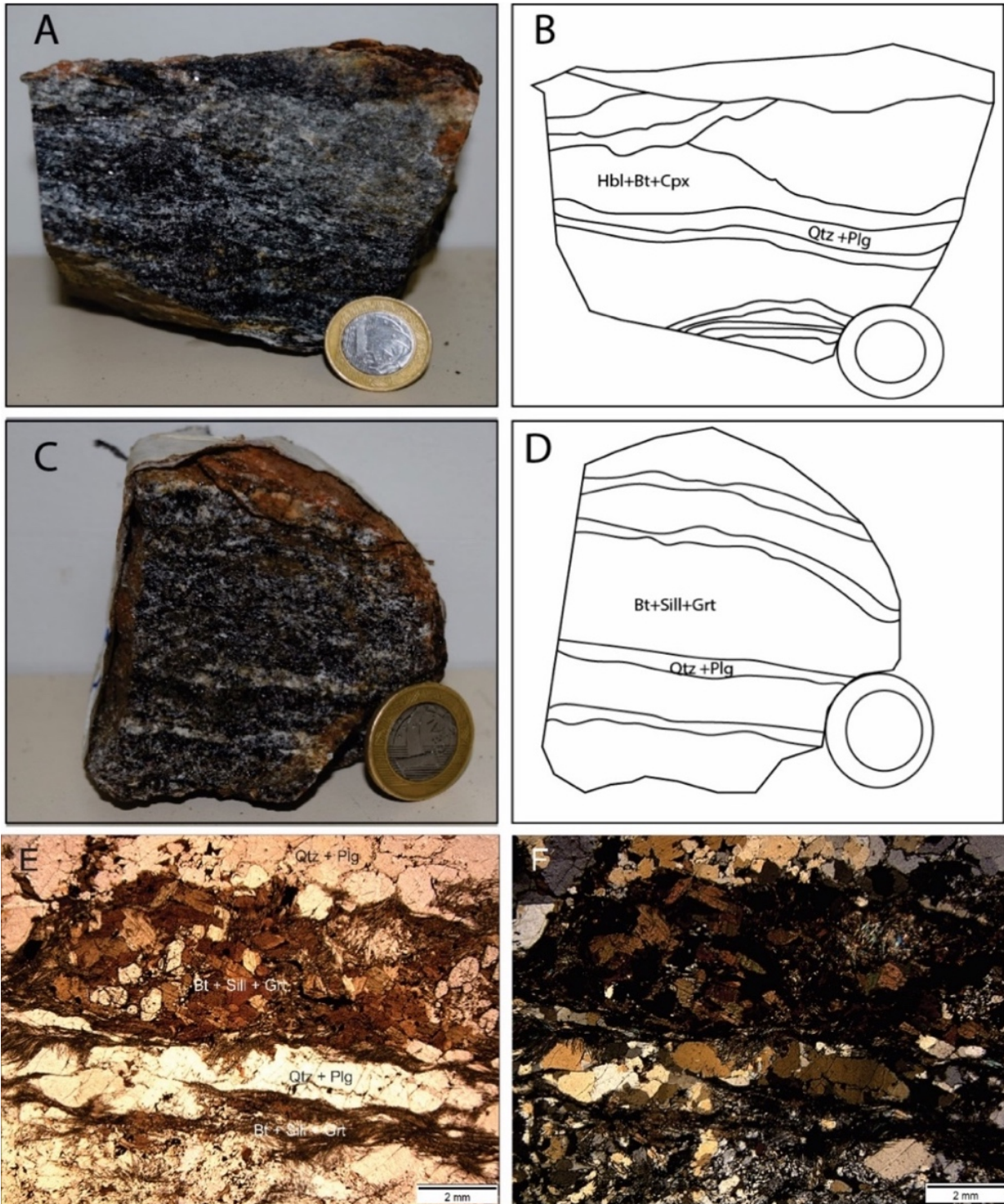
Convenções Cartográficas

- Malha urbana
- Rodovias
- Vias não pavimentadas
- Drenagens
- Rio Tocantins

Síglas

- ZCPN - Zona de Cisalhamento Porto Nacional
- FEB - Falha Escola Brasil

Figura 7.5- A) Hornblenda gnaiss, amostra TF18-I-36, B) Esquema da figura A evidenciando a segregação entre os domínios máficos (Hornblenda-Hbl, Biotita-Bt, Clinopiroxênio-Cpx) e bandas com quartzo-Qtz e plagioclásio-Plg, notar variação entre estas bandas de milimétricas á centimétricas; C) Amostra TF18-I-70, Granada sillimanita biotita gnaiss; D) Esquema da figura C evidenciando as segregações entre as fases minerais (Biotita + sillimanita + granada; e quartzo+ plagioclásio) que configuram o paragneiss; E) Fotomicrografia da amostra TF18-I-70 sob nicóis paralelos, notar segregação entre as fases minerais; F) Fotomicrografia da amostra TF18-I-70 sob nicóis cruzados, na qual é possível observar aspecto sigmoidal gerado por cristais de granada entre os domínios quartzo-feldspáticos.

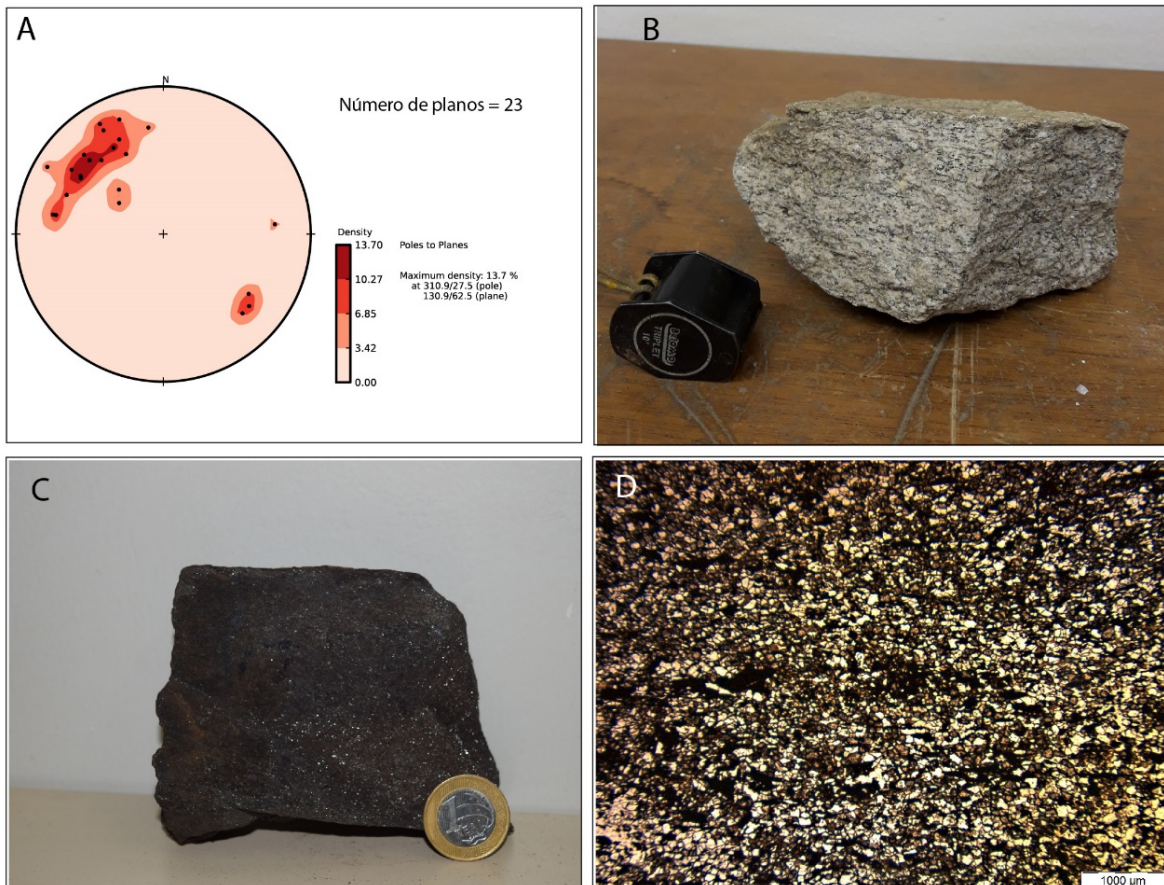


Foliação - Sn

Na área I destaca-se a foliação (Sn) de expressão regional e trajetória NE-SW, a qual varia entre N40E e N85E, com valores moderados a elevados de mergulho de 50° a 80°, para SE (Figura 7.6A). O espaçamento da foliação é regular e contínuo, cuja variação vai de milimétrico a centimétrico, 0,4mm a 1 cm, nos gonditos. Já nas rochas graníticas, representadas pelo Granito Matança e tonalito/granodiorito da Suíte Aliança, ocorre de maneira descontínua e apresenta caráter incipiente em espaçamentos centimétricos (Figura 7.6B).

A foliação nos gonditos é caracterizada por cristais milimétricos de grafita dispostos em planos definidos entre cristais de quartzo e granada (Figura 7.6 C e D). Já no Granito Matança e no tonalito/granodiorito da Serra do Tapuio, é definida pela orientação de lamelas centimétricas de biotita dispostas paralelamente aos cristais de quartzo e feldspato.

Figura 7.6- A) Estereograma com medidas de foliação Sn; B) Granodiorito foliado da Suíte Aliança– Amostra TF18-I-115; C) Gondito- Amostra TF18-I-36A; D) Lâmina do Gondito- Amostra TF18-I-36A, notar o plano de foliação definido pela orientação dos cristais de grafita (óxido tabular) entre cristais de granada (coloração marrom) e cristais de quartzo (cor branca)

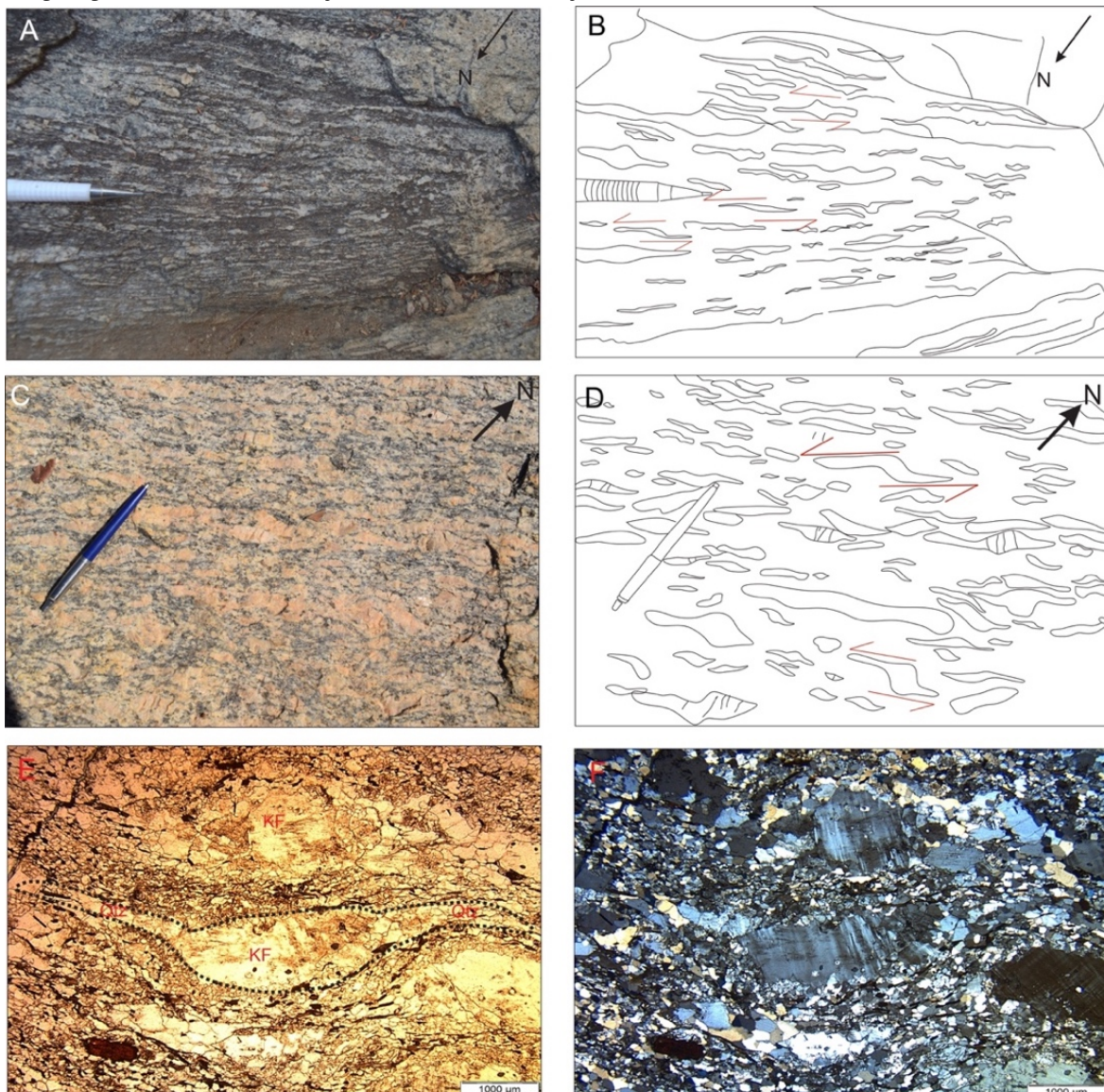


Foliação milonítica - Sm

A foliação milonítica (Sm) apresenta trajetória similar à da foliação regional (Sn) e desenvolve-se principalmente nas bordas do Granito Matança e do tonalito/granodiorito da Suíte Aliança afetadas pela ZCPN. Sua direção varia entre N35E e N59E em mergulhos de alto ângulo (65° a 77°) para a direção SE.

No Granito Matança a Sm é definida por planos de biotita regulares e contínuos em espaçamentos centimétricos, os quais bordejam porfiroclastos de feldspato potássico (KFs) e caracterizam arranjo anastomosado. Os porfiroclastos de KF em geral são assimétricos, do tipo δ (Figuras 7.7A a D), encontram-se estirados e por vezes rotacionados sob cinemática sinistral. Além disso, encontram-se bordejados por caudas de grãos recristalizados de quartzo. Os ribbons de quartzo ocorrem nas extremidades dos porfiroclastos e também como grãos achatados e estirados na direção de foliação (Figuras 7.7E e F).

Figura 7.7- A) Granito protomilonítico Matança- Amostra TF18-I-84; B) Esquema da figura A evidenciando os principais porfiroclastos e a foliação milonítica; C) Foliação milonítica desenvolvida na borda do Granito Matança

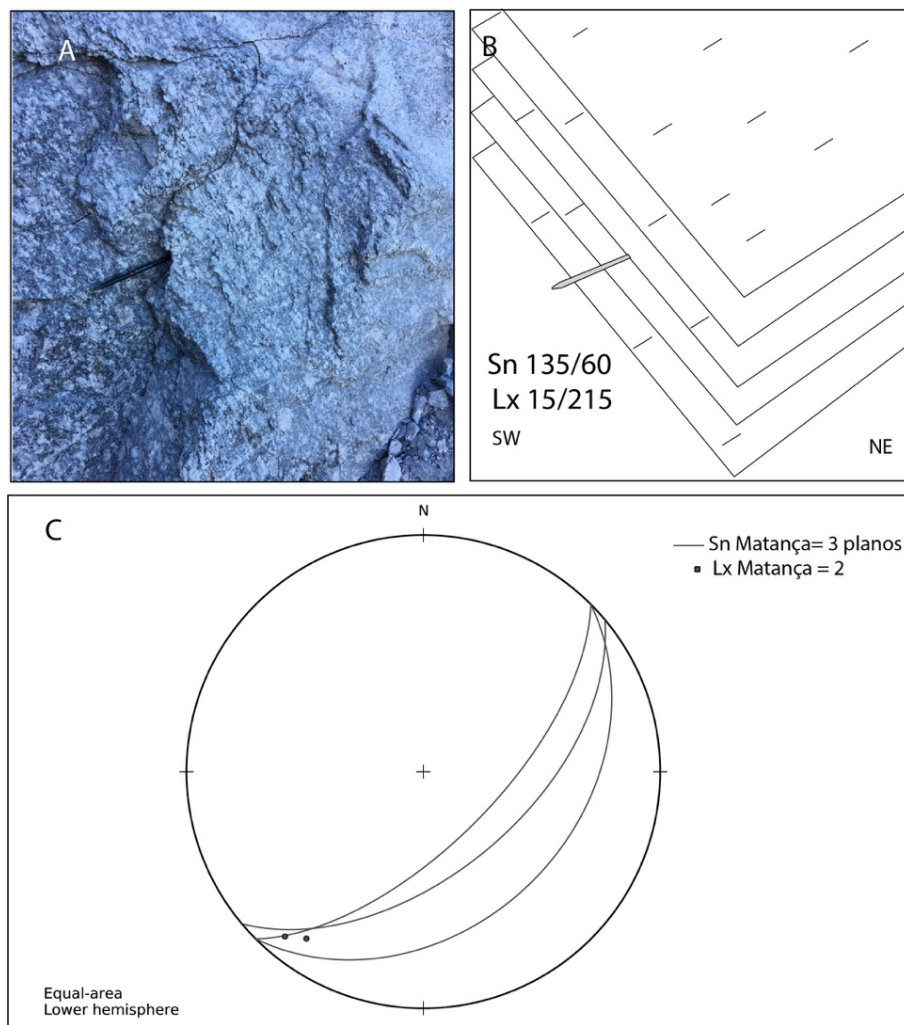


em seu contato com a ZCPN; D) Esquema da figura C destacando a geometria heterogênea dos porfiroclastos de Kfs; E) Fotomicrografia sob nicóis paralelos da amostra TF18-I-71; notar a formação de caudas de recristalização de quartzo ao longo dos porfiroclastos de KF; F) Fotomicrografia sob nicóis cruzados da amostra TF18-I-71; notar a redução do tamanho dos cristais entre os porfiroclastos de Kf, que evidenciam ampla recristalização na trama milonítica.

Lineação - Lx

A lineação de estiramento (Lx) ocorre predominantemente nos gonditos do Complexo Porto Nacional e no Granito Matança. A Lx é no Granito Matança e ocorre quase paralela ao strike da foliação e varia entre 215 e 220° com caimento entre 10 e 15°, o que sugere cinemática direcional (Figura 7.8). Já nos gonditos é marcada pelo estiramento de cristais de quartzo nos gonditos NE-SW (220° - 245°) em ângulos baixos a moderados de caimento, 15° a 45° os quais estabelecem uma relação oblíqua com a foliação Sn (Figura 7.9).

Figura 7.8- Imagem do afloramento TF18_I_I, mostrando a relação da foliação e a lineação nas rochas do Granito Matança. A) Granito matança com foliação B) Desenho esquemático da figura A destacando a relação oblíqua entre a lineação (Lx) e a foliação (Sn); C) Estereograma de lineações de estiramento Lx.

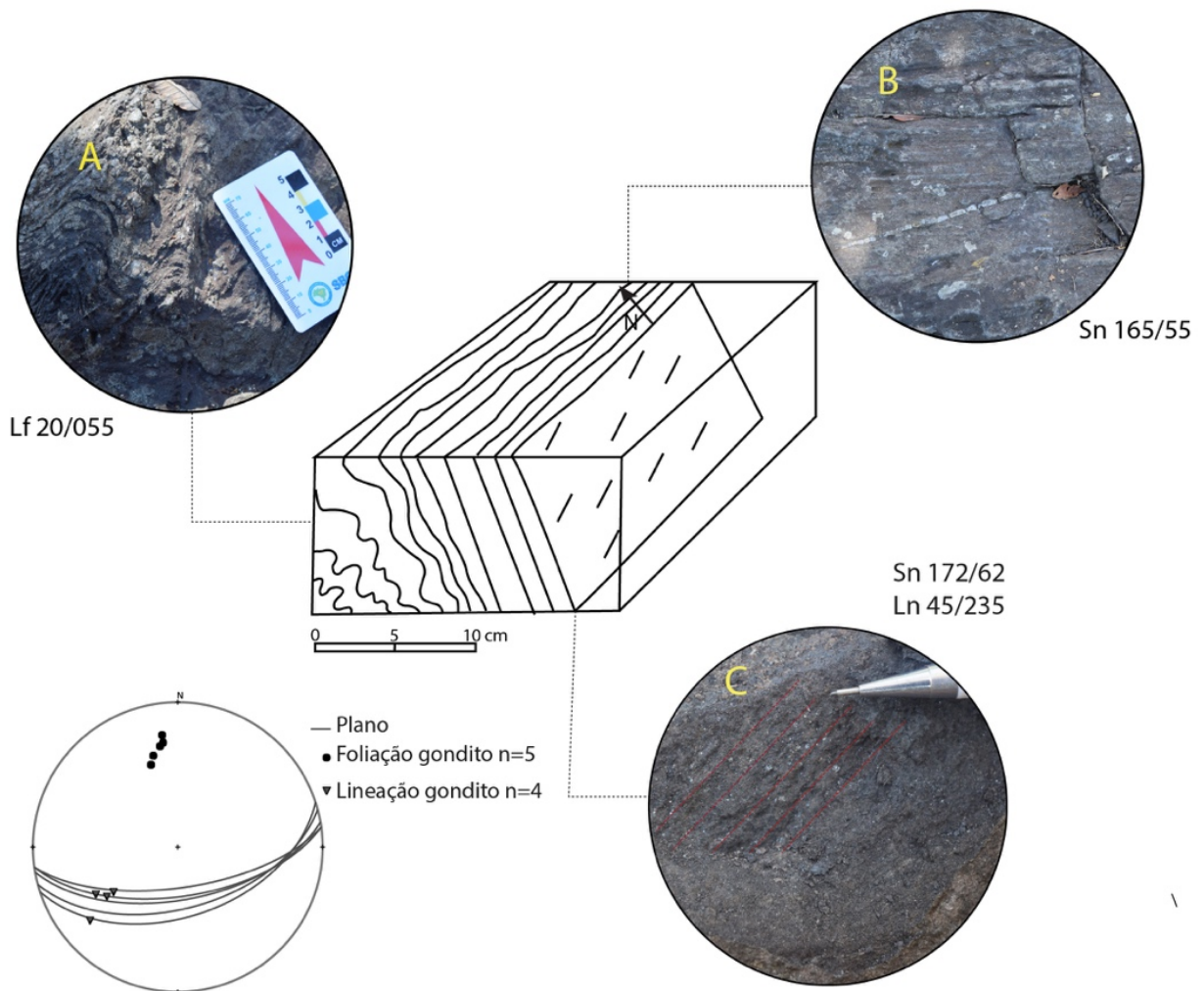


Dobras Fechadas

Dobras ocorrem de maneira restrita na área, sendo observadas apenas nos gonditos do ponto TF18_I_36. Sua escala varia de métrica a centimétrica, e conforme Fleuty (1964), podem ser definidas como dobras simétricas, fracamente inclinadas. Seu ângulo interflancos varia de 20° a 40°, com a superfície axial apresentando mergulhos em torno de 15° para NW e eixo com caimento de 20° para NE (Figura 7.9A).

A figura 7.9 representa a relação espacial entre as principais feições estruturais encontradas na área I.

Figura 7.9- Bloco diagrama e estereograma mostrando a relação espacial entre as principais feições estruturais observadas nos gonditos referentes ao ponto TF18-I-36b. A) Dobra simétrica inclinada; B) Foliação de alto ângulo (Sn – 165/56°); C) Lineação de estiramento oblíqua a foliação.



Zona de Cisalhamento Porto Nacional

A Zona de Cisalhamento Porto Nacional possui cerca de 150 km de largura, e recobre cerca de 15% da área e inclui a porção central e oeste desta, seu traçado recorta a área na direção NNE-SSW como um todo e se prologa para área V. Na porção oeste da área esta zona afeta as bordas do Granito Matança e define seu contato com rochas da Suíte Aliança (Figura 7.4).

Os indicadores cinemáticos, conforme já descritos, são caracterizados por profiroclastos de KF os quais apresentam cinemática sinistral e encontram-se alongados na direção NNE-SSW.

Dentro de seus domínios foi inferida a Falha Escola Brasil (FEB), a qual apresenta geometria em forma de cunha com extensão quilométrica e possui sua porção norte encoberta por sedimentos da Bacia do Parnaíba. As rochas inseridas no domínio são dispostas conforme a foliação regional S_n e apresentam alto ângulo de mergulho, $60^\circ - 77^\circ$, caimento para SE. Além disso exibem lineação de estiramento oblíqua de baixo ângulo para SW (Figura 7.9C).

Esta falha coloca rochas paleoproterozoicas, do Complexo Porto Nacional, em contato com rochas neoproterozóicas, da Suíte Aliança.

Elementos de Trama Rúptil

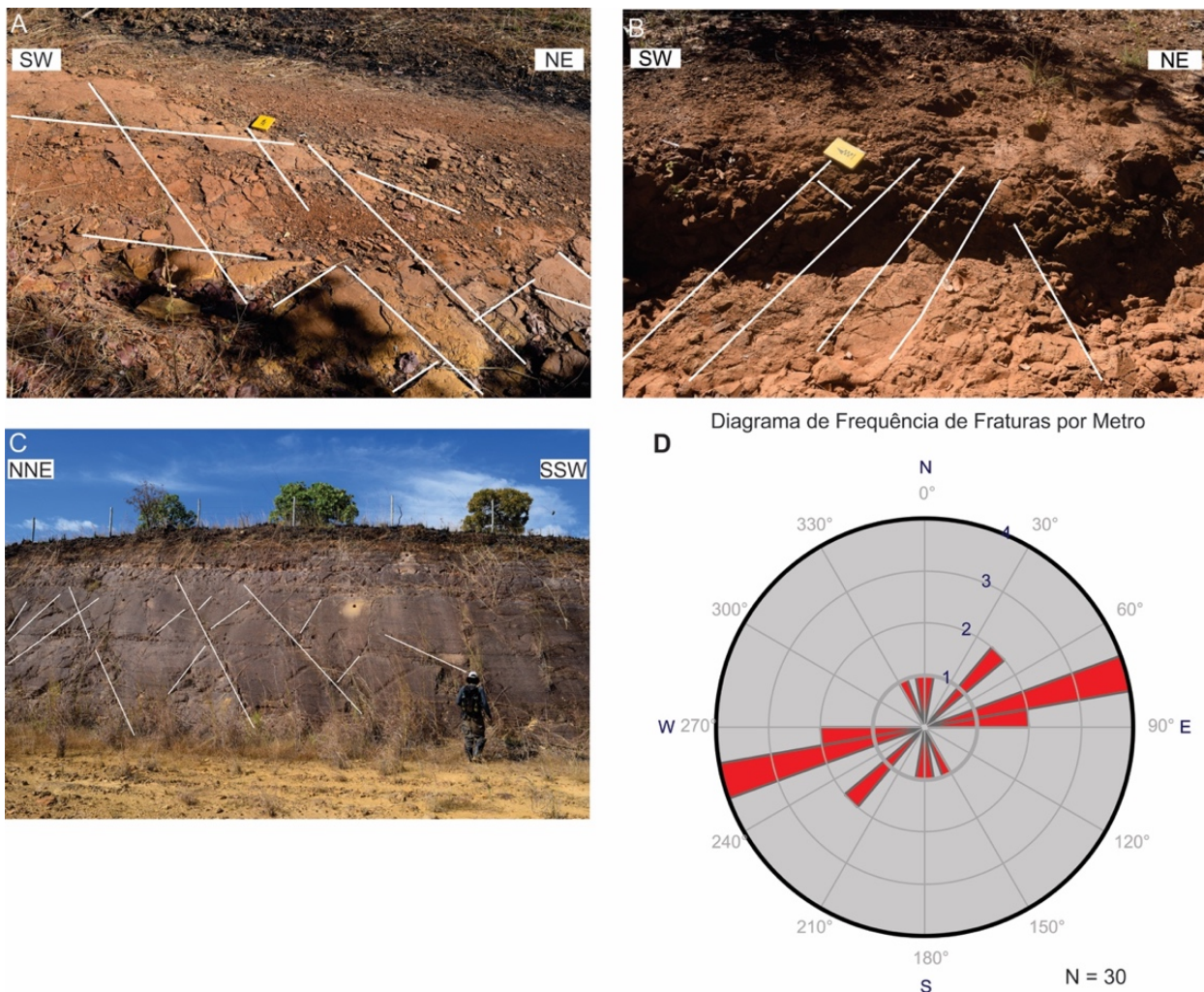
Fraturas

As fraturas observadas na área I ocorrem preferencialmente em rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e são visíveis ao longo de cortes de estrada. Apresentam geometria plana e interceptam o acamamento plano-paralelo sedimentar em direções perpendiculares e oblíquas (Figura 7.10A e C). O espaçamento das fraturas é regular, a espessura é centimétrica (2 a 5 cm) com densidade variando de duas fraturas por metro nas direções $85^\circ - 265^\circ$ e $45^\circ - 225^\circ$ e uma fratura por metro na direção $150^\circ - 330^\circ$.

As fraturas encontradas nas rochas pertencentes à Bacia do Paranaíba (Figura 7.10B), apresentam espaçamento regular e espessuras centimétricas, com densidade de 4 fraturas por metro na direção $75^\circ - 255^\circ$ e de uma por metro na direção $5^\circ - 185^\circ$.

Área I

Figura 7.10- Imagens ilustrando a disposição espacial das fraturas encontradas na área I. A) Fotografia do ponto TF18_I_49 mostrando a disposição das fraturas em rochas da Bacia do Parnaíba., B) Fraturas em rochas da Formação Morro do Aquiles, no ponto dispoendo espaçamento regular . C) Fotografia em corte de estrada ao longo da BR-070 mostrando a disposição espacial das fraturas no ponto TF_I_58. D) Diagrama de rosetas mostrando a frequência de fraturas por metro encontradas na área.

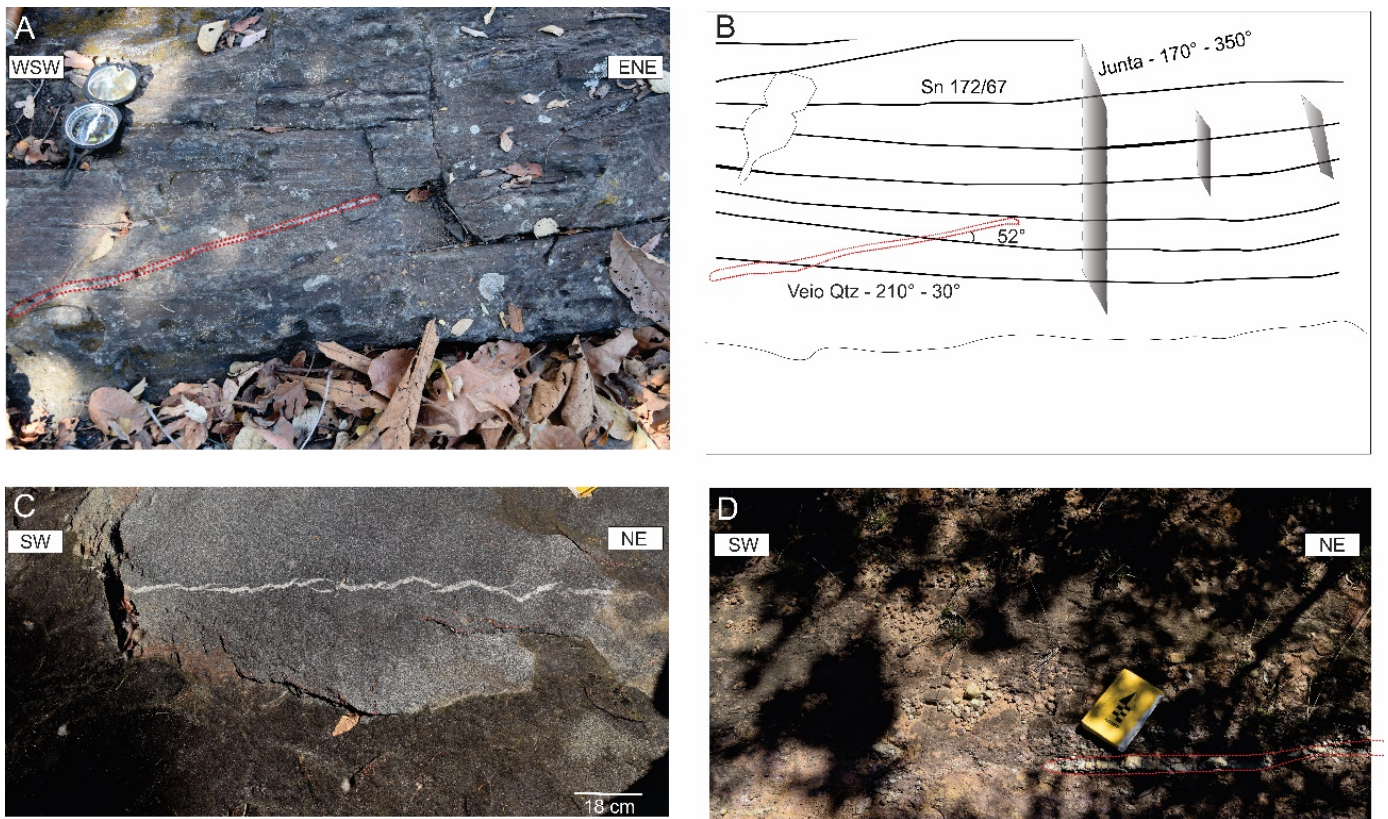


Veios de Quartzo

Os veios de quartzo apresentam ocorrência restrita na área, sendo encontrados no limite entre os domínios estruturais I e II, próximo à ZCPN. Os veios apresentam espessura centimétrica (1 a 5 cm), com direção NE-SW ($210^\circ - 30^\circ$) e interceptam a foliação (S_n) e milonítica (S_m) em ângulos que variam de 30 a 52° (Figura 7.11A e B). Além disso, os veios apresentam geometria planar (Figura 7.11D) e configuração em echelon (Figura 7.11C).

Área I

Figura 7.11- Imagens ilustrando a disposição espacial e geometria dos veios de quartzo encontrados na área I. A) Fotografia mostrando a relação entre o veio de quartzo (em vermelho) e a foliação em gondito descrito no ponto TF18_I_36. B) Desenho esquemático evidenciando a relação dos veios de quartzo a foliação (Sn) e as fraturas. C) Veio de quartzo em echelon ao longo das bordas do Granito Matança. D) Veio de quartzo de espessura centimétrica (em vermelho).



A tabela 7.1 abaixo sintetiza as principais estruturas descritas na área I.

Tabela 7.1- Tabela sintetizando as principais estruturas da área I

Estruturas	
Foliação	Sn - com direção entre N40E e N85E com moderados a altos ângulos de mergulho. Sm- foliação milonítica com direção N35E e N59E e moderados a altos ângulos de mergulho
Lineação	Ln-lineação de estiramento mineral (<45°), oblíqua em relação á foliação, mas paralela a ZCPN e FEB.
Dobras	Dobra simétricas, fracamente inclinadas, fechadas a apertadas (ângulo interflacos de 20° a 40°), assimetria com vergência para NE.
Fraturas e veios de quartzo	Fraturas apresentam direção WNW – ESSE e veios NE-SW.
Tectônica	Transcorrência sinistral ?

CAPÍTULO 8: GEOLOGIA ECONÔMICA

8.1 INTRODUÇÃO

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

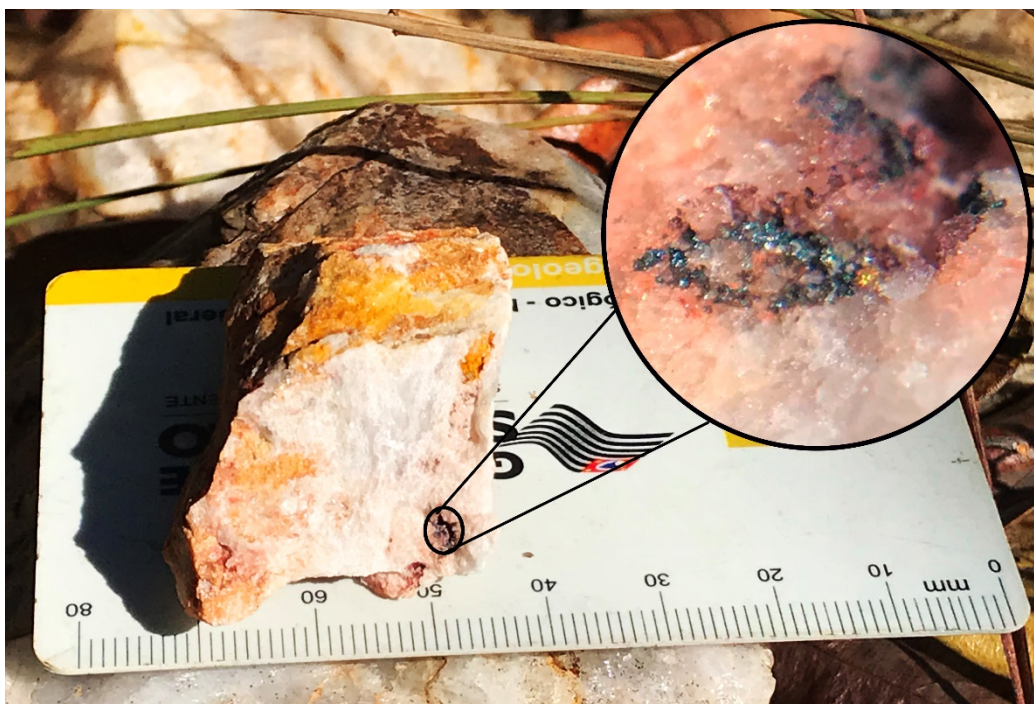
A região também apresenta outras ocorrências minerais diversas. Os ambientes e processos metalogenéticos observados e estudados durante o trabalho de mapeamento são variados e apresentam potenciais econômicos distintos, sob a perspectiva de exploração de diferentes recursos. Mesmo sendo uma área com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

8.2 OCORRÊNCIAS E POTENCIAIS MINERAIS REGIONAIS

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

Na porção norte da subárea VII, na altura do morro Lajeado, foi estudada a ocorrência de mineralizações auríferas associadas aos veios de quartzo (Meireles, 1995) inseridos em zonas de cisalhamento com foliações NE-SW e NW-SE, onde a mineralização se concentra nas bordas das venulações (figura 8.1). A ocorrência se encontra no limite das subáreas II e VII, encaixada no Granito Torre e rochas da sequência metassedimentar da Formação Morro do Aquiles.

Figura 8.1- Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II, provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.



Minério de Ferro

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

Manganês

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

Grafita

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

Análises para identificar o grau de cristalinidade da grafita, principal fator que determina o valor deste tipo de minério, devem ser realizadas para avaliar o potencial econômico do recurso.

Minerais e rochas industriais.

Feldspatos

Fontes de feldspato potássico alternativas têm sido exploradas. No Projeto Monte do Carmo tem-se abundância de meta-sienogranitos, de granulação média, com grande proporção de feldspato potássico (~40%) nos corpos das suítes Ipueiras e Lajeado. Esses meta-granitos podem atuar como fonte alternativa economicamente viável para esse mineral.

Agregados

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

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

Rochas ornamentais e/ou de revestimento

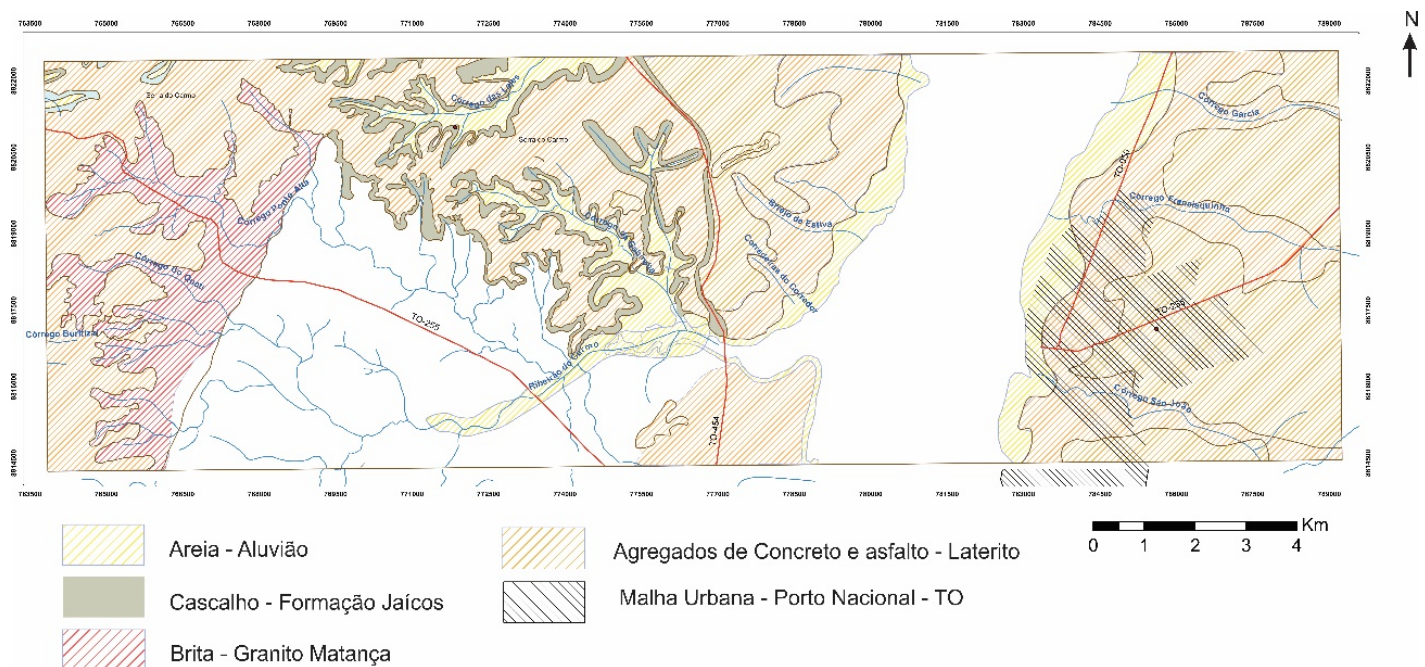
Ainda é crescente a busca por rochas ornamentais, o que torna viável a exploração de rochas de diversos contextos geológicos. Os destaques para esse recurso correspondem aos corpos intrusivos isotrópicos, como o Granito Matança, que ocorre nas subáreas I e V e os granitos da Suíte Ipueiras, expostos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

distintas, sem alteração e com baixo grau de fraturamento, possibilitando potencial emprego como rocha ornamental.

8.3 RECURSOS MINERAIS LOCAIS

As rochas encontradas na Área I (Figura 8.2) apresentam potencial para serem utilizadas na construção civil. Dentre as principais aplicações destaca-se a extração de areia, cascalho, brita e agregados de asfalto e concreto. A viabilidade de extração destes insumos leva em conta sua proximidade à cidade de Porto Nacional e o recobrimento por estradas pavimentadas, TO-255 e TO-454, as quais facilitam o escoamento destes insumos pela crescente indústria local.

Figura 8.2- Mapa de localização dos principais jazimentos e potenciais econômicos da Área I.



Os jazimentos de areia encontram-se na confluência do Córrego Garcia com o Rio Tocantins e ao longo do Ribeirão do Carmo. Já o cascalho pode ser encontrado em arenitos conglomeráticos que afloram nas encostas da Serra do Carmo e ao longo da TO-454. As rochas do Granito Matança podem ser utilizadas como fonte de brita, e os lateritos, que recobrem grande parte da área e principalmente os platôs da Serra do Carmo, podem ser utilizados como agregados de asfalto e concreto como destaca Costa (2007).

Além destas ocorrências foram mapeados corpos pouco expressivos de goudro e paragnaisse com grafita na porção centro-leste da área. Porém, as análises geoquímicas indicaram baixos teores de manganês (<15%) e grafita, logo inviabilizando economicamente sua exploração.

8.3.1 Areia e Cascalho

A margem leste do Rio Tocantins apresenta depósitos aluvionares que se estendem por toda sua margem ao longo da área I e seguem, a sul, para a área II (Figura 8.3A). As porções próximas ao limite norte da área são a de maior potencial para a extração uma vez que se encontram fora dos limites urbanos da cidade de Porto Nacional – TO. Além disso, também existem depósitos aluvionares com potencial econômico ao longo do Ribeirão do Carmo (Figura 8.3C).

A areia encontrada é fina, apresenta má seleção, coloração amarelada e é composta por quartzo (95%), e minerais micáceos (5%). Os grãos variam de sub-angulosos a arredondados, com granulometria que oscila de 0,1 a 0,3 mm, além da presença de grânulos de 2 a 4 mm, e seixos arredondados de quartzo leitoso (Figura 8.3B). O cascalho pode ser obtido das rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, principalmente em arenitos conglomeráticos matriz suportados da base da Formação Jaicós, expostos ao longo da Serra do Carmo e nas proximidades da rodovia TO-454.

Figura 8.3- Imagens ilustrando as formas de ocorrência dos principais jazimentos de areia e cascalho. A) Jazida de areia na confluência do Córrego Garcia e Ribeirão do Carmo. B) Areia de coloração amarelada e granulometria fina, encontrada no mesmo local da figura 8A. C) Depósito aluvionar ao longo do Ribeirão do Carmo. C) Amostra de mão de arenito conglomerático com potencial para produção de cascalho.



As rochas com potencial para esta aplicação, configuram arenitos conglomeráticos oligomíticos de coloração acinzentada a avermelhada, de aspecto friável e clasto suportados. Os clastos variam de angulosos a arredondados, e são compostos predominantemente por quartzo leitoso com tamanhos que variam 0,45 a 3 cm (Figura 8.3D).

7.3.2 Brita

O Granito Matança, localizado no extremo oeste da área, apresenta potencial econômico para a produção de brita, uma vez que fratura com facilidade, em função da presença de biotita nos planos de foliação. Por conta disso as propriedades geotécnicas são mais limitadas, fazendo com que não sejam adequados para extração de rocha ornamental. Os afloramentos ocorrem como lajedos na base da Serra do Carmo, nas proximidades da TO-255. Na Área I existem duas pedreiras, uma em operação (Figura 8.4A e B) e outra abandonada, localizadas a 2 km de Escola Brasil, ao longo da TO-255 via Fátima-TO.

A rocha de composição sienogranítica é composta por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e hornblenda. Sua coloração vai de cinza claro a alaranjada quando fresca, a cinza escuro quando alterada. A granulação varia de média a grossa, com cristais de 2 a 5 cm de feldspato potássico.

Figura 8.4- Pedreira ativa nas margens da TO-255. A) Vista da entrada da pedreira onde é possível observar o lajedo delineado pela estruturação do sienogranito Matança. B) Frente de lavra em lajedo localizado na encosta da Serra do Carmo para extração da brita.



8.3.3 Agregados de Asfalto e Concreto

As principais ocorrências de laterito que apresentam potencial econômico ocorrem sobre a Serra do Carmo, localizada na parte norte da Área I. Ocorrem como blocos coesos, com estrutura conglomerática ou vermiforme, localizados em lajedos os quais apresentam dimensões métricas a quilométricas, variando 200 m a 3 km de comprimento, com espessura que vai de 30 cm a 4 metros.

A exploração do laterito como agregados para fabricação de concreto e asfalto abrange 2 principais litotipos. Os lateritos conglomeráticos são mais adequados para asfalto, em função do menor grau de coesão. Configuram blocos com 50 cm de dimensão, dispendo estruturas

Área I

vermiculares com cavidades preenchidas por goethita em matriz hematítica, em que se pode observar seixos de quartzo com tamanhos que variam de 2 a 5 cm (Figura 8.5A). Já os lateritos de estrutura vermiforme mais coesa, podem ser aproveitados para agregar na fabricação de concreto, e apresentam cavidades preenchidas por silito ferruginoso com grânulos de quartzo envolvidos por filme de goethita untados por matriz hematítica (Figura 8.6B).

Figura 8.5- Litotipos de laterito para utilização de agregados para construção civil. A) Laterito conglomerático. B) Laterito vermiforme.



CAPÍTULO 9: EVOLUÇÃO TECTÔNICA

9.1 CONTEXTO EVOLUTIVO PROJETO MONTE DO CARMO

O quadro tectônico do Projeto Monte do Carmo consiste na justaposição de distintas e complexas unidades litoestratigráficas cuja gênese está relacionada a diversos processos e eventos geológicos de diferentes idades, como magmatismo, metamorfismo e Orogenias. Dentre estes eventos, duas orogenias têm elevada relevância para a evolução tectônica da região: Orogenia Riacciana (2.3-2.05Ga) e Orogenia Brasileira (0.84 – 0.49 Ga) (Neves *et. al.*, 2014).

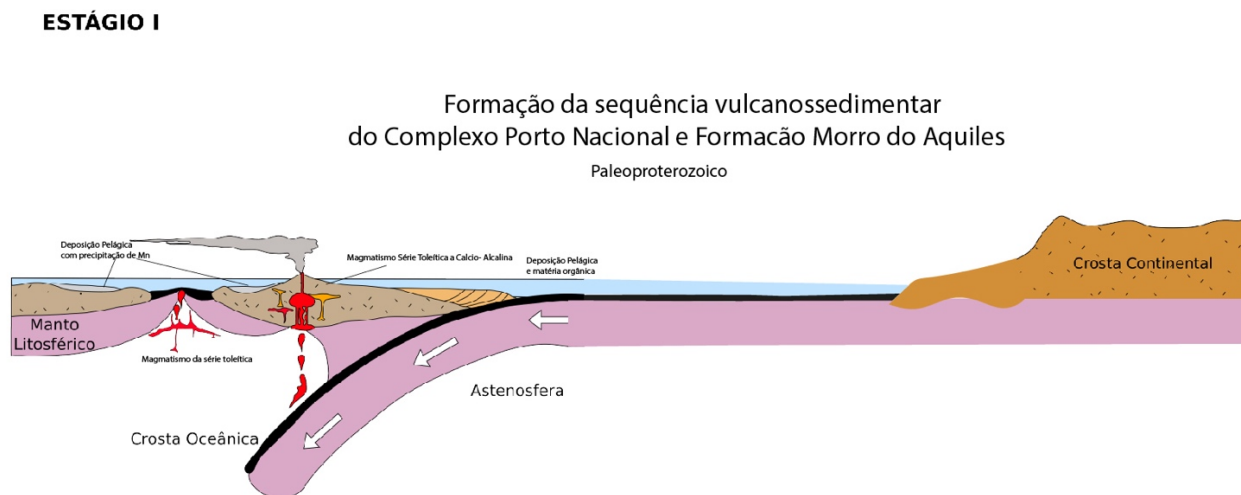
O grande gradiente metamórfico na área do projeto ocorre em função de dois eventos orogênicos espacialmente justapostos. A Orogenia Riacciana envolve os estágios I, II e III e é responsável pelo metamorfismo em fácies anfíbolito a granulito nas rochas do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles.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

Estágio I –Formação do Complexo Porto Nacional e Fm. Morro Do Aquiles - 2.20 A 2.12 Ga

No Paleoproterozoico, entre 2.20 e 2.12 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000), houve a formação das sequências vulcanossedimentares que atualmente são nomeadas como Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles, formadas em ambiente de arco de ilha (Figura 9.1), visto que os protólitos da unidade ortoderivada do Complexo Porto Nacional compõem série magmática contínua de basaltos a dacitos (Gorayeb, 1996).

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

Figura 9.1- Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do estágio I.

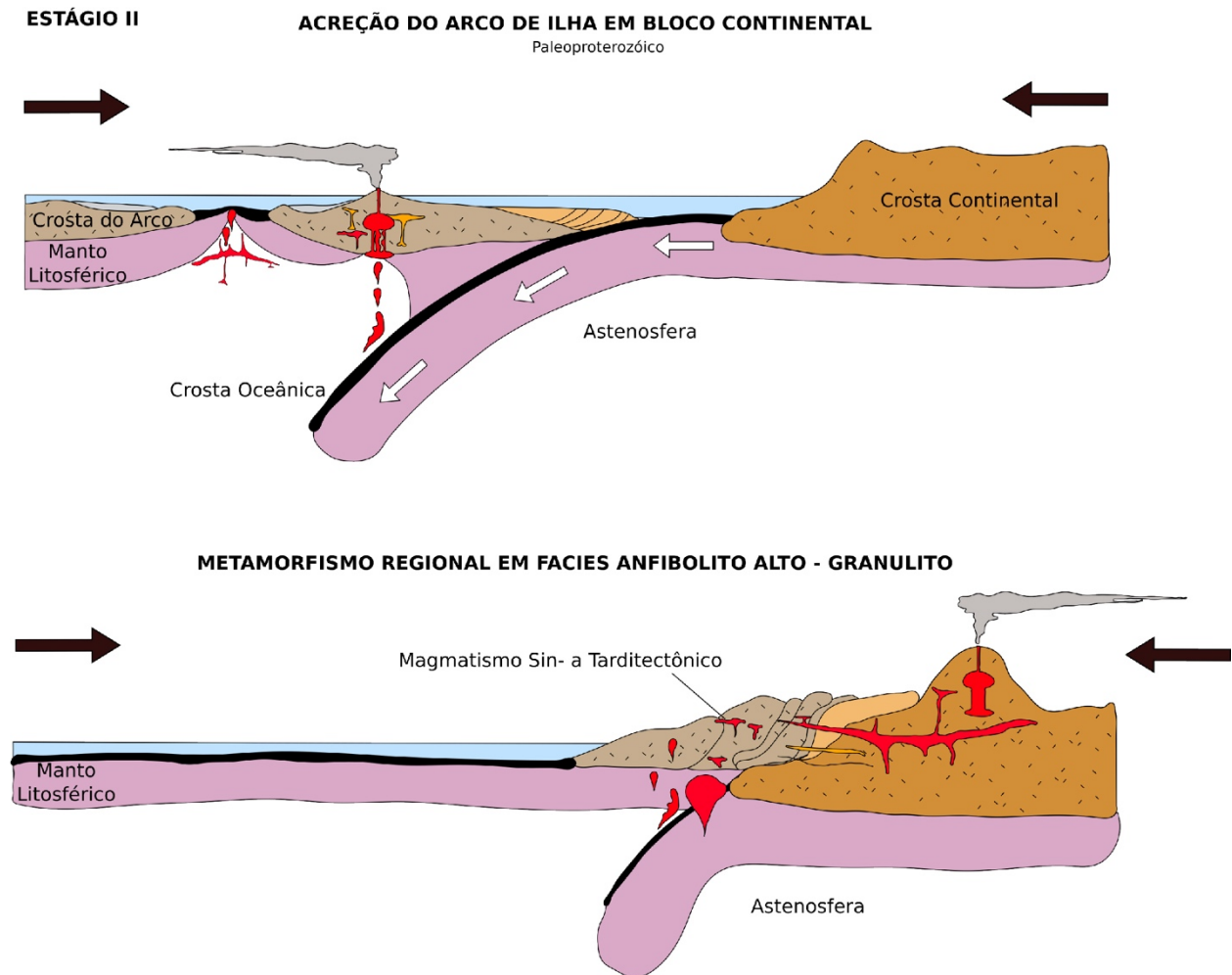


Estágio II – Orogenia Riacciana – 2.10 A 2.05 Ga

A manutenção do campo de tensões compressivas do estágio I resultou na gênese de orógeno acrecionário, envolvendo a colisão do arco de ilha com um paleocontinente (Figura 9.2). O amalgamento resultou em metamorfismo em fácies anfíbolito a granulito do Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles em 2.1 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000). Os granitos Torre, Manduca e Santana, sin- a tardi-orogênicos, foram gerados durante a colisão; o caráter peraluminoso, a fácies metamórfica anfíbolito e a deformação imposta evidenciam o ambiente tectônico e a cronologia da formação destes corpos.

Após a colisão, iniciou-se o desenvolvimento de arco continental. O magmatismo tipo I tardi-orogênico resultou na gênese das Suítes Santa Rosa e Ipueiras, entre 2.08 e 2.05 Ga. Atribuiu-se a influência de dois pulsos magmáticos em um mesmo evento tectono-térmico para a geração das suítes.

Figura 9.2- Desenho esquemático ilustrando a evolução crustal e metamorfismo com a progressão do estágio



Estágio III – Deposição da Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada

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

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

As similaridades com a Formação Monte do Carmo são um pouco mais numerosas, como a presença de quartzitos impuros com ocorrência de muscovita e plagioclásio e vulcanismo

associado; contudo também foram observadas diferenças como a presença de conglomerados polimíticos mapeados no PMC associados a Unidade Metavulcanossedimentar Indiferenciada.

Estágio IV –Orogenia Brasileira– 840 a 490 Ma

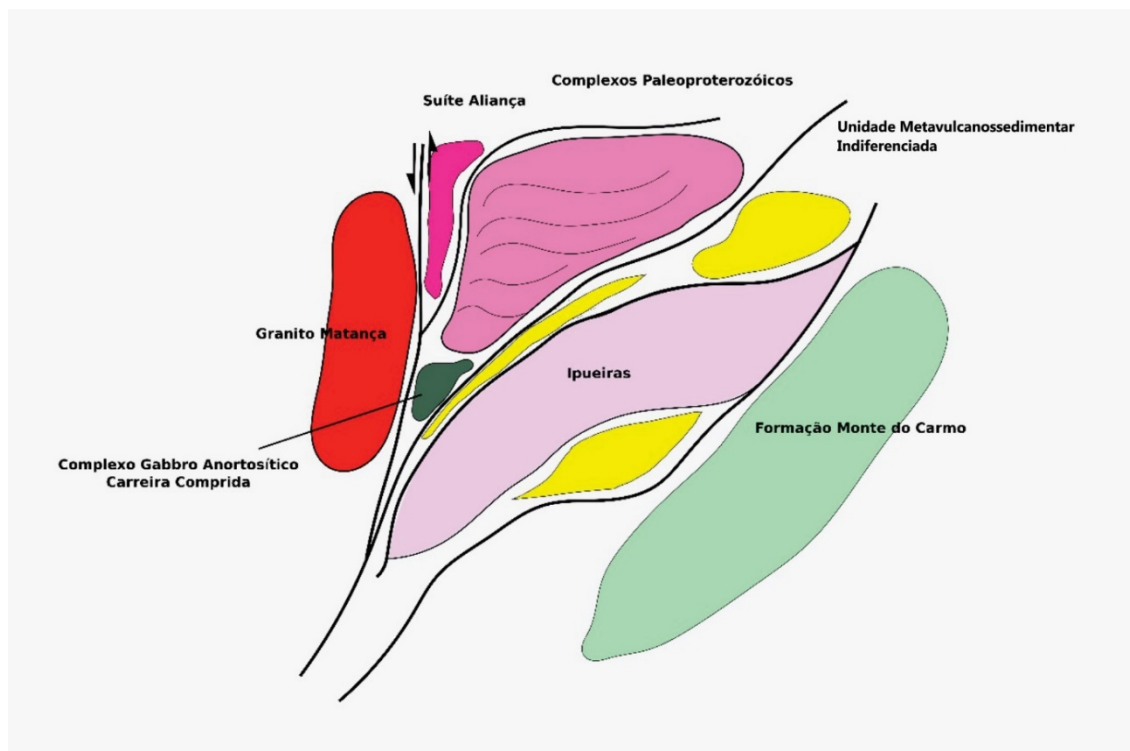
A colagem Orogênica Brasileira foi dividida em quatro pulsos distintos: a) eocriogeniana (840 – 750Ma); b) tardicriogeniana-eoediacarana (650 – 590 Ma); c) eo-médio ediacarana (ca. 590 – 560 Ma) e d) Orogenia cambriana (530 – 490 Ma) (Neves *et al.*, 2014). De modo que, para o contexto do Projeto, cabe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

A deformação durante o Neoproterozoico foi responsável pela reorientação e sobreposição de estruturas previamente deformadas durante o Ciclo Riachão. Essa deformação possui caráter progressivo e estaria associada a grandes falhas de rejeito direcional relacionadas ao LTB.

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

A leste do Rio Tocantins ocorre maior diversificação dos terrenos associadas as suítes vulcânicas de diferentes idades. Nele estão inseridas as de idade paleoproterozoicas já discutidas no estágio II desta evolução além de também contarem com suítes de idade neoproterozoica, as quais incluem a Formação Monte do Carmo e também intrusões máfico-ultramáficas.

Figura 9.3- Desenho esquemático ilustrando o modelo de evolução do contexto do Projeto Monte do Carmo.



As unidades neoproterozoicas no contexto do Projeto Monte do Carmo compreendem rochas das Suítes Lajeado, Matança e Gabroanortosítica Carreira Comprida, cujas intrusões poderiam estar relacionadas ao alívio de tensão ao longo das zonas de cisalhamento dúcteis extensionais, mecanismo discutido por Hutton *et al.* (1990).

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

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

Em relação às intrusões MUM, além das descritas por Lima (2008), foi individualizada na área XIV ocorrência de outro corpo, denominada Intrusão Máfica-Ultramáfica Marimbondo, com características muito semelhantes aos corpos anteriormente descritos, mas com maior

recristalização devida à grande influência da percolação de fluidos na Zona de Cisalhamento Areias, relacionados com o LTB

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

Estágio V – Bacia do Parnaíba e diques máficos

Posterior aos estágios descritos, já em momento de estabilização da Plataforma Pul-Americana, a subsidência da bacia remete aos eventos sin- e pós-tectônicos do Ciclo Brasileiro, responsável pela formação de grabens que se distribuem por toda a bacia, com eixos orientados de nordeste a norte. (Almeida e Carneiro, 2004).

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

Formação Jaicós

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

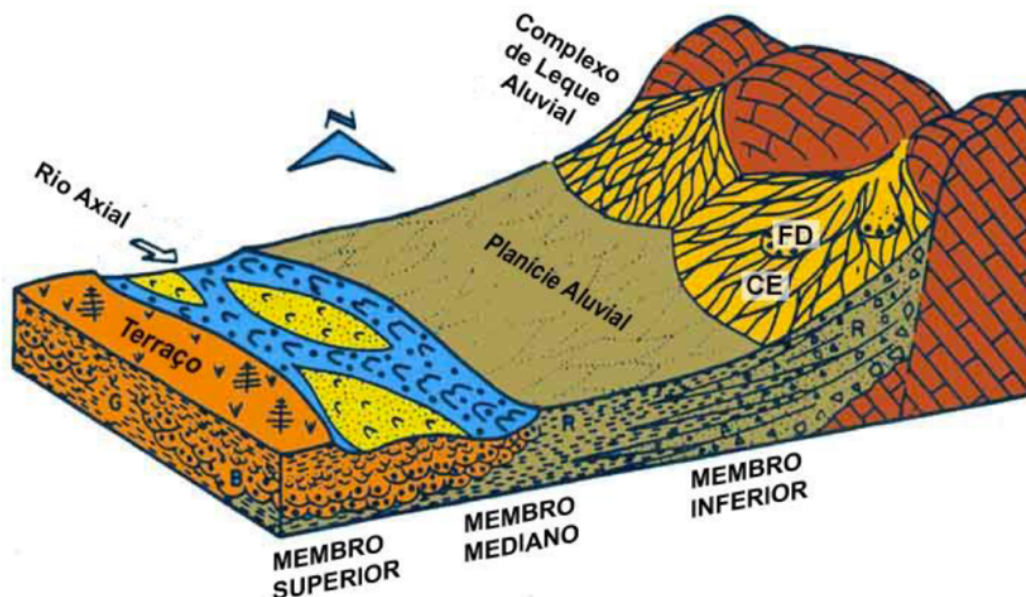
Associação 1 (S1): paraconglomerados e arenitos fino a médio com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte (Acc); arenitos bem selecionados com intercalações centimétricas de siltito (Al); arenitos grossos a médios e siltitos com laminação plano paralela e estratificações tangenciais, além de marcas de onda (At).

Associação 2 (S2): arenito avermelhado, médio a muito grosso, mal selecionado, com estratos cruzados acanalados a tabulares de médio a grande porte com grânulos no *foreset* (Aa); siltito roxo com *hummocky* e bioturbação (Sr).

A partir das associações de fácies descritas foram identificados 2 ambientes deposicionais distintos para a Formação Jaicós, sendo eles: leques aluviais e/ou fluvial entrelaçado. Estes ambientes caracterizam um sistema continental. A análise da sucessão vertical dessa unidade revela caráter episódico para a deposição das diferentes fácies, com variações no nível do aporte

sedimentar, marcado pela intercalação de níveis conglomeráticos, areníticos e pelíticos (Figura 9.4).

Figura 9.4- Modelo de leque aluvial chegando e sistema fluvial entrelaçado no eixo da bacia.



Fonte: Walker, 1998.

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

Formação Pimenteiras

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

As rochas da Formação Pimenteiras ocorrem ao longo de frentes escarpadas contínuas e aplainadas, o que dificulta o estudo em detalhe das fácies desta unidade na região. Desta forma, não se pode relacionar com precisão a relação estratigráfica destas fácies, apenas que elas ocorrem intercaladas ao longo da área. As principais fácies observadas foram arenitos ferruginosos mal selecionados e ritimitos constituídos pela intercalação de siltitos e argilitos com arenitos finos e

médios, com estratificações cruzadas *hummocky*. A presença de estruturas de ciclos oscilatórios e icnofácies do tipo *skolithos*, apesar de escassa quantidade de afloramentos, indica ao menos um ambiente para a deposição dos sedimentos, o *shoreface* médio a inferior.

Uma importante característica da Formação Pimenteiras é a presença de sedimentos ricos em ferro, denominados de *ironstones*. A origem e a forma de transporte deste ferro que se manifesta por meio das fases minerais goethita e hematita que cimentam as facies desta unidade ainda é controversa. De forma geral, existem duas hipóteses sobre a origem do ferro na Bacia do Parnaíba:

Grande concentração de ferro por processos de lateritização e condições favoráveis para remobilização de Fe até a bacia.

Crostras ferruginosas geradas devido a clima temperado e condições podzolizantes. Fragmentos destas crostas teriam sido transportados junto a sedimentos de rios. Porém, para que isso acontecesse, haveria de ocorrer a mudança brusca de um clima frio para tropical úmido (Amaro *et al.*, 2012).

Em ambas alternativas, o transporte de Fe seria favorecido por complexos úmicos e flúvico; podendo assim, supor a presença de ecossistemas lagunares redutores (Krachler *et al.*, 2010).

Amaro (2012) sugere que na formação dos *ironstones* houve tanto contribuição detrítica, como química, significando que além da precipitação marinha, foram aportados para a bacia produtos de erosão continental. Ao chegar ao oceano, o Fe em solução teria sido oxidado e precipitado, formando lâminas ferruginosas que substituem ou se misturam com o material pelítico do substrato.

Os diques NW-SE, E-W e NE-SW caracterizados na área do Projeto Monte do Carmo foram relacionados às formações Sardinha (FS), Mosquito (FM) e Oliveira (2017) descreve a FM e a FS como ocorrências basálticas correlacionadas principalmente às rochas originadas a partir do rifteamento do supercontinente Pangea e abertura do Oceano Atlântico no período Triássico/Jurássico e Cretáceo, respectivamente.

9.2. CONTEXTO EVOLUTIVO DA ÁREA I

A evolução tectônica proposta sugere regime tectônico dúctil, caracterizado por zonas de cisalhamento e falhas transcorrentes, em geral com cinemática sinistral. Na área I este padrão pôde ser observado na Zona de Cisalhamento Porto Nacional e na Falha Escola Brasil.

O bandamento gnáissico observado em rochas do Complexo Porto Nacional associado ao metamorfismo provavelmente desenvolveu-se ao longo da Orogenia Riacciana, uma vez que Gorayeb (1996) caracterizou o metamorfismo em fácies granulito como de idade

Área I

paleoproterozoica. Já no Neoproterozoico, sob influência da Orogenia Brasileira, presume-se a rotação e sobreposição das estruturas previamente geradas, incorrendo na reorientação conforme a direção NE/SW.

De modo a sintetizar a evolução tectônica da área I em correlação ao contexto regional, foi elaborado, a tabela 9.1 que qual relaciona as principais estruturas observadas com os estágios descritos neste capítulo.

Tabela 9.1- Síntese dos estágios descritos (E) e correlação com as estruturas observadas na área I.

	E I e E II- Orogenia Riacciana	E IV- Orogenia Brasileira	E V
Estilo	D1- Compressional	D2- Compressional	D3- Extensão
Idade	Riacciano	Neoproterozoico	Fanerozóico
Metamorfismo	Anfibolito a granulito	Anfibolito a xisto verde alto	-
Caráter	Dúctil	Dúctil e rúptil-dúctil	Rúptil
Estruturas geradas	Bandamentos gnaissicos e fusão parcial	Zonas de cisalhamento de rejeito direcional, com foliações miloníticas de alto ângulo	Juntas, falhas, abaulamento da bacia
Unidades afetadas	CPN	Reorientação da foliação de todas unidades	Todas as unidades

CAPÍTULO 10: DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

10.1 DISCUSSÃO

Embasamento Paleoproterozóico

As unidades do embasamento paleoproterozoico na região do Projeto Monte do Carmo são representadas por sequências meta-vulcanosedimentares submetidas a diferentes condições metamórficas. Gorayeb (1996) agrupa as rochas do embasamento em duas unidades litoestratigráficas: Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. Já Ribeiro & Alves (2017) agrupam todos os tipos petrográficos antes divididos em uma única unidade, o Complexo Porto Nacional.

Com grande densidade de dados de campo e análises petrográficas é possível separar estas unidades principalmente no que diz respeito a seu grau metamórfico. O Complexo Porto Nacional apresenta paragêneses e texturas indicativas de fácies granulitos e anfibolito alto, enquanto a Formação Morro do Aquiles apresenta principalmente assembleias indicativas de fácies anfibolito médio a xisto verde. É possível que estas sequências metavulcanosedimentares representem fácies diferentes de uma mesma bacia sedimentar paleoproterozóica metamorfizada em níveis crustais distintos.

As principais questões levantadas a respeito dos constituintes do embasamento serão abordadas a seguir:

Os granulitos máficos possuem três paragêneses distintas: uma paragênese de clinopiroxênio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, uma com granada, ortopiroxênio e clinopiroxênio e outra com uma fase de hornblenda que é produto de alteração dos piroxênios. Tais assembleias indicam, respectivamente: 1) equilíbrio em fácies granulito; 2) subsequente aumento de pressão e/ou diminuição da temperatura com pouca alteração da pressão e 3) reequilíbrio em grau mais baixo, com hidratação da rocha e formação de hornblenda por uralitização.

Gonditos foram inicialmente reportados na literatura como pertencentes à Formação Morro do Aquiles (Gorayeb 1996). Posteriormente, Ribeiro e Alves (1996) os incluem como parte do Complexo Porto Nacional. Apesar de ser incorporado ao Complexo Porto Nacional na parte oeste do Rio Tocantins, no qual ocorre associado a paragneisses e restritamente a ortogneisses. Na parte leste foi incorporado à Formação Morro do Aquiles associado a xistos grafitosos e feldspáticos.

Na unidade Morro do Aquiles são encontrados xistos, gnaisses orto e paraderivadas, anfibolitos e gonditos. A unidade foi cartografada na parte leste do Rio Tocantins e possui grau metamórfico que varia de xisto verde até anfibolito médio. O pico de metamorfismo ao qual estas rochas foram submetidas em fácies anfibolito, foi evidenciado pela presença de grafita nos

gonditos. A análise química dos gonditos indicam que estes têm fonte hidrotermal (*black smokers*) associado a *black shales* (evidenciado pelos xistos grafitosos).

Suíte Aliança:

As rochas pertencentes a esta unidade são de composição monzogranítica, granodiorítica, tonalítica e diorítica, ocorrendo gnaisses e metatexitos. Este conjunto foi indiscriminado nos trabalhos de Gorayeb (1996), ora como parte da FMA, ora como CPN. A unidade é muito similar a outras de idade paleo a mesoproterozoicas que ocorrem próximo a região, como o Complexo Rio dos Mangues. A assinatura geoquímica obtida na literatura, sugerem que este corpo é produto de magmatismo cálcioalcalino sin a tardiectônico associado a arco magmático continental. Para esta unidade foi obtida idade de 590 Ma, que corrobora com esta hipótese. Este trabalho mostra que as rochas incluídas na Suíte Aliança são metaluminosas. Os dados de campo mostram que a suíte é intrudida pelo Granito Matança e que são mais novas que o CPN, pois o grau metamórfico e de deformação é mais baixo, o que reforça a gênese desta unidade na Orogenia Brasileira.

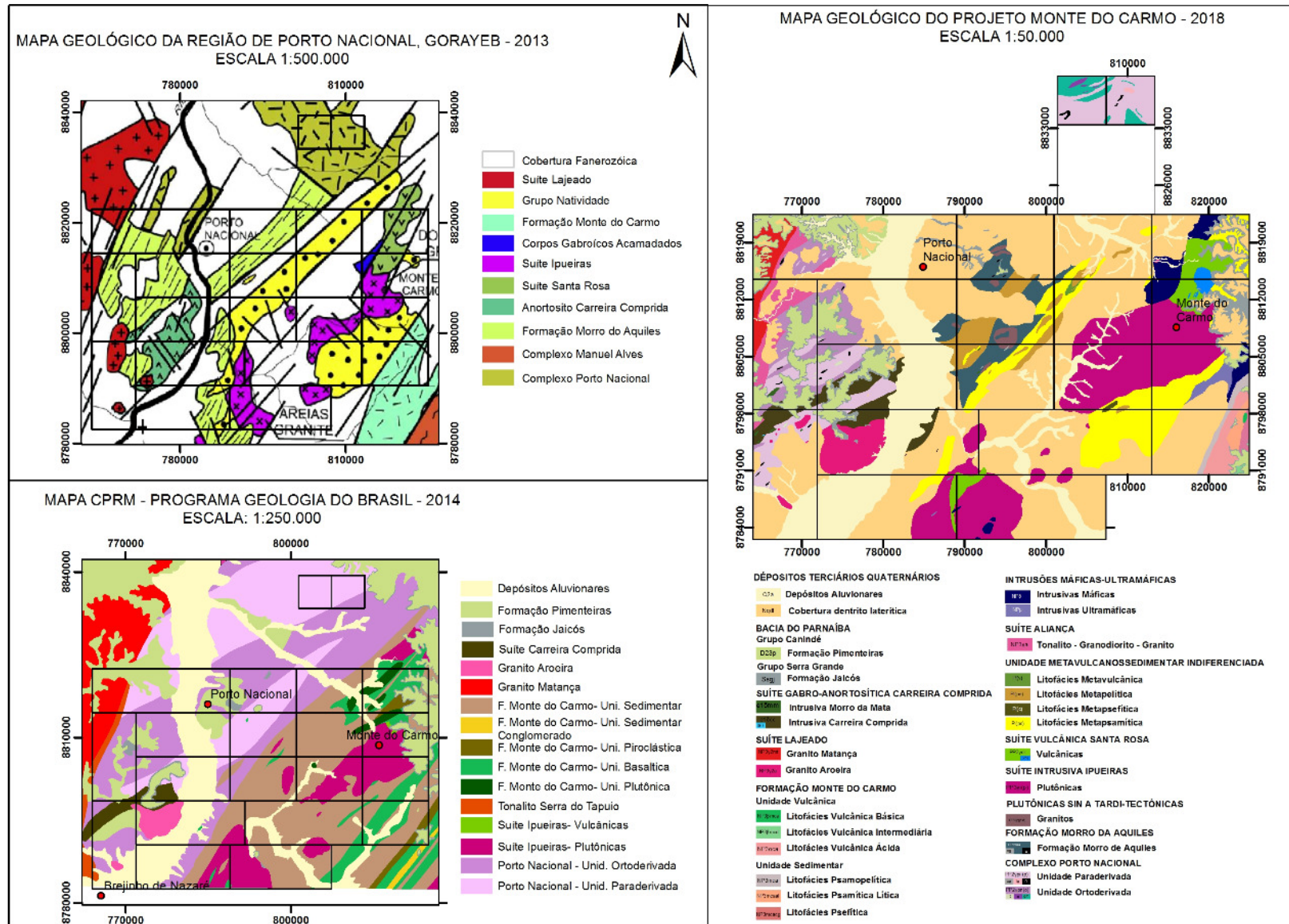
10.2 CONCLUSÕES

Por fim conclui-se obteve êxito em seu principal propósito, de confeccionar um mapa com maior detalhe da região (1:50.000). A figura 10.1 permite a comparação com os principais trabalhos de mapeamento geológico anteriormente realizados na região. Dentre as contribuições, cabe citar para área I:

- I. Contribuições sobre as paragêneses dos granulitos máficos fornecendo dados para discussões sobre processos metamórficos;
- II. Definição da Zona de Cisalhamento de Porto Nacional e Falha Escola Brasil;
- III. Detalhamento das rochas da Suíte Aliança principalmente relacionado ao controle estrutural realizado pela Zona de Cisalhamento de Porto Nacional;
- IV. Detalhamento dos contatos do Granito Matança, pertencente a Suíte Lajeado;
- V. Detalhamento das relações de contato entre as rochas orto e paraderivadas do Complexo Porto Nacional.

Área I

Figura 10.1- Mapas geológicos simplificados nos trabalhos regionais de Gorayeb *et al.*, (2013, Ribeiro & Alves (2017) e Projeto Monte do Carmo (2018)



Desta forma, sugere-se aprofundamento nas seguintes questões:

- 1) Posicionamento estratigráfico da Unidade Metavulcaossedimentar Indiferenciada por meio de análises geocronológicas e mapeamento em escala maior detalhe;
- 2) Definição formal da Suíte Vulcânica Santa Rosa, por meio de análises geocronológicas de U-Pb e geoquímica de elementos traço e ETR, definição de seção-tipo, área de abrangência, relações de contato e contextualização geotectônica;
- 3) Determinação geocronológica da Intrusão Máfico-Ultramáfica Monte do Carmo.
- 4) Estudo mais detalhado nas rochas da Formação Morro do Aquiles por meio de datação U-Pb e análises litogeoquímicas afim de determinar a idade do metamorfismo;
- 5) Estudos dos gonglitos associados a CPN e FMA para entendimento da sua ocorrência relacionado às unidades.

REFERÊNCIAS

- ANP-USP. 2006. **Aerolevantamentos Bacia do Parnaíba: TOMO II, área Parnaíba**. In: Relatório finais preliminares do “Levantamentos aerogeofísicos para a identificação de áreas com ocorrência potencial de petróleo e gás na Bacia do Parnaíba”. São Paulo, 30 de novembro de 2006.109p
- ALMEIDA, F. F. M. 1977. **Províncias Estruturais Brasileiras**. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Campina Grande: SBG. P.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. 2004. **Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.;
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **Brazilian Structural Provinces: An Introduction**. Earth Sci. Rev., n.17, p.1-29, 1981.
- 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, S.H.S. 2002. **Evolução Geológica das seqüências do Embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.
- ARCANJO, S.H.S. & MOURA C.A.V. 2000. **Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO)**. Revista Brasileira de Geociências, 30(4):665-670.
- ARCANJO, S. H. S.; ABREU, F. A. M.; MOURA, C. A. V. **Evolução Geológica das Sequências do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (To), Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.43, n.3, p.501-514, 2013.
- ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU F.A.M. 2000. **Paraguay and Araguaia Belts**. In: Cordani *et al.*, Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-194. Dardenne, m. a. The Brasília fold belt.
- BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A.; GOMES, F. A., HELMBOLD, R. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966.

- BARRADAS, J. A. S. 1993. **Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte do Carmo)**. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85p.
- BUCHER, K., GRAPES, R. 2011. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. 8th Edition. Springer, p.419.
- BEZERRA P. E., CUNHA B. C., IANHEZ A. C., POTIGUAR L. A., PITTHAN J. H., SOUZA J. R., MONTALVÃO R. M., SOUZA, A. M. 1981. **Associação plutono-vulcânica de Ipueiras**. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro Oeste, 1, Atas, p. 363-375.
- 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.
- CASTRO, R.T Tokuta; HORBE, A. M., Coimbra; ALMEIDA, Carolina Michelin de. **A crosta laterítica ferro-titanífera da Vila Nova Colina e a lateritização no sul de Roraima**. *Acta Amaz.* Manaus 46,n. 1,p. 47-60, mar. 2016.Disponível em <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S004459672016000100047&lng=pt&nr m=iso>. acessos em 30 nov. 2018. <http://dx.doi.org/10.1590/1809-4392201500993>.
- CHAVES C. L., GORAYEB, P.S.S., MOURA, C.A.V., 2008. **Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins**. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 366-378
- CORDANI U.G., PIMENTEL M.M., ARAÚJO C.E.G, BASEI M.A.S, FUCK R.A., GIRARDI V.A.V. 2013A. **Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil**. *American Journal of Sciences*, 313:517-539.
- CORDEIRO P. F. O., Oliveira C. G. O. 2017. **The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2-2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil**. *Precambrian Research*, 298: 403-420.
- CORREIA C.T., GIRARDI V.A.V., TASSINARI, C.C.G.; JOST H. 1997. **Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and**

considerations regarding its tectonic evolution. Revista Brasileira de Geociências, p. 163-168, 1997.

COSTA, L.A.M.; 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.** Conv. DNPM/CPRM/PROSPEC, Rel. Final, Rio de Janeiro.

COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S. de S; BEERGUY, R. L.; GAMA Jr.,T; KOTSCGOUGEY, B.; LEMOS, R.L 1983. **Projeto Paraíso do Norte.** Belém:Conv: MEC/UFPA/CVRD, p. 125.

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

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

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.

Debon, F. & Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 73, 135–149.

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

DEBON, F. & LE FORT, P., 1983: **A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations.** Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 73, 135–149.

Ferreira F. J. F., Weihermann J. D., Barão L. M., Fedalto G., Castro L. G., Stevanato R. 2016. **Gamaespectrometria Aérea e sua Aplicação na Cartografia Geológica.** In: Nadalin R. J. (eds.) Tópicos Especiais em Cartografia Geológica. 2ª edição, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 303-335p.

- FIGUEIREDO, A.M. & RAJA-GABAGLIA, G.P. **Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileira.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 16(4): 350-369, 1986.
- FRASCA, A. A S.; LIMA, H. A.; MORAES, L.L. R. RIBEIRO, P. S. E. 2010. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi: SC.22- Z-D, Tocantins.** Goiânia: CPRM. Programa de Geologia do Brasil - PGB; Projeto Sudeste do Tocantins.
- FUCK, R.A. **A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins.** In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Atas, p. 184-187, 1994
- FUCK, R. A., DANTAS, E. L., PIMENTEL, M. M., BOTELHO, N. F., JUNGES, S. L., HOLLANDA, M. H. B. M., ... & ARMSTRONG, R. (2002). **Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb.** SBG, Congr. Bras. Geol, 41, 308.
- GÓES, A.M. DE O. & FEIJÓ, F.J. 1994. **Bacia do Parnaíba.** Boletim de Geociências da Petrobrás, 8:57-67.
- GORAYEB, P.S.S. **Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO.** Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, p. 262, 1996.
- GORAYEB P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., LOBO, L, R, S., 2013. **Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust.** Journal of South American Earth Sciences 45, p. 278-292.
- GORAYEB, P.S.S., COSTA, J.B.S., LEMOS, R.L., GAMA Jr. T., BEMERGUY, R.L., HASUI, Y., 1988. **O Pré- Cambriano da Região de Natividade, GO.** Rev. Bras. Geoc., 18: 391-397.
- GORAYEB P. S. S., MOURA, C. A. V., BARROS, G. R., 2000. **Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil.** Revista Brasileira de Geociências, 30, p.215-224.
- 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.

HUTTON, D. H.; DEMPSTER, T. J.; BROWN. **A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional tectonic zones**. Nature, Vol 343, 1 Feb 1990.

Indicadores sociais, indicadores de desenvolvimento e índice de desenvolvimento humano municipal (IDHM) - 2010. Disponível em <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/to/porto-nacional> (acessado em 10/06/2018).

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. Síntese de indicadores sociais: Uma análise das condições de vida da população brasileira 2010. Rio de Janeiro: IBGE, 2010. Disponível em: www.ibge.gov.br/censo2010 (Acessado em 10/06/2018)

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.

KEAREY P., BROOKS M., HILL I. 2009. **Geofísica de exploração**. Ed. Oficina de textos, 438 p. Lacerda Filho J.V. *et al.* 1999. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e do Distrito Federal – Relatório do Mapa Geológico do Estado de Goiás – Escala 1:500.000. Goiânia: CPRM/METAGO/UnB.

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

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, 300-317.

MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M., 1989: **Tectonic discrimination of granitoids**. Geological Society of America Bulletin 101, 635–643.

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.

- MAIA, J. G. D. A. 2016. Caracterização da mineralização aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta, município de Monte do Carmo (TO). Dissertação de Mestrado – Instituto de Geociências, UnB.
- MEIRELES, H. P.; Xavier, R. P.; HASUI, Y.; KOTSCHOUBEY, B. 1995. Geologia e ocorrências auríferas da área do Morro do Lajeado, Porto Nacional - To Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) - Universidade Federal do Pará.
- MOORE, B. 1963. **Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro.** Petrobrás-DEPEX, Relatório n° 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.
- Neves, B. B. D. B., Fuck, R. A., & Pimentel, M. M. (2014). **The Brasiliano collage in South America: a review.** Brazilian Journal of Geology, 44(3), 493-518
- PASSCHIER, C. W., & TROUW, R. A. J. 2005. **Microtectonics**, 366 pp.
- 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., 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 Resarch, 52:321-335.
- PRAXEDES, I. F. 2015. **Lineamento transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília.** Dissertação Mestrado em Geociências - Universidade de Brasília.
- 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.
- RAMSAY, J. 1967. **Folding and fracturing of rocks.**

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.

SHAND, S.J., 1943. **The eruptive rocks**: 2nd edition, John Wiley, New York, 444 p.

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

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

Slack, J.F.; Shaw, D.R.; Leitch, C.H.B.; Turner, R.J.W. 2000. **Tourmalinites and coticles from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit and vicinity, British Columbia**: geology, geochemistry, and genesis apud Dreher, A. M., Fraga, L. M. , Ragatky, D, Grazziotin, H, Reis, N. J. O GRUPO CAUARANE na FOLHA VILA de TEPEQUÉM, RORAIMA. Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, Manaus, Amazonas, 2009.

SEPLAN, 2017: **Síntese da Compartimentação da Paisagem**. In: Zoneamento ecológico-econômico do estado do Tocantins. Subsídios ao planejamento da gestão territorial. 6a ed. Secretaria de Planejamento e Assuntos Econômicos Palmas. 364 p. Disponível em <<https://central3.to.gov.br/arquivo/392014/>> Acesso em: 08 de Junho de 2018.

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

SOARES, P.C.; FIORI, A.P. 1976, **Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia**. Notícias Geomorfológicas, no 6, V (32).p. 71-104.

STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R., & SCHMID, S. M. 2002. **Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions**. Geological Society, London, Special Publications, 200(1), 171-190. In: Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics*, 366 pp.

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.

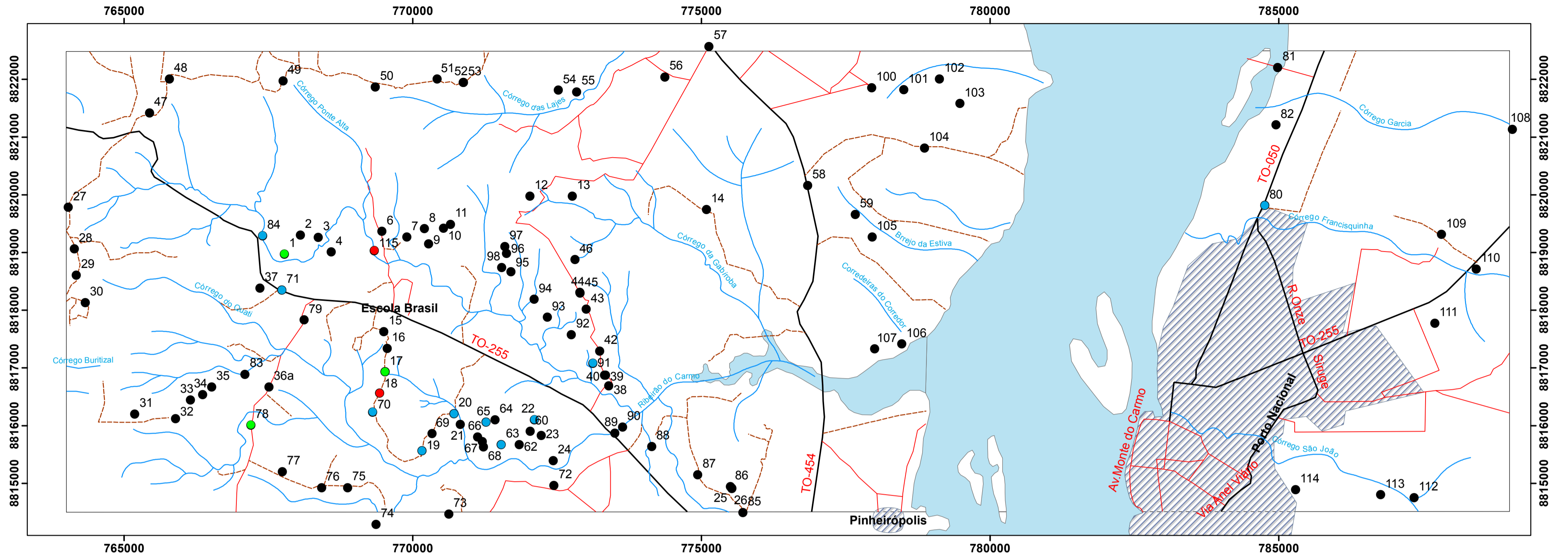
VAZ, P. T. *et al.* **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263, 2007.

YARDLEY, B. W. D. 1989. **An Introduction to Metamorphic Petrology**. Harlow: Longman, New York, p.248.

ANEXOS – EM CD ROM

- I. Banco de dados ArcGis
- II. Dados de Geoquímica
- III. Fichas Petrográficas
- IV. Geofísica e Mapas Base
- V. Mapa Geológico
- VI. Pontos Descritos e Amostrados

Mapa de Pontos Descritos e Amostrados - Área I



Legenda

- Lâmina e Geoquímica
- Lâmina
- Geoquímica
- Afloramentos Descritos

*A numeração dos pontos inclui o prefixo TF18_I_



1:50.000

Datum - SIRGAS 2000 Zona 22S
Projeção : UTM

Convenções Cartográficas

- Drenagens
- Rodovias
- Vias Não Pavimentadas
- - - Trilhas
- ▨ Mancha Urbana