



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA  
INSTITUTO DE GEOGRAFIA  
CAMPUS MONTE CARMELO  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



JOÃO VICTOR OLIVEIRA CUNHA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DE MIGMATITOS DA  
ZONA INTERNA DA FAIXA BRASÍLIA-CASCALHO RICO, MG.**

**Monte Carmelo - MG**

**2023**

JOÃO VICTOR OLIVEIRA CUNHA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DE MIGMATITOS DA  
ZONA INTERNA DA FAIXA BRASÍLIA-CASCALHO RICO, MG.**

Trabalho de Conclusão de Curso II para obtenção  
do título de Bacharel em Geologia pela  
Universidade Federal de Uberlândia, *campus*  
Monte Carmelo.

Orientador: Prof. Drº Marco Antônio Delinardo  
da Silva

Monte Carmelo - MG

2023



## UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

Instituto de Geografia

Avenida João Naves de Ávila, 2121 - Bairro Santa Mônica, Uberlândia-MG, CEP 38400-902

Telefone: 34-3239-4169 - Bloco 1H - Sala 1H18A



### ATA DE DEFESA - GRADUAÇÃO

Curso de Graduação em:	Geologia				
Defesa de:	Trabalho de Conclusão de Curso II - IGUFU32017				
Data:	02/03/2023	Hora de início:	14h00min	Hora de encerramento:	15h50min
Matrícula do Discente:	31721GLG009				
Nome do Discente:	João Victor Oliveira Cunha				
Título do Trabalho:	Mapeamento geológico e petrografia de migmatitos da Zona Interna da Faixa Brasília, Cascalho Rico, MG				
A carga horária curricular foi cumprida integralmente?	<input checked="" type="checkbox"/> Sim <input type="checkbox"/> Não				

Reuniu-se de forma remota pela plataforma MS Teams, a Banca Examinadora, composta pelo Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva (orientador e presidente da banca examinadora), docente do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, pelo Doutorando Igor de Camargo Moreira, pesquisador do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas e pelo Prof. Dr. Luciano Alessandretti, docente do Instituto de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, e o discente João Victor Oliveira Cunha.

Iniciando os trabalhos, o presidente da mesa, Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva, apresentou a Comissão Examinadora e o candidato, agradeceu a presença do público e concedeu ao discente a palavra para a exposição do seu trabalho. A duração da apresentação do discente e o tempo de arguição e resposta foram conforme as normas do curso.

A seguir o senhor presidente concedeu a palavra aos examinadores externo e interno, que passaram a arguir o candidato. Ultimada a arguição, que se desenvolveu dentro dos termos regimentais, a banca, examinadora em sessão secreta, atribuiu o resultado, considerando o candidato:

Aprovado com Nota [85]

Reprovado com Nota []

Nada mais havendo a tratar foram encerrados os trabalhos. Foi lavrada a presente ata que após lida e achada conforme foi assinada pela Banca Examinadora.



Documento assinado eletronicamente por **Marco Antonio Delinardo da Silva, Professor(a) do Magistério Superior**, em 08/03/2023, às 09:30, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



Documento assinado eletronicamente por **Luciano Alessandretti, Professor(a) do Magistério Superior**, em 08/03/2023, às 09:31, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).

---



Documento assinado eletronicamente por **Igor de Camargo Moreira, Usuário Externo**, em 08/03/2023, às 09:56, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).

---



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site [https://www.sei.ufu.br/sei/controlador\\_externo.php?acao=documento\\_conferir&id\\_orgao\\_acesso\\_externo=0](https://www.sei.ufu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **4318939** e o código CRC **83484247**.

---

## **AGRADECIMENTOS**

A realização deste trabalho é fruto de incentivo e muito apoio de diversas pessoas que estiveram presente em minha vida, dentro e fora da universidade.

Agradeço primeiramente e intensamente ao meu pai, Seu João, que além de contribuir no meu desenvolvimento físico e intelectual, é meu patrocinador master, amigo, mãe e o principal fomentador das minhas ideias e escolhas mirabolantes. A construção do meu sonho só é possível pelo seu apoio, obrigado por não medir esforços para me ajudar. Em memória de minha mãe Ilda, que não tive a oportunidade de apresentar meus interesses geocientíficos, mas que junto ao meu pai foi base para minha educação. Amo vocês!!

A todos meus familiares, em especial minha vó Dona Antônia, minhas tias Regina e Izildinha, meus “tios/primos” Karina e Mario, “mãedrastra” Mariângela, obrigado pelo apoio.

Ao meu orientador, professor Marco Antônio Delinardo da Silva, por todos os ensinamentos, atenção, paciência e puxões de orelha. Obrigado por me mostrar a direção nesta pesquisa, pela oportunidade de trabalhar ao seu lado e nunca deixar de me apoiar, instigar e estimular com suas ideias. Você é inspiração!

A todo o corpo docente do curso de geologia da Universidade Federal de Uberlândia, por todos os conhecimentos compartilhados. Agradecimento em especial a professora Pamela Pavanetto, que me orientou em campo e na construção deste trabalho.

A Prefeitura Municipal de Cascalho Rico, em especial ao secretário Dário, por custear as diárias e alimentação durante os dias de campo. A FAPEMIG, pelo financiamento do projeto de pesquisa.

Aos examinadores da banca, Luciano Alessandretti e Igor Moreira, pelas correções e sugestões que atribuíram a este trabalho.

E por fim, a todos meus amigos que fiz durante a graduação pelas conversas e apoio em momentos conturbados e descontraídos. Agradecimento em especial aos meus companheiros de campo e laboratório, Mariana e Fernando. Obrigado pelas orientações e vivência durante as pesquisas, vocês são incríveis! Aos meus amigos Ivan, Michele, Nataly, aos membros do B.D.P, em especial, Marcelo, Geninho, Tufim, Igor e Paiero. Agradecimento pela vivência e bobeira do dia a dia aos meus companheiros de casa, Vittor e Fillipe. Aos meus amigos de Rio Preto, Silvério, Victor, Pedro e Custódio.

Muito Obrigado!!

## RESUMO

Migmatitos são rochas geradas a partir de fusão parcial durante o metamorfismo de médio a alto grau na região da crosta inferior à média nos continentes. O mapeamento geológico e a petrografia destas rochas são importantes para reconhecimento dos processos que estão associados a transferência de massa entre as camadas (inferior, média e superior) da crosta continental. O estudo dos migmatitos torna-se possível com a exumação das rochas em eventos sin e pós orogênicos. Durante a fusão parcial, as rochas são submetidas a condições de pressão e temperatura específicas, que podem ser reconhecidas por meio da caracterização de feições de primeira e segunda ordens e da petrografia dos migmatitos. Essas rochas reconhecidas zona interna da Faixa Brasília, centro-sudeste da Província Tocantins, ocorrem em meio a uma Faixa de Ortognaisses e Granulitos justapostas ao Grupo Araxá. Apesar das diversas ocorrências de migmatitos associados a estas porções da Faixa Brasília Meridional, a caracterização dos processos de fusão parcial nestas rochas ainda representa uma grande lacuna do conhecimento. Este trabalho traz como debate principal a caracterização da fusão parcial nos migmatitos da região de Cascalho Rico, MG. Para isso foi realizado um mapeamento geológico regional com enfoque na descrição de granulitos máficos que desenvolvem estruturas migmatíticas. A análise dos migmatitos foi focada na identificação das morfologias de primeira e segunda ordens, além da petrografia em luz transmitida e refletida, que permitiu a definição de texturas relacionadas ao processo de fusão parcial. Neste contexto, foi possível caracterizar as reações que conduziram a fusão parcial e estimar as condições de pressão e temperatura ocorrida no processo.

**Palavras-chave:** Faixa Brasília; Migmatitos; Fusão parcial; Caracterização morfológica; Petrografia

## ABSTRACT

Migmatites are rocks generated from partial melting during medium-to-high-grade metamorphism in the lower-than-average crust region on continents. The geological mapping and petrography of these rocks are important for the recognition of the processes that are associated with the transfer of mass between the layers (lower, middle and upper) of the continental crust. The study of migmatites becomes possible with the exhumation of rocks in syn and post orogenic events. During partial melting, the rocks are kept at specific pressure and temperature conditions, which can be recognized through the characterization of first and second order features and petrography of the migmatites. The migmatites of the internal zone of the Brasilia Belt, in the center-southeast of the Tocantins Province, occur in the middle of a Belt of Orthogneisses and Granulites juxtaposed to the Araxá Group. Despite the various occurrences of migmatites associated with these portions of the Southern Brasília Belt, the characterization of partial melting processes in these rocks still represents a large gap in knowledge. This work brings as its main debate the characterization of partial melting in the migmatites of the region of Cascalho Rico, MG. For this, a regional geological mapping was carried out with a focus on the description of mafic granulites that develop migmatitic structures. The analysis of the migmatites was focused on the identification of the first and second order morphologies, in addition to the petrography in transmitted and reflected light, which allowed the definition of textures related to the partial melting process. In this context, it was possible to characterize the reactions that led to partial melting and estimate the pressure and temperature conditions that occurred in the process.

Keywords: The Brasília Belt; Migmatites; Partial melting; Morphological characterization; Petrography

## ÍNDICE DE FIGURAS

- FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO. .... 15
- FIGURA 2: LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DESTE TRABALHO SOBRE A GEOLOGIA DA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL LOCALIZADO NO CONTEXTO DAS PROVÍNCIAS CRUSTAIS DA PLATAFORMA SUL-AMERICANA (CANTO SUPERIOR DIREITO). *ORGANIZAÇÃO DAS UNIDADES NA LEGENDA NÃO REPRESENTA A ORGANIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA.* ..... 20
- FIGURA 3: A) AFLORAMENTO TÍPICO DA UNIDADE MARCADA POR UMA ROCHA BEM INTEMPERIZADA. B) GRT-BT-KFS-MS GNAISSE DE GRANULAÇÃO GROSSA MARCADO PELA FOLIAÇÃO ANASTOMOSADA ENVOLVENDO PORFIROBLASTOS DE GRANADA CARACTERIZANDO A TEXTURA PORFIROBLÁSTICA. C) *BOUDINS* DE ANFIBOLITO EM MEIO A FOLIAÇÃO ANASTOMOSADA. D) BOLSÕES LEUCOCRÁTICOS DE COMPOSIÇÃO QUARTZO-FELDSPÁTICA ENVOLVIDOS PELA FOLIAÇÃO DO PARAGNAISSE. E) MS-XISTO COM FOLIAÇÃO CONTÍNUA E PARALELA QUE DESENVOLVE UMA TEXTURA LEPIDOBELÁSTICA. F) BOLSÃO LEUCOCRÁTICO EM MEIO A FOLIAÇÃO ANASTOMOSADO DO MS-XISTO. PRESENÇA DE CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO. PONTO EGJMM28. GRT: GRANADA; QTZ: QUARTZO; KFS: K-FELDSPATO; PLG: PLAGIOCLÁSIO. (WHITNEY E EVANS, 2010) ..... 34
- FIGURA 4:A) PRINCIPAL MODO DE OCORRÊNCIA DO BT-METAGRANITO, BLOCOS IN SITU. B) AMOSTRA DE MÃO DO BT-METAGRANITO HOLOLEUCOCRÁTICO DE GRANULAÇÃO FINA CARACTERIZADA PELA TEXTURA PORFIROBLÁSTICA, A PRINCIPAL DA ROCHA. C) CONTATOS DIFUSOS E TRANSICIONAIS ENTRE O BT-METAGRANITO E O ANFIBOLITO SEPARADOS POR UMA SESSÃO HOLOLEUCOCRÁTICA QUE CONCENTRA BOLSÕES DE LEUCOSSOMA COM COMPOSIÇÃO QUARTZO-FELDSPÁTICA. D) FOLIAÇÃO MILONÍTICA DESENVOLVENDO SOBRE O BT-METAGRANITO LEVANDO AO DESENVOLVIMENTO DE UM PROTOMILONITO – PONTO E) MACROCRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO ROTACIONADOS EM ROCHA COM GRANULAÇÃO GROSSA PONTOS:EGJMP21, EGJMP-03 E EGJMP23 ..... 36
- FIGURA 5: SEÇÃO EGJMM28B A) PORFIROCLASTOS DE PLAGIOCLÁSIO EM MEIO A MATRIZ ORIENTADA SEGUNDO A FOLIAÇÃO SM, MARCADA PELOS CRISTAIS DE BIOTITA E QUARTZO RECRISTALIZADO - NICÓIS CRUZADOS. B) CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO DEFORMADOS, COM MACLAS DO TIPO ALBITA, NO CENTRO DA IMAGEM CIRCUNDADO POR FITAS DE BIOTITA E QUARTZO RECRISTALIZADO – NICÓIS CRUZADOS C) NO CENTRO DA IMAGEM UM CRISTAL DE QUARTZO RECRISTALIZADO EM SUBGRÃOS DO TIPO *CHESSBOARD* – NICÓIS CRUZADOS D) TEXTURA PORFIROBLÁSTICA CARACTERÍSTICA DO LITOTIPO – NICÓIS DESCRUZADOS. QTZ:



QUARTZO; PL: PLAGIOCLÁSIO; BT: BIOTITA; MS: MUSCOVITA (WHITNEY E EVANS, 2010).....	38
FIGURA 6: A) MODO DE OCORRÊNCIA DO KFS-MS-MILONITO B) AMOSTRA INTEMPERIZADA DO KFS-MS-MILONITO MARCANDO A FOLIAÇÃO CONTINUA E ANASTOMOSADA COM PORFIROBLASTOS DE GRANADA EM MEIO A FOLIAÇÃO. PONTO EJMM-81 .....	39
FIGURA 7: A) GRT-METAGRANITO AFLORANDO EM BLOCOS ROLADOS EM TOPO DE MORRO. B) PORFIROBLASTOS DE GRANADA SENDO SUBSTITUÍDOS POR BIOTITA AO LADO DE BOLSÕES LEUCOCRÁTICOS. C) FOLIAÇÃO MILONÍTICA EVIDENCIADA PELA ROTAÇÃO DOS PORFIROCLASTOS DE PLAGIOCLÁSIO EM MEIO A FOLIAÇÃO ANASTOMOSADA. D) <i>BOUNDIN</i> DE ANFIBOLITO EM MEIO A FOLIAÇÃO ANASTOMOSADA DO LITOTIPO E) DETALHE DA FIGURA 6 – D, ONDE SÃO EVIDENCIADOS BOLSÕES LEUCOCRÁTICO DE COMPOSIÇÃO QUARTZO-FELDSPÁTICA. EJMM90, EGJMP02. ....	40
FIGURA 8: A E B) MODO DE OCORRÊNCIA DOS AFLORAMENTOS DA UNIDADE SEDIMENTAR. EM A MATAÇÕES DO ARENITO MARCAM A ESTRATIFICAÇÃO PLANO PARALELA DA ROCHA. EM “B”, BLOCOS AFLORAM NA ALTA VERTENTE. C) AMOSTRA ENFATIZANDO A CAPA OXIDADA GERADA PELO INTEMPERISMO DE COLORAÇÃO MARROM ESCURA. OS CRISTAIS DE FINOS DE QUARTZO TAMBÉM POSSUEM COLORAÇÃO OCRE AVERMELHADA DEVIDO A OXIDAÇÃO. PONTOS: EGJMM16 .....	41
FIGURA 9: A) DIATEXITO DO TIPO <i>SCHOLLEN</i> , COM LEUCOSSOMA DE COMPOSIÇÃO QUARTZO-FELDSPÁTICA DE GRANULAÇÃO GROSSA. B) ESTRUTURA DO TIPO <i>PATCH</i> EM METATEXITO. O LEUCOSSOMA DESENVOLVE EM FORMA DE MANCHAS EM MEIO A FOLIAÇÃO DA ROCHA. C) PALEOSSOMA INTERBOUDINADO EM MEIO A LEUCOSSOMA QUE GERA ESTRUTURA DO TIPO REDE. D) LEUCOSSOMAS SÃO ENCONTRADOS EM MEIO A FOLIAÇÃO DO PALEOSSOMA E LOCALMENTE SE CONECTAM GERANDO PADRÕES EM REDE. PONTOS EGJMP27- EGJMM29 .....	42
FIGURA 10: A) METATEXITO DO TIPO ESTROMÁTICO, MARCADO POR BANDAS PARALELAS DE LEUCOSSOMA QUE ESTÃO DISPOSTOS EM MEIO A FOLIAÇÃO GNÁISSICA. B) A ROCHA APRESENTA ESTRUTURA ESTROMÁTICA, SEMELHANTE A FIGURA “A”. SEU DIFERENCIAL É A PRESENÇA DE BIOTITAS JUNTO COM AS HORNBLENDAS NO MELANOSSOMA DA ROCHA. C) DIATEXITO DO TIPO <i>SCHOLLEN</i> . A PARTE FUNDIDA REPRESENTADA PELO LEUCOSSOMA É DOMINANTE SOBRE O PALEOSSOMA MÁFICO. AS PORÇÕES QUE RESTAM DO PALEOSSOMA “FLUTUAM” NA PARTE LEUCOCRÁTICA EM FORMA DE “JANGADAS”, CARACTERIZANDO O TIPO DA ESTRUTURA. D) CONCENTRADO DE HORNBLENDA DE GRANULAÇÃO MAIS GROSSA	

MARCAM O MELANOSSOMA QUE É SEGREGADO DA PARTE LEUCOCRÁTICA. PONTOS EJMM-57, EGJMM09 E EGJMP 30. QTZ: QUARTZO; Kfs: K-FELDSPATO; HBL: HORNBLENDA; BT: BIOTITA (WHITNEY E EVANS, 2010).....44

FIGURA 11:A) AFLORAMENTO DOS DIOPSÍDIO-GRANULITO EM BLOCOS NA MÉDIA VERTENTE. B) AMOSTRA DO LITOTIPO COM BORDAS DE ALTERAÇÃO NA PORÇÃO EXTERNA DA ROCHA DEVIDO O INTEMPERISMO. É POSSÍVEL OBSERVAR A FOLIAÇÃO GNÁISSICA PENETRATIVA MARCADA PELA ORIENTAÇÃO DOS CRISTAIS DE HORNBLENDA. C) EM MEIO A FOLIAÇÃO OCORREM PEQUENOS “PONTINHOS” PRETOS QUE MARCA A PRESENÇA DE BIOTITA JUNTO AS HORNBLENDAS E PLAGIOCLÁSIOS. D) BOLSÕES DE COMPOSIÇÃO QUARTZO-FELDSPÁTICA QUE OBLITERAM A FOLIAÇÃO GNÁISSICA DO DIOPSÍDIO-GRANULITO. PONTOS EJMM 59, EGJMP31, EGJMP 30 E EGJMP 27 .....46

FIGURA 12: A) CRISTAIS DE HORNBLENDA VERDE EM CONTATOS POLIGONAIS COM OUTRAS HORNBLENDAS COM INCLUSÕES DE BIOTITA TITANÍFERA – NICÓIS CRUZADOS. B) ENTRE OS CRISTAIS SUBÉDRICOS DE HORNBLENDA HÁ UM *POOL* DE FELDSPATO SAUSSURITIZADO, MARCADO PELOS CONTORNOS ELIPSOIDAIS. – NICÓIS CRUZADOS. C) K-FELDSPATO EM FORMA DE CÚSPIDE ALOCADO EM MEIO DE HORNBLENDA QUE FAZEM CONTATO POLIGONAIS ENTRE SI – NICÓIS CRUZADOS. D) EM LUZ TRANSMITIDA, ILMENITAS SUBÉDRAIS PODEM SER RECONHECIDAS. E) EM MEIO AOS CRISTAIS DE HORNBLENDA, CRISTAIS DE DIOPSÍDIO TEM CONTATO IRREGULAR COM ENSTATITA E OS ANFIBÓLIOS. NICÓIS CRUZADOS F) SUBSTITUIÇÃO DAS HORNBLENDAS POR CLORITA – NICOIS CRUZADOS. SEÇÃO EGJMM 28C. Kfs: K-FELDSPATO; HBL: HORNBLENDA; PLG: PLAGIOCLÁSIO; EN: ENSTATITA; DI: DIOPSÍDIO; ILM: ILMENITA; CHL: CLORITA (WHITNEY E EVANS, 2010).....48

FIGURA 13: A) SEGREGAÇÃO DO MELANOSSOMA (BIOTITA + GRANADA) E DO LEUCOSSOMA (PLAGIOCLÁSIO). NICOIS CRUZADOS. B) SUBSTITUIÇÃO DOS FELDSPATOS POR CLORITA – NICOIS CRUZADOS. C) HORNBLENDA MARROM SENDO SUBSTITUÍDA POR BIOTITA TITANÍFERA – NICÓIS DESCRUZADOS D) CONTATO AMEBOIDE DA BIOTITA TITANÍFERA COM CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO. EM MEIO AOS PLAGIOCLÁSIOS SÃO INCLUÍDOS CRISTAIS DE BIOTITA. PORÇÃO QUE DEMONSTRA A SEGREGAÇÃO DO MELANOSSOMA COM O LEUCOSSOMA – NICÓIS CRUZADOS E) CRISTAIS DE QUARTZO JUNTO COM PLAGIOCLÁSIOS, SAUSSURITIZADOS E DEFORMADOS, MARCANDO O LEUCOSSOMA DA ROCHA – NICOIS CRUZADOS. F) INCLUSÕES DE BIOTITA TITANÍFERA EM CRISTAIS DE GRANADA FRATURADOS – NICÓIS DESCRUZADOS. SEÇÃO EGJMP 14. Kfs: K-FELDSPATO; HBL: HORNBLENDA;

PLG: PLAGIOCLÁSIO; EM: ENSTATITA; DI: DIOPSÍDIO; ILM: ILMENITA; CHL: CLORITA; BT; BIOTITA; GRT; GRANADA; QTZ: QUARTZO (WHITNEY E EVANS, 2010) .....	50
FIGURA 14: PORFIROCLASTO DE PLAGIOCLÁSIO SAUSSURITIZADO ENVOLVIDO POR MATRIZ DE QUARTZO RECRISTALIZADO E COM EXTINÇÃO ONDULANTE – NICÓIS CRUZADOS B) CRISTAL DE ACTINOLITA SUBÉDRICOS – NICÓIS DESCRUZADOS C) PEQUENOS CRISTAIS DE BIOTITA SUBSTITUINDO OS ANFIBÓLIOS. – NICÓIS CRUZADOS D) OCORRÊNCIA LOCAL DO CRESCIMENTO DE ENSTATITA E DIOPSÍDIO EM MEIO AO LEUCOSSOMA. NICÓIS CRUZADOS. SEÇÃO EGJMM-08 - PLG: PLAGIOCLÁSIO; EN: ENSTATITA; DI: DIOPSÍDIO; BT; BIOTITA; QTZ: QUARTZO; ACT: ACTINOLITA (WHITNEY E EVANS, 2010).....	52
FIGURA 15: MAPA DOS DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DA ÁREA.....	53
FIGURA 16: A) AMOSTRA DO GRANULITO MÁFICO MARCADO PELA FOLIAÇÃO GNÁISSICA, ONDE OS ANFIBÓLIOS SÃO ORIENTADOS UNS AOS OUTROS PARALELAMENTE. B) GRANULITO MÁFICO MARCANDO UM BANDAMENTO COMPOSICIONAL, ONDE AS BANDAS MÁFICAS PREDOMINAM ANFIBÓLIOS E BANDAS FÉLSICAS DE COMPOSIÇÃO QUARTZO-FELDSPÁTICA. C) METATEXITO COM ESTRUTURAS ESTROMÁTICAS, EVIDENCIADO PELOS CONDUTOS LEUCOCRÁTICOS ALOCADOS NA FOLIAÇÃO. D) MS-XISTO MARCADO PELA FOLIAÇÃO SN CONTINUA E PARALELA, DEVIDO A ORIENTAÇÃO DAS MUSCOVITAS DE GRANULAÇÃO MÉDIA. E) PARAGNAISSE EVIDENCIANDO A FOLIAÇÃO SN QUE É INDICADA PELA ORIENTAÇÃO DA BIOTITA. GRANADA OCORRE COMO PORFIROBLASTOS. GRT: GRANADA; BT: BIOTITA (WHITNEY E EVANS, 2010) .....	55
FIGURA 17: ESTEOREOGRAMA INDICANDO AS PROJEÇÕES DOS POLOS DA FOLIAÇÃO PRINCIPAL (SN) COM MERGULHO PARA NOROESTE.....	56
FIGURA 18: FOLIAÇÃO MILONÍTICA NO PARAGNAISSE COM BOLSÕES LEUCOCRÁTICOS E PEQUENOS PORFIROBLASTOS DE GRANADA ROTACIONADOS. B) AFLORAMENTO PRÓXIMO À UMA DRENAGEM DE BT-MILONITO C) DETALHE DA FIGURA 18B EM AMOSTRA DE MÃO. NOTA-SE UMA MATRIZ MARCADA PELA ORIENTAÇÃO DE BIOTITAS E PORFIROCLASTOS DE PLAGIOCLÁSIO QUE APRESENTAM CAUDAS SIGMOIDAIS NA DIREÇÃO DO MOVIMENTO TECTÔNICO PARA NW. EGJMP 19 E EJMM 81 .....	57
FIGURA 19: A) ESTEREOGRAMA REFERENTE AS FOLIAÇÕES MILONÍTICA DESENVOLVIDAS NO DE2, COM INFLUÊNCIA DAS ZONAS DE CISALHAMENTO. A) POLOS DA SM DAS FOLIAÇÕES PRÓXIMAS A ZONA DE CISALHAMENTO 1 B) POLOS DAS SM DAS FOLIAÇÕES PRÓXIMAS A ZONA DE CISALHAMENTO 2. B) POLOS DA SM DAS FOLIAÇÕES PRÓXIMAS A ZONA DE CISALHAMENTO 3. – ZONAS DE CISALHAMENTO INDICADAS NO MAPA ESTRUTURAL. ....	58

FIGURA 20: DOBRA SIMILAR EM METATEXITO ESTROMÁTICO - EJMM59.....	59
FIGURA 21: A) AFLORAMENTO AS MARGENS DO CÓRREGO DA ANGULINHA. O MIGMATITO EXIBE DIFERENTES ESTRUTURAS MIGMATITÍCAS QUE VARIAM CONFORME A CONCENTRAÇÃO E TIPO DE MIGRAÇÃO DO LEUCOSSOMA. HÁ PORÇÕES DOMINADAS PELO NEOSSOMA OUTRAS SÃO MARCADAS PELA RESISTÊNCIA DO PALEOSSOMA. B) ESTRUTURAS DO TIPO <i>SCHOLLEN</i> E ESTROMÁTICA COEXISTINDO PRÓXIMAS ENTRE SI NO AFLORAMENTO. C) PORÇÃO DO MIGMATITO QUE PREDOMINA O LEUCOSSOMA DE GRANULAÇÃO MUITO GROSSA COMPOSTA POR QUARTZO E FELDSPATO, ONDE SÃO ENCONTRADOS PORFIROBLASTOS DE GRANADA. D) PORÇÃO DO MIGMATITO COM FEIÇÕES DO INÍCIO DA FUSÃO MARCADA PELA ESTRUTURA DO TIPO <i>PATCH</i> . A MANCHA LEUCOCRÁTICA TEM COMPOSIÇÃO QUARTZO-FELDSPÁTICA. PONTO EGJMP-14. ....	62

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
1.1	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO .....	14
<b>2</b>	<b>OBJETIVO</b> .....	<b>15</b>
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	<b>16</b>
<b>4</b>	<b>LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO</b> .....	<b>16</b>
<b>5</b>	<b>GEOPROCESSAMENTO E FOTOINTERPRETAÇÃO</b> .....	<b>16</b>
<b>6</b>	<b>TRABALHO DE CAMPO</b> .....	<b>17</b>
<b>7</b>	<b>PETROGRAFIA</b> .....	<b>17</b>
<b>8</b>	<b>SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA FUNDAMENTAL</b> .....	<b>18</b>
8.1	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....	18
8.2	ESTRATIGRAFIA DA ZONA INTERNA DA FAIXA BRASÍLIA .....	20
8.2.1	<i>Rochas metassedimentares</i> .....	20
8.2.1.1	Grupo Araxá .....	20
8.2.1.2	Rochas metamáficas e metaultramáficas .....	22
8.2.2	<i>Cinturão de Granulitos e Ortognaisses</i> .....	24
8.2.3	<i>Rochas intrusivas</i> .....	27
8.2.3.1	O Complexo Monte Carmelo.....	27
8.2.3.2	Granito Estrela do Sul.....	28
8.3	GEOLOGIA ESTRUTURAL .....	29
8.3.1	<i>Fase D1</i> .....	29
8.3.2	<i>Fase D2</i> .....	29
8.3.3	<i>Fase D3</i> .....	30
8.3.4	<i>Fase D4</i> .....	30
8.4	METAMORFISMO DA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL.....	31
<b>9</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	<b>32</b>
9.1	ESTRATIGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO .....	32
9.1.1	<i>Unidade Ortognaíssica migmatítica</i> .....	32
9.1.2	<i>Grt-Bt-Kfs-Ms-gnaïsse</i> .....	33
9.1.3	<i>Granitoides</i> .....	34

9.1.3.1 Biotita metagranito .....	34
9.1.3.2 Kfs-ms milonito .....	38
9.1.3.3 Granada metagranito.....	39
9.1.4 Arenitos.....	40
9.2 FEIÇÕES MACROSCÓPICAS E MICROSCÓPICAS DOS ORTOGNAISSES MIGMATÍTICOS.....	41
9.2.1 Migmatitos e suas características morfológicas .....	42
9.2.2 Paleossoma.....	44
9.2.3 Neossoma.....	48
9.2.3.1 Melanossoma .....	49
9.2.3.2 Leucossoma .....	51
<b>10 ANÁLISE GEOMÉTRICA .....</b>	<b>52</b>
10.1 FOLIAÇÃO SN .....	53
10.1.1 Foliação Gnáissica.....	54
10.1.2 Xistosidade .....	54
10.1.3 Bandamento gnáissico.....	54
10.2 FOLIAÇÃO MILONÍTICA (SM).....	56
10.3 DOBRAS FN .....	59
<b>11 DISCUSSÃO .....</b>	<b>59</b>
11.1 MORFOLOGIAS DE PRIMEIRA E SEGUNDA ORDEM DO ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO	59
11.2 MICROTXTURAS: EVIDÊNCIAS DA FUSÃO PARCIAL NO ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO	62
11.3 EVOLUÇÃO METAMÓRFICA DO ORTOGNAISSE MIGMATÍTICO .....	65
11.4 DEFORMAÇÃO REGIONAL E AS INTERFERÊNCIAS DAS ZONAS DE CISALHAMENTO .....	66
<b>12 CONCLUSÕES .....</b>	<b>68</b>
<b>13 REFERÊNCIAS.....</b>	<b>70</b>
<b>14 APÊNDICES .....</b>	<b>78</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Os migmatitos são rochas geradas em terrenos de médio a alto grau metamórfico que são compostos por dois constituintes heterogêneos: paleossoma e neossoma (SAWYER, 2008). O paleossoma é a parte que preserva as características reliquias do protólito, ou seja, a parte que não sofreu fusão durante o processo. As feições que são preservadas nessa parte consistem principalmente da estrutura e textura da rocha metamórfica (SAWYER, 2008). O neossoma pode ser subdividido em duas porções: leucossoma e resíduo. O leucossoma é a parte que resulta da cristalização do líquido gerado por fusão parcial da rocha metamórfica e tem como característica uma coloração mais clara devido sua mineralogia (quartzo e feldspato, predominantemente). O resíduo é a porção onde se concentra a fração sólida deixada após a fusão parcial que retira a parte líquida (*melting*). Em rochas crustais que possuem a mineralogia predominantemente ferromagnésiana o resíduo é comumente melanocrático, assim recebe o nome de melanossoma (SAWYER, 2008). Brown (2013) descreve que na crosta continental esse processo pode ser o responsável para geração de granitos e resíduos de natureza granulítica. Caracterizar as feições morfológicas e estruturais desses corpos migmatizados auxilia na compreensão dos processos de fusão parcial que atuaram nos protólitos, fornecendo dados para a reconstrução do contexto geodinâmico relacionado com a evolução de diversos ambientes tectônicos (SAYWER, 2001).

No contexto geológico do domínio interno da Faixa Brasília Meridional, migmatitos ocorrem associados ao Complexo Anápolis-Itauçu (CAI) e nas *Nappes* de Socorro-Guaxupé (VALERIANO et al., 2008). Segundo os autores, há uma faixa de ortognaisses granulitos e migmatitos associados, que se estende até a área de estudo deste trabalho, a região de Cascalho Rico e Estrela do Sul, a partir da seção tipo do Complexo Anápolis-Itauçu, na área homônima. Essa faixa se justapõe a metapelitos, metabasitos e rochas metaultramáficas do Grupo Araxá (BARBOSA, 1955) e a granitóides neoproterozoicos (SEER; MORAES, 2013). Klein (2008) propôs a subdivisão destes gnaisses no sudeste de Goiás em três unidades: Ortognaisse Ipameri, Ortognaisse Goiandira e Ortognaisse Nova Aurora. Chaves & Dias (2017) sugeriram que os muscovita-biotita gnaisses com feições localmente migmatíticas entre Cascalho Rico e Estrela do Sul são semelhantes as rochas descritas por Klein (2008) dentro da unidade Ortognaisse Goiandira, estendendo a área de ocorrência destas rochas para esta região. No entanto, as feições associadas a fusão parcial, que são extremamente importantes para a compreensão da evolução geodinâmica de cinturões orogênicos complexos como as

faixas móveis neoproterozóicas brasileiras, não foram, até o momento, detalhadamente discutidas.

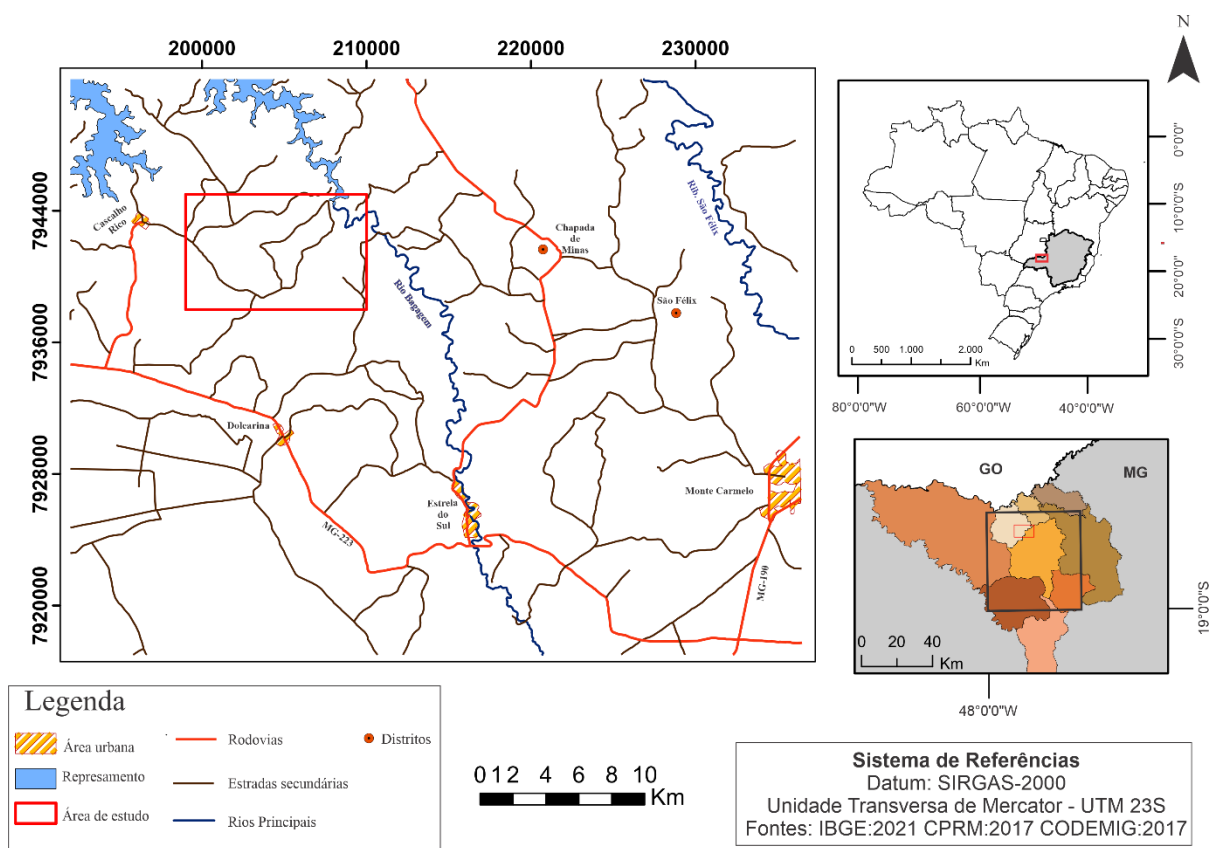
Baseado no contexto geológico apresentado, o projeto de pesquisa focou na lacuna de conhecimento sobre os eventos de fusão parcial que ocorreram durante a evolução da zona interna da Faixa Brasília Meridional. Para o entendimento desses eventos foi necessário primeiramente a realização de um mapeamento geológico nas proximidades de Cascalho Rico, MG. Através do mapeamento geológico, focado nas descrições estruturais e petrológicas, e a petrografia foi possível caracterizar e individualizar seis unidades litológicas diferentes dentre elas arenitos, metagranitoides, rochas gnáissicas para e orto derivadas. A identificação de um granulito máfico ainda não caracterizado na região de Cascalho Rico foi um dos focos neste trabalho. Este estudo inclui a caracterização morfológica e petrográfica dessas rochas, focado nas estruturas geradas a partir da fusão parcial. Com base nisso o trabalho buscou a compreensão sobre os processos atuantes na gênese dos migmatitos, onde foi possível reconhecer a partir do pico metamórfico um ambiente de metamorfismo de alto grau com temperaturas que variam de 800 a 1000 °C e pressões próximas a 10 kbar. Deste modo, o trabalho contribui para o debate da gênese dessas rochas pouco estudadas na área mais a sul do orógeno.

## **1.1 Localização e vias de acesso**

A área de estudo possui aproximadamente 77 Km<sup>2</sup> e se encontra na região do Alto Paranaíba, a ESE da cidade de Cascalho Rico, Minas Gerais, Brasil (Figura 1).



Figura 1: Mapa de Localização da área de estudo.



O acesso a área partindo de Monte Carmelo, Minas Gerais, se inicia pela MG-190 até o trevo de Patrocínio, Estrela do Sul e Monte Carmelo. O caminho continua pela MG-223 até Dolearina, a partir deste ponto segue-se por uma estrada vicinal até a cidade de Cascalho Rico. A área de estudo é na porção rural do município, onde a partir dali todo o deslocamento é realizado por estrada de terra.

## 2 OBJETIVO

O estudo proposto neste trabalho tem como objetivo principal a caracterização dos migmatitos que ocorrem em meio a Faixa de Granulitos e Ortognaisses do Orógeno Brasília Meridional (PIMENTEL *et al.* 2011; VALERIANO *et al.*, 2008), no município de Cascalho Rico-MG. Isso foi possível a partir da execução dos objetivos secundários, sendo eles: (i) mapeamento geológico da área de estudo; (ii) caracterização de morfologias de primeira (ex. metatexitos e diatexitos) e segunda (ex. estrutura em rede, *schollen*, *schlieren*) ordens nos migmatitos desta região; e (iii) petrografia das partes constituintes dos migmatitos (ex. paleossoma, resíduo e neossoma).

### **3 MATERIAIS E MÉTODOS**

O tópico aborda os materiais e métodos utilizados durante a realização deste trabalho. O primeiro passo partiu do reconhecimento do contexto geotectônico local com a revisão bibliográfica, o processamento dos dados espaciais na etapa de geoprocessamento, os trabalhos de campo para a coleta das informações e descrições macroscópicas e posteriormente a análise microscópica a partir da petrografia, etapa imprescindível para a determinação dos processos atuantes nas rochas de alto grau metamórfico

### **4 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO**

O levantamento bibliográfico auxiliou na compreensão do contexto geotectônico e estratigráfico da área. Esse estágio abrange a maior parte do trabalho, pois quase sempre é necessária à consulta de materiais de referência. As pesquisas foram direcionadas para trabalhos que abordam temáticas relacionadas a petrologia metamórfica e processos que conduzem a fusão parcial em ambientes de alto grau. Artigos voltados para o contexto da Faixa Brasília, em especial referentes às rochas dos Complexos máficos e ultramáficos na porção central do orógeno e ao Ortognaisse Goiandira tiveram uma atenção a mais neste projeto. Os materiais consultados incluem principalmente artigos de revistas indexadas, monografias, dissertações, teses e capítulos de livros contendo conteúdos relacionados ao objetivo do trabalho.

### **5 GEOPROCESSAMENTO E FOTOINTERPRETAÇÃO**

A etapa de geoprocessamento e fotointerpretação iniciou com a obtenção de imagens de satélite e radar para a confecção de mapas da aérea do estudo. A base topográfica produzida nesta etapa contém curvas de nível com espaçamento de 40 m, rede de drenagem e malha de estradas da porção noroeste da Folha Estrela do Sul (SE.23-Y-A-IV) (CHAVES; DIAS, 2017). As curvas de nível foram adquiridas do Banco de Dados Geográficos do Exército (BDGEX), a partir do portal de Infraestrutura Nacional de Dados Espaciais (INDE). Junto a essas curvas de nível, foram gerados *shapefiles* de drenagens (pluviais e fluviais), também foram destacados pontos de apoio (fazendas, instalações agroindustriais e limites

municipais) além do tracejamento das estradas (principais e secundárias) a partir de imagens de satélite do Google Earth Pro, 2022.

A confecção da base de dados que contempla os *shapefiles* com informações da área foi feita no *software* QGIS 3.10. A partir dos produtos obtidos em SIG, para um melhor acabamento foram finalizados no CorelDraw 2020.

## **6 TRABALHO DE CAMPO**

O trabalho de campo foi realizado em três etapas durante o segundo semestre de 2021 e o primeiro semestre de 2022. Em campo, utilizou-se de conceitos e técnicas básicas de mapeamento (LISLE; BRABHAM; BARNES, 2014) para coletar diferentes tipos de dados. A área de estudo, com aproximadamente 77 quilômetros quadrados, foi mapeada em uma escala de 1:25.000. Durante o mapeamento geológico, foram caracterizadas morfologias de primeira (metatexito e diatexito) e segunda (ex. estruturas do tipo estromática, *schollen*, *schlieren*) ordens considerando os critérios estabelecidos por Sawyer e Brown (2008) para mapeamento e caracterização de migmatitos em campo. Adicionalmente, a atividade de campo também permitiu a análise geométrica das estruturas geológicas, (ex. foliações, dobras e lineações). A coleta de dados estruturais e amostragem dos migmatitos da região foram realizadas de acordo com os critérios estabelecidos por Ramsey e Huber (1987), Davis et al. (2012) e Hopgood (2012).

## **7 PETROGRAFIA**

As lâminas delgadas foram analisadas e descritas à luz transmitida em microscópios do Laboratório de Microscopia e Petrografia na Universidade Federal de Uberlândia – Campus Monte Carmelo. O objetivo foi descrever as características mineralógicas, morfológicas e texturais das partes constituintes (ex. paleossoma, resíduo, neossoma) dos migmatitos amostrados na etapa de campo. A descrição de microestruturas e texturas em migmatitos foi subsidiada pelos trabalhos de Vernon (2011) e Holness (2008) entre outras publicações. A petrografia destas rochas permitiu a reconstrução de processos associados à sua formação ou modificação e a distinção de processos metamórficos e ígneos, onde foram confrontados os resultados com informações da literatura para a proposição de um modelo

para a evolução petrológica dos migmatitos. As lâminas delgadas-polidas utilizadas neste estudo foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

## **8 SÍNTESE BIBLIOGRÁFICA FUNDAMENTAL**

### **8.1 Contexto Geológico Regional**

O capítulo abrange a organização geotectônica e litoestratigráfica da região estudada neste relatório, baseando-se em trabalhos publicados anteriormente.

#### A Província Tocantins

A região deste estudo está inserida na Província Tocantins (Almeida, 1977), um sistema orogênico resultado da convergência de três blocos continentais de idade Neoproterozóica. A colisão que ocorre é entre os blocos São Francisco-Congo, a leste, Paranapanema, a sudoeste e o bloco Amazônico, a noroeste. (PIMENTEL et al., 2000). A Província Tocantins é subdividida em três faixas orogênicas distintas formadas durante o ciclo Brasileiro, são elas as faixas Paraguaia e Araguaia que fazem margem com o bloco Amazônico e a Faixa Brasília que bordeja o Cratón São Francisco (Figura 2) (VALERIANO et al., 2008). Tais faixas possuem vergências oposta entre si, onde suas direções preferenciais convergem à margem do escudo cristalino, que as bordeja.

A Província Tocantins foi inicialmente subdividida em quatro diferentes domínios tectônicos por Fuck et al., (1994), sendo organizados em ordem cronológica: Maciço de Goiás, de idade arqueana-paleoproterozoica, a Faixa Brasília, de idade paleo-meso-neoproterozoica, o Arco Magmático de Goiás, do neoproterozóico e o domínio do Cratón do São Francisco do neoproterozóico.

O Maciço de Goiás compreende terrenos granito-greenstone, de idade arqueano, e terrenos ortognáissicos, de idade paleoproterozóica. Esse embasamento é recoberto pelo Grupo Serra da Mesa, que corresponde a uma sequência marinha sílico-carbonatada, e por unidades alóctones metassedimentares do Grupo Araxá (FUCK, et al. 1994).

A Faixa Brasília, orógeno de origem monocíclica e é segmentado na porção setentrional e meridional (ALMEIDA, 1967). (Figura 1Figura 2) A área deste estudo dispõe-se na porção meridional da faixa que é constituída pelo empilhamento de *nappes* sub-horizontais (VALERIANO et al., 2004) derivado da inversão por orogênese das bacias a sudoeste do paleocontinente São Francisco-Congo (DARDENNE, 2000; PIMENTEL et al.,

2000; VALERIANO et al., 2004). A porção meridional é dividida em três unidades estruturais: cratônica, externa e interna, de leste a oeste (FUCK et al., 1994).

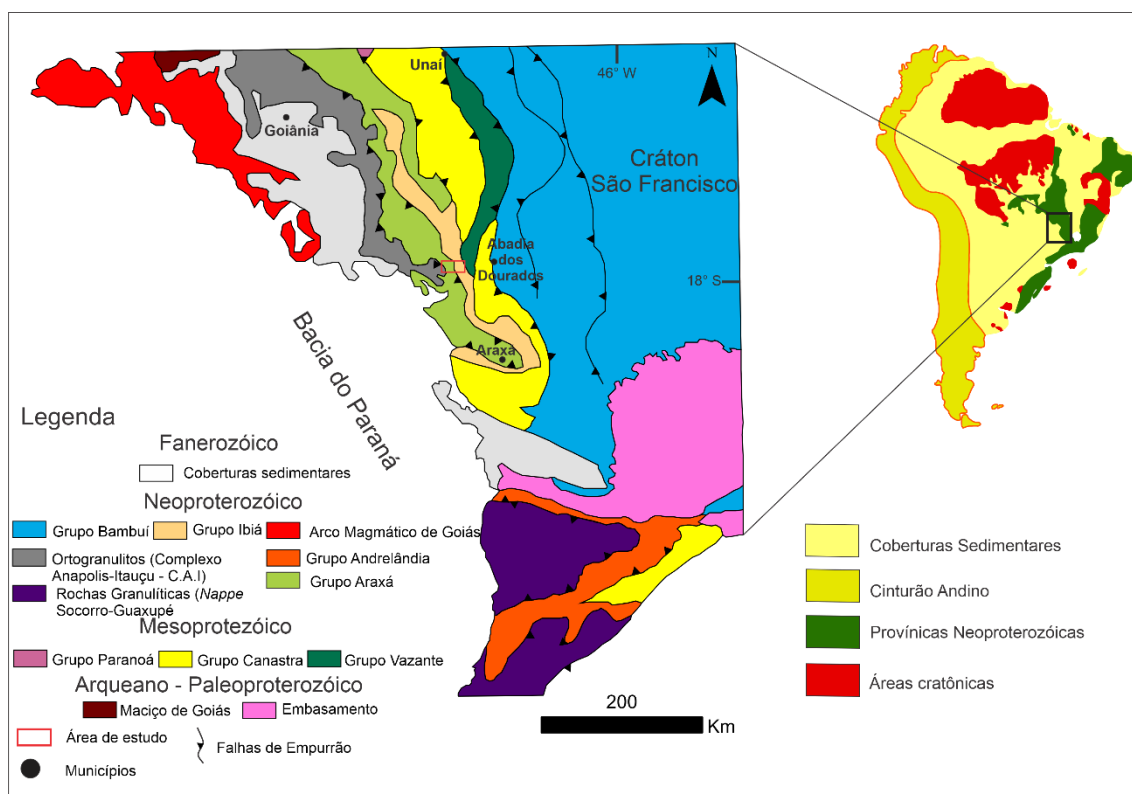
A Zona Interna compreende um sistema de *nappes*, representadas predominantemente pelo Grupo Araxá, Ibiá e Serra da Mesa, onde essas massas cavalgam gerando uma zona de dobramentos e empurrões (SEER, et al., 2001; PIMENTEL et al., 2011). As atuais rochas metassedimentares desta compartimentação são interpretadas como depósitos pretéritos alocados em bacias sin-orogênicas (PIEMENTEL et al., 2011). Segundo Piuzana (2003), as sequências metassedimentares envolvem o núcleo metamórfico do orógeno que é representado pelo Complexo de alto grau metamórfico Anápolis-Itaçu.

Dardenne (2000) caracteriza a Zona Externa do orógeno Brasília como um domínio de empurrões e dobramentos representados pelos Grupos Vazante, Ibiá e Canastra. Os Grupos Canastra e Vazante são unidades equivalentes a uma sequência de intercalações de material siliciclástico e carbonático em um ambiente de margem passiva proximal (VALERIANO et al., 2000). Já para o Grupo Ibiá, Seer (1999) relaciona a unidade como um antigo ambiente de arco vulcânico que se deposita em um contexto de retro arco.

A Unidade estrutural do Cratón do São Francisco é constituída majoritariamente pelo grupo Bambuí, que compreende materiais argilosos-carbonáticos sub-horizontais, localmente com dobramentos suave, e extensas camadas de coberturas fanerozóicas, que recobrem o embasamento Arqueano-Paleoproterozóico (DARDENNE, 2000; PIMENTEL et al., 2011).

O Arco Magmático de Goiás compreende sucessões de terrenos ortognáissicos e sequências Vulcano-sedimentares, de idade neoproterozóica. (FUCK et al., 1994). Os autores afirmam que se trata de uma crosta juvenil, que possui uma assinatura geoquímica e isotópica referente a de arcos magmáticos intraoceânicos que foram destruídos no Neoproterozóico.

Figura 2: Localização da área deste trabalho sobre a geologia da Faixa Brasília Meridional localizado no contexto das Províncias Crustais da Plataforma Sul-Americana (canto superior direito). *Organização das unidades na legenda não representa a organização estratigráfica.*



Modificado de: Cordani & Sato (1999); Valeriano et al. (2008).

## 8.2 Estratigrafia da Zona Interna da Faixa Brasília

Esse tópico aborda o contexto litoestratigráfico da porção estrutural interna da Faixa Brasília das rochas que são encontradas e se relacionam neste trabalho. O enfoque será para as unidades que apresentam relação cronológica ou de processos semelhantes as rochas encontradas na região de Cascalho Rico – MG.

### 8.2.1 Rochas metassedimentares

#### 8.2.1.1 Grupo Araxá

As primeiras descrições dessa unidade de metassedimentar parte das observações feitas por Barbosa (1955). O autor inicialmente descreve micaxistos, xistos verdes e migmatitos nas proximidades da cidade de Araxá em Minas Gerais, e classifica esse pacote de rochas como Formação Araxá. Trabalhos posteriores tiram da base da formação as rochas de gnáissicas e migmatíticas devido as diferenças das características líticas e de posições

estratigráficas. As rochas agora subiram na hierarquia estratigráfica e começaram a serem dominadas como o Grupo Araxá (BARBOSA et al., 1967 in: AZEVEDO et al., 1967).

O Grupo Araxá com o passar dos anos sofreu vários ajustes por diferentes autores. Modificações onde separavam em conjuntos, inferiores e superiores (BATISTA, 1969), divisões de três unidades segundo as litologias (basal, central e superior) (BRAUN, 1970). Associações litológicas relacionadas ao tipo de rocha (vulcânica, vulcanossedimentar, sedimentar e ortomagmáticas (FERRARI, 1989;).

A unidade litoestratigráfica que anteriormente era descrita somente nas proximidades de Araxá foi reconhecida e estendida, a partir de mapeamentos geológicos, do noroeste de Minas Gerais até ao sul, próximo as regiões de São Sebastião do Paraíso, com porções que adentram o estado de Goiás. O grupo foi amplamente estudado nesses anos em aspectos estruturais, petrológicos, geoquímicos e geofísicos por Simões (1995), Simões & Valeriano (1990), Simões & Navarro (1996 e 1997), Valeriano (1992 e 1993), Valeriano & Simões (1997), Valeriano et al. (1989, 1993 e 1996) entre outros.

Atualmente, os principais litotipos que compõem a unidade estratigráfica são: mica xistos, quartzitos e quartzitos micáceos associados a anfibolitos e rochas metaultramáficas, representadas por clorita-anfibólio xistos e clorita xistos são seus principais representantes (SEER, 1999; DARDENNE, 2000). O Grupo Araxá na porção oeste do estado de Minas Gerais e em partes a sul do estado de Goiás são descritos dois conjuntos litológicos distintos, distinguidos em duas unidades (A e B). A unidade A compreende mica xistos, xistos grafitosos e quartzitos micáceos. A unidade B é constituída por calcoxistos, grafita xistos, xisto feldspáticos, quartzitos micáceos, metacalcários e anfibolitos, em forma de lentes. Há um contato tectônico entre o Grupo Araxá e o Cinturão de Granulitos e Ortognaisses definido por zonas de cisalhamento de baixo ângulo (SIMÕES, 2005; KLEIN, 2008; CHAVES; DIAS, 2017).

A sedimentação na Zona Interna do orógeno anteriormente era relacionada a um material que foi depositado em uma margem passiva, mas avanços nos métodos analíticos mudaram-se as percepções sobre a origem dessas rochas. O aporte sedimentar que dá origem a essas rochas na região da *nappe* de Araxá é derivado de uma mistura de material proveniente da erosão de rochas do Arco Magmático de Goiás e sedimentos oriundos do Craton São Francisco. Dados obtidos a partir de sistema Sm-Nd indicam idade modelo ( $T_{DM}$ : 1,95 Ga) e  $\epsilon_{Nd}$  negativo (-10,21) em granada-anfibolito e granada-mica (SEER, 1999; PIMENTEL et al., 2000; SEER et al., 2001).

Idades modelo obtidas pelo sistema Sm-Nd em micaxistos da porção SSW do estado de Goiás de 1,26 a 1,97 Ga, com o  $\epsilon_{Nd}$  apresentando valores que variam entre -5,48 e -14,75 apontam contribuição de rochas de arcos vulcânicos de idade neoproterozóica, provavelmente o Arco Magmático de Goiás (NAVARRO et al., 2013). Além da relação com rochas do neoproterozóico, análises de U-Pb em cristais de zircão detrítico do Grupo Araxá demonstram proveniência de fontes paleo a neoproterozóicas (~679 a ~2332 Ma), sugerindo uma provável relação com rochas do Maciço de Goiás, em regiões próximas a Caldas Novas – GO. (NAVARRO et al., 2017)

Falci et al., (2018) realizaram análises isotópicas de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  no Grupo Araxá e obtiveram valores próximos a 0,71, entendendo que há uma contribuição de arcos juvenis. Para a mesma amostra, idades modelos de 1,4 Ga (sistema Sm-Nd) são, segundo o autor, compatíveis com uma possível proveniência derivada do Arco Magmático de Goiás. Zircões detríticos foram analisados pelo método U/Pb e resultaram em idades que variam em um intervalo de 790 a 3086 Ma. A interpretação que os autores tiveram sobre os resultados, é que a porção leste do Grupo Araxá se depositou em um ambiente marinho profundo, sobre uma margem passiva. Em contrapartida, as rochas sedimentares que ocorrem a WNW teriam se depositado em bacias sin-orogênicas com proveniência das áreas soerguida na orogênese brasileira. (FALCI et al., 2018)

O Grupo Araxá teria a gênese de suas rochas relacionadas exclusivamente no ambiente das bacias sin-orogênicas, podendo estar relacionados a depósitos de retro ou ante arco, de idades menores que 650 Ma. (PIMENTEL, 2016). As evidências que foram obtidas a partir da proveniência e razões U-Pb, levam a interpretações que partes domínio interno da Faixa Brasília e especificamente o Grupo Araxá retratam a formação das diferentes unidades litotectônicas, ambientes e evolução tectônica distintas na amalgamação da Orogênese Brasileira (SANTOS, 2019)

#### 8.2.1.2 Rochas metamáficas e metaultramáficas

Rochas metamáficas e metaultramáficas são comumente descritas como intercalações as rochas metassedimentares do Grupo Araxá, onde geralmente ocorrem em formatos alongados, *boudins* ou lentes de tamanhos variados predominantemente anfíbolitos, cloritaxistos, serpentinitos e talco-xistos. (BROD et al., 1992; STRIEDER; NILSON, 1992;



VALERIANO, 1992; VALERIANO; SIMÕES, 1997; SEER et al., 2001, SILVA et al., 2006; NAVARRO; ZANARDO, 2005; NAVARRO et al., 2013; KLEIN, 2008, FALCI et al., 2018).

Klein (2008) descreveu entre as cidades de Catalão e Ipameri, gabros e basaltos de característica toleítica que foram metamorfisados e desenvolvem foliação metamórfica na fácies anfibolito à epidoto-anfibolito. O autor traz dados de análises de geoquímica onde é observado um baixo teor de Ti, enriquecimento de Fe, anomalias negativas de Eu e baixa valores para a razão La/Yb, aspectos que são relacionados a magmas de fonte primitivas e similares a basaltos do tipo T-MORB ou E-MORB, encontrados em cadeias meso-oceânicas.

Strieder e Nilson (1992) caracterizaram sequências máficas e ultramáficas na região de Abadiânia, GO. As rochas apresentam afinidade geoquímicas semelhantes à basaltos toleíticos de arco de ilha. Nesses basaltos há uma forte associação com anomalias gravimétricas do tipo Bouguer, uma provável associação da unidade com depósito de calha de subducção. Próximo as cidades de Cromínia e Maripotaba, em Goiás, foram descritas uma sequência rochosa com fragmentos de uma *mélange* ofiolítica. (NAVARRO; ZANARDO, 2005).

Em Minas Gerais, na região de Araxá, rochas com características geoquímicas que variam entre basaltos do tipo E-MORB e basaltos toleíticos continentais são definidas a partir de razões isotópicas de Sm-Nd que equivalem a uma origem derivada da fusão do manto superior. (SEER et al., 2001; FALCI et al., 2018). Metagabros e metabasaltos, na região de Abadia dos Dourados, possuem aspectos químicos semelhantes aos encontrados em basaltos de cadeia meso-oceânica (BROD et al., 1992)

Valeriano e Simões (1997) descrevem para a região de Passos (MG) três variações composicionais de rochas metamáficas: (i) baixo teor de TiO<sub>2</sub>, (ii) alto teor de TiO<sub>2</sub> e basaltos do tipo MORB. Entre essas três variações, a que se apresenta de forma mais abundante são as metamáficas com assinaturas de basaltos do tipo MORB, gerados em um provável afinamento litosférico em um processo de extensão. No sudeste de Minas Gerais, Valeriano (1992) obteve resultados semelhantes em rochas metabásicas que possuem características químicas (baixo e alto teor de TiO<sub>2</sub>) semelhantes a basaltos toleíticos continentais, essas associadas ao Grupo Araxá.

## 8.2.2 Cinturão de Granulitos e Ortognaisses

Em um dos segmentos do Orógeno Brasília, encontra-se rochas de alto grau metamórfico relacionados ao núcleo metamórfico do orógeno (DELLA GIUSTINA *et al.*, 2009). Esse núcleo compreende o Complexo Uruaçu, que é incorporado ao Maciço de Goiás, é representado por três diferentes associações: (i) um núcleo de idade Arqueana de granitos-*greenstones* que são circundados por unidades do Paleoproterozóico (ii) rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa, do meso-paleoproterozóico e (iii) Complexos acamadados de rochas máficas-ultramáficas de Barro Alto, Niquelândia e Canabrava, do meso-neoproterozóico, relacionadas a sequências metavulcano-sedimentares. (DELLA GIUSTINA *et al.*, 2009). Soares *et al.*, (2006), propõem uma sutura na margem leste do Maciço de Goiás que representaria o fechamento do Oceano Brasilides. Os autores sugerem que essa sutura é marcada por uma descontinuidade sísmica e gravimétrica em escala regional, conhecida como o Sistemas de Falhas Rio Maranhão.

As rochas máficas-ultramáficas dos Complexos Barro Alto, Niquelândia e Cana-Brava são de idade meso-neoproterozóica e são marcadas pelo metamorfismo regional nas fácies anfíbolito a granulito, onde localmente são expostos gnaisses paraderivados de ambiente ultra-alta temperatura (MORAES; FUCK, 2000). Pimentel *et al.* (2004; 2006) apresentam idades, a partir de análises isotópicas U-Pb em zircão, de 780 Ma para a cristalização e supercrescimento metamórfico em 760 Ma para rochas máfica e ultramáficas da porção inferior dos Complexos Barro Alto e Niquelândia. Os autores sugerem que esse pequeno intervalo de tempo entre a cristalização inicial e o metamorfismo remete a um ambiente em níveis mais profundos da crosta, provavelmente em retro-arco.

O Complexo Uruaçu ocupa uma pequena porção central do Maciço de Goiás e é separado do Grupo Serra da Mesa e da Sequência Campinorte por zonas de cisalhamento, em escala regional, com direções NW-SE e N-S. (DELLA GIUSTINA *et al.*, 2009). A unidade compreende exposições de para e ortognaisse deformados e metamorfisados nas fácies anfíbolito a granulito (DELLA GIUSTINA, 2007)

No Complexo Uruaçu, os anfíbólios gnaisses de composição quartzo-diorítica ocorrem fortemente deformados e migmatizados, e é o principal litotipo da unidade (DELLA GIUSTINA *et al.*, 2009). Os autores caracterizam a rocha por uma granulação média composta por cristais de hornblenda marrom, oligoclásio, biotita, titanita ou rutilo, podendo ser reconhecidas relíquias de cristais de clinopiroxênio, gerando uma textura granoblástica.

Eles completam que o retrometamorfismo possui alta expressão nas rochas desta unidade e é evidenciado pela presença de epidoto, clorita secundária e biotita.

Della Giustina et al. (2009) descrevem também para os ortoderivados rochas máficas e ultramáficas. Um granada-anfibolito é o principal representante das máficas. A rocha é composta por cristais de hornblenda marrom, oligoclásio intersticial e granada, de granulação média. Na rocha há alternâncias de bandas máficas e outras ricas em plagioclásio, centimétricas a métricas. Para as rochas ultramáficas, seu representante majoritário são xisto que possuem uma granulação que varia de fino a médio formado por cristais de actinolita, talco, cummingtonita, magnesita, granada e clinocloro, gerando uma textura decussada. Os autores ainda descrevem a presença de gnaisses félsicos com estruturas em *augen*, relacionados a zonas de cisalhamento N-S, esses de composição granítica com porfiroblastos de ortoclásio, granada, biotita, titanita e apatita.

Os paragnaisses do Complexo Uruaçu são representados por um granulito bandado de granulação média a grossa, composto por bandas de silimanita e cordierita alternadas com bandas de composição quartzo-feldspática (DELLA GIUSTINA., 2009). A assembleia mineralógica principal é composta de porfiroblastos de granada disposta em uma matriz de quartzo-feldspato-biotita-clorita-muscovita fortemente alterada. São encontrados também almandina idiomórfica, ortoclásio pertítico, plagioclásio e biotita na matriz. Espinélio e quartzo estão presentes e são indicativos de um metamorfismo de ultra-alta temperatura no sistema FMAS (HARLEY, 1996). A região do Complexo Uruaçu apresenta um alto magnético, quando são gerados dados aeromagnéticos, ao observa-se semelhança com os complexos máficos e ultramáficos de Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava. (FILHO, 1992). O autor sugere que esse terreno possa ser uma continuidade dos corpos dos outros complexos, que foi realocado mais a oeste devido as estruturas NW regionais.

O Arco Magmático de Goiás está alocado ao lado do Complexo Anápolis-Itaçu (CAI), que compreende orto e paragrulitos, com paragênese representada por safirina + quartzo, localmente, indicativo de um ambiente de ultra-alta temperatura (MORAES, et al., 2002; BALDWIN et al., 2005). Os autores descrevem para o complexo granitos deformados e metamorfisados, além de camadas de rochas máficas e ultramáficas metamorfoseadas em alto grau.

Piuzana et al., (2003) descrevem o complexo como uma exposição alongada NW-SE composto por ortogrulitos representadas por intrusões básicas-ultrabásicas, tonalíticas e granodioríticas e paragrulitos e paragnaisses com granadas, silimanita, associados a

formações bandadas de Mn e Fe e silimanita-quartzito. Idades são obtidas por SHRIMP U-Pb em zircão dos ortognaisses, gerando valores que variam entre 760 e 650 Ma (PIUZANA *et al.*, 2003). No mesmo trabalho, os autores propõem idades modelo TDM Sm-Nd para rochas granulíticas e obtêm dois intervalos de idade, 2.3 – 1.9 Ga e 1.7-1.4 Ga e os valores de  $\epsilon_{Nd}$  (T) negativos, variando de -9,3 a -1,4. Comparou-se a assinatura isotópica dos granulitos aos metassedimentos e aos granitos sin-tectônicos do Grupo Araxá (PIMENTEL *et al.*, 2000, 2001; SEER, 1999; PIUZANA *et al.*, 2003) onde os autores interpretaram que parte dos granulitos aluminosos do complexo podem ser equivalentes de alto teor do Grupo Araxá.

Tectonicamente intercalados aos Grupo Araxá, em corpos alongados, ocorrem os ortognaisses que são reconhecidos entre as cidades de Ipameri e Catalão, no sudeste do estado de Goiás. (LACERDA FILHO *et al.*, 2004). Klein (2008) individualiza três agrupamentos de rochas, sendo elas: Ortognaisse Ipameri, Ortognaisse Goiandira e Ortognaisse Nova Aurora, de leste a oeste.

O Ortognaisse Ipameri é constituído de rochas tonalíticas e monzograníticas, com predominância de rochas cálcio-alcálicas com alto teor de K, correlacionadas a rochas peraluminosas. A unidade expõe características padrões de um arco em zona de convergência referente a um ambiente de margem ativa. Foi obtido idades modelos para amostras do ortognaisse datadas em  $796 \pm 13$  Ma, obtidas pelo Sm/Nd e  $\epsilon_{Nd}$  (T) entre -3.65 e -9.83 que indicam um magma de idade meso a paleoproterozóica associado com um intenso retrabalhamento crustal. Análises isotópica da razão U/Pb, em zircão, apontam uma idade de cristalização de 790 Ma. (KLEIN, 2008)

O Ortognaisse Goiandira é constituído predominantemente por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, biotita, muscovita, granada e hornblenda. Essas mineralogias geram os biotita e biotita-muscovita gnaisses de granulação média a grossa, equivalentes as principais litologias da unidade (KLEIN, 2008). Nessas rochas, Chaves e Dias (2017) indicam que feições migmatíticas ocorrem localmente, gerando estruturas *schlierens* e bolsões de leucossoma. Os autores incluem enclaves anfíbolitos em forma de *boudins* que se encontram em meio à foliação. Klein (2008) coloca em dúvida a origem desses enclaves, podendo estar relacionados a diques máficos pretéritos. Os minerais acessórios são representados por: apatitas, titanita, monazita e zircão. Epidoto/clinozoisita, zoisita e clorita também são encontrados, estes são minerais formados durante o retrometamorfismo. A unidade exhibe associação mineral relacionado ao metamorfismo na fácies anfíbolito com retrometamorfismo na fácies xisto verde. Análise da razão U/Pb em cristais de zircão revelam idade de

cristalização próxima a 640 Ma. Monzodioritos, granodioritos, tonalitos e monzogranitos são equivalentes ao protólito do ortognaisse. Os padrões geoquímicos apresentado pela rocha são relacionados a padrões de rochas geradas em ambientes intermediários entre arco continental e rift. Dados isotópicos de Sm/Nd exibem idades modelo entre 1,37 e 2,54 Ga e  $\epsilon_{Nd}(T)$  entre -4,15 e -11,69, o que indica diferentes fontes para a formação do magma inicial. Uma fonte juvenil de idade neoproterozóica e a segunda fonte derivada do retrabalhamento de crosta meso e paleoproterozóica (KLEIN, 2008).

Nas proximidades de Estrela do Sul-MG, Santos (2019) descreve como litotipo, predominante para unidade, gnaisses ortoderivados com veios pegmatíticos e intercalações de anfibolito que ocorrem em formatos lenticulares. A autora relata uma foliação correspondente a uma foliação milonítica paralela ao bandamento composicional metamórfico, que evidencia bandas máficas (biotita e quartzo) e félsicas (plagioclásio, feldspato potássico e quartzo).

O Ortognaisse Nova Aurora, dispõem-se nas proximidades da cidade homonímia, e é constituído por ortognaisses tonalíticos, dioríticos, e graníticos de natureza alcalina e peraluminosos. (KLEIN, 2008). Essas rochas foram datadas pelo mesmo autor a partir da razão U/Pb em zircões chegando a uma idade de 1,22 e 1,26 Ga.

### 8.2.3 Rochas intrusivas

Na região do estudo são caracterizados diversos corpos rochosos graníticos que intrudem nas rochas metassedimentares do Grupo Araxá. Esses corpos rochosos são representantes de duas principais unidades intrusivas que compreendem rochas metaígneas que possuem diferentes ambientes tectônicos. São representantes desses corpos o Complexo Monte Carmelo e o Granito Estrela do Sul (SEER; MORAES, 2013).

#### 8.2.3.1 O Complexo Monte Carmelo

O complexo Monte Carmelo é uma intrusão de um corpo ígneo que está disposto entre as cidades de Abadia dos Dourados e Monte Carmelo (BROD et al., 1991). O nome da unidade foi sugerido por Pereira et al. (1983) que descreveu rochas de composição granítica a granodiorítica onde os primeiros trabalhos tratavam a unidade como complexo granito-gnáissico (BARBOSA et al., 1970)

A unidade é representada por cinco corpos rochosos, sendo um principal e três isolados com formato alongado. Ela é reconhecida em um contato intrusivo nos micaxistos do Grupo Araxá, podendo ocorrer com intercalações de anfibolitos e veios pegmatíticos. (SEER et al., 2007; FÉBOLI, 2017). Essa intrusão granítica é considerada sintectônica, fazendo parte da lasca intermediária do Grupo Araxá (SEER; MORAES, 2013).

O complexo é constituído majoritariamente por granitoides metaluminosos a peraluminosos, equigranulares, finos a médios, acinzentados e levemente deformados. (SEER; MORAES, 2013). Os autores descrevem uma composição predominantemente compostos por quartzo, ortoclásio, plagioclásio, biotita, titanita, apatita, zircão com epidoto e sericita como minerais secundários. Fato este, indicativo de alteração hidrotermal. Eles são classificados como tonalitos, sienogranitos e monzogranitos. (SEER; MORAES, 2013) Santos (2019) destaca que a textura dos granitoides são variáveis, apresentando-se além da textura equigranular, pode ser reconhecidas fácies granoblástica, porfiroclástica e inequigranular, milonítica e cataclástica (FÉBOLI, 2017) A gênese do Complexo Monte Carmelo se dá em três episódios de granitogênese de idade neoproterozóica, por volta de 790 Ma, relacionado a eventos magmáticos de estágios pré-colisionais (SEER; MORAES, 2013). Os autores sugerem que ocorreu um evento colisional em 630 Ma, acarretando um retrabalhamento da unidade

#### 8.2.3.2 *Granito Estrela do Sul*

Se exibem em corpos alongados com deformação nas bordas e com o núcleo preservado os representantes graníticos de Suíte Granítica Estrela do Sul. As rochas possuem fácies com cristais equigranulares, de coloração cinza claro, quando preservada e composta majoritariamente por quartzo, ortoclásio, microclínio, oligoclásio, biotita e muscovita. Ocorrem como minerais acessórios: granada, apatita, turmalina e zircão. (SEER; MORAES, 2013). Os mesmos autores classificam a unidade como um granito colisional.

O evento colisional foi relatado na região que gerou um pico do metamorfismo de idade que varia entre 640 e 637 Ma (SEER; MORAES; JUNGLES 2010). Uma idade de cristalização foi obtida a partir de datações pela razão U/Pb em cristais de zircão, que revelaram uma idade de ~632 Ma. Análises isotópicas de Sm/Nd geram uma idade modelo de TDM 1,68 Ga juntamente com valores negativos de  $\epsilon_{Nd}$  (-7,224), o que sugere um magma derivado do retrabalhamento da crosta mesoproterozóica com uma possível contribuição do

Grupo Araxá a partir da fusão dos seus metassedimentos (SEER et al., 2005; SEER; MORAES, 2013).

### 8.3 Geologia Estrutural

A porção meridional da Faixa Brasília contém diversos trabalhos que foram desenvolvidos ao longo dos anos que corroboram para um modelo da evolução estrutural desta parte do orógeno. Os principais trabalhos foram escritos por Simões (1995), Simões e Navarro (1996), Seer (1999), Seer e Dardenne (2000), Valeriano et al. (2004), Silva et al. (2006, 2012), Ulhein et al. (2013), Navarro et al. (2013) e Santos (2019). Copilando e comparando os dados desses diferentes autores é possível observar uma evolução estrutural que possui ao menos quatro fases deformacionais, onde a segunda fase é evidenciada como a principal.

#### 8.3.1 Fase D1

Essa primeira fase deformacional (D1) é encontrada nos trabalhos de Simões (1995), Seer (1999), Seer et al. (2001), Valeriano et al. (2004), Navarro et al. (2013), Ulhein et al. (2013) e Santos (2019) onde é caracterizada pela geração de uma foliação S1, que ocorrem paralelamente ou subparalela a S0. Essa foliação comumente é transposta pela S2 onde são encontradas em charneiras de dobras que estão relacionadas ao segundo evento deformacional, ou seja, a fase principal (D2). Lineações minerais são raramente observáveis devido a eventos posteriores obliteraram tais estruturas.

#### 8.3.2 Fase D2

Simões (1995), Seer (1999), Navarro *et al.* (2013), Uhlein et al. (2013) e Santos (2019) descrevem como D2 o segundo evento deformacional e o caracteriza como principal fase. Ela é responsável pela formação da foliação S2, que é encontrada como uma foliação de xistosidade com direção preferencial NW-SE com mergulhos para NE e SW, ou em clivagens de crenulação. Seer (1999), descreve para a região da *nappe* de Araxá esse evento como o responsável pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica gerando um padrão S-C. A

foliação é comumente observada paralela ou subparalela a S0//S1 e na maioria dos casos transpondo a primeira foliação (S1)

Para essa fase é reconhecido dobramentos assimétricos (F2), apertados ou abertos, isoclinais que geram planos axiais paralelos a foliação S2 (SEER, 1999; SANTOS, 2019). São relacionados ao evento lineações minerais paralelas às lineações de estiramento, com orientação E-W a ENE-WNW, que possuem caimentos suaves para NW e SE (SANTOS, 2019). O evento D2 é subdividido em duas fases distintas nos trabalhos de Seer (1999), Seer *et al.* (2001). Os autores subdividem o evento em uma fase inicial que gera um transporte tectônico para N-NE e um estágio final com transporte tectônico para SE. Falhas reversas e de empurrão são descritas e relacionadas por Uhlein *et al.*, (2013) nesta fase deformacional, onde há um transporte com vergência para E seguidos de sistemas transcorrentes.

### 8.3.3 Fase D3

A terceira fase deformacional (D3) é marcada pelo desenvolvimento da foliação S3, definida por uma clivagem de crenulação espaçada, que comumente transpõem foliações anteriores com direções variáveis. (SEER, 1999; VALERIANO *et al.*, 2004; UHLEIN, 2013; SANTOS, 2019). Nesta fase, os autores descrevem uma atitude média 223/66 para a foliação onde há geração de dobras (F3) abertas e suaves, de ordem quilométrica, com plano axial para NW e caimentos suaves paralelos aos eixos D2. Há também descrições de dobras fechadas e isoclinais associadas a mesma fase deformacional. Seer *et al.* (2001) descreveu, associado a foliação S3, uma lineação mineral paralela a de estiramento com atitude média de 348/08 em uma zona de cisalhamento no interior do Grupo Araxá.

### 8.3.4 Fase D4

Simões (1995) e Santos (2019) relaciona o quarto evento deformacional (D4) a dobras abertas e suaves que desenvolve um plano axial vertical a subvertical, charneiras com direção N-NE com suaves caimentos com direção SSW-NNE. Paralelo a essas dobras desenvolve-se falhas paralelas ao seu plano axial. Seer (1999) e Seer *et al.* (2001) descrevem que o evento pode ter ocorrido na região da *nappe* de Araxá, mas não se reconhecem as estruturas pois podem estar mascaradas pelas características da fase D3



#### 8.4 Metamorfismo da Faixa Brasília Meridional

O metamorfismo na Faixa Brasília Meridional possui um aumento em seu grau no sentido leste para oeste, indo à direção ao centro do orógeno. (FUCK *et al.*, 1994). Trabalhos descritos na porção sul da faixa identificam e descrevem paragêneses e trajetórias P-T-t para o Grupo Araxá (rochas metassedimentares), os ortognaisses migmatíticos e para as rochas metamáficas e metaultramáficas. As fácies variam seu grau metamórfico de xisto verde a anfibolito superior (KLEIN, 2008; NAVARRO *et al.*, 2013), podendo ocorrer pontualmente fácies granulito (PIUZANA *et al.*, 2003).

Na região sul e sudoeste do estado Goiás, Navarro *et al.*, (2013) descrevem associações mineralógicas relacionadas a fácies anfibolito médio a superior para as unidades metassedimentares do Grupo Araxá que compreende: biotita + plagioclásio + granada + anfibólio; biotita + plagioclásio + granada; granada + plagioclásio + biotita ± estauroilita ± cianita ou ± cianita + biotita + plagioclásio + granada. Os mesmos autores descrevem para anfibolitos e granada-anfibolito associações mineralógicas, que representam o pico metamórfico, referente à presença de hornblenda + plagioclásio ou granada + hornblenda + plagioclásio. Essas assembleias mineralógicas representantes das rochas metamáficas são típicas das fácies anfibolito médio e superior. A norte, ainda no estado de Goiás, na região de Ipameri e Catalão, Klein (2008) descreve para ortognaisses fácies anfibolito com uma paragênese mineralógica constituída por biotita ± granada + muscovita + plagioclásio ± feldspato potássico + quartzo e biotita ± granada + muscovita + plagioclásio + epidoto + quartzo. Essa paragênese das fácies granulitos passa por um processo de substituição por minerais secundários representada pela paragênese: quartzo + plagioclásio + granada + muscovita + clorita e hornblenda + ortopiroxênio + plagioclásio + epidoto.

As rochas metassedimentares do Grupo Araxá também são marcadas por um retrometamorfismo onde desenvolve-se clorita secundária que substitui cristais de biotita e granada, a geração de cristais de muscovita discordantes da foliação principal, serpentinização nas rochas metaultramáficas e saussuritização de plagioclásios (NAVARRO *et al.*, 2013)

Della Giustina (2010) realiza estudos em rochas máficas e ultramáficas recristalizadas, que pertencem ao Complexo Taquaral na porção central do estado de Goiás. Ela apresenta um metamorfismo regional onde as rochas máficas foram afetadas e desenvolveram minerais metamórficos de granulização fina. Esse metamorfismo ocorre nas fácies granulito e é

representada pela assembleia mineral composta por plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda marrom e Espinélio.

Para os ortognaisses, o retrometamorfismo é apontado pela substituição parcial ou total das granadas, anfibólios e biotita por cristais de clorita e epidoto. O processo de saussuritização dos plagioclásios, onde pode ocorrer a geração zoizita e muscovita também são alterações que marcam esse processo retrogrado do metamorfismo (KLEIN, 2008)

## **9 RESULTADOS**

### **9.1 Estratigrafia da área de estudo**

Neste capítulo são apresentadas diferentes unidades litológicas caracterizadas em escala macroscópica a partir do mapeamento geológico. As descrições de microtexturas e microestruturas deste tópico foram realizadas a partir da petrografia em luz refletida e transmitida. O Mapa geológico se encontra no Apêndice 3

#### **9.1.1 Unidade Ortognaíssica migmatítica**

A unidade é encontrada em 42% da área delimitada neste estudo aflorando na maioria das vezes em cotas mais altas em blocos (in situ e rolados) ou nas cotas mais baixas em drenagens, no leito ou sustentando encostas.

As rochas desta unidade estão concentradas na porção centro-leste do mapa. São caracterizadas granulitos máficos e alguns granitoides que estão relacionados entre si neste trabalho como produto do processo de fusão parcial destes ortoderivados. As descrições das litologias relacionadas a esta unidade serão abordadas no tópico 9.2, que traz as características macroscópicas e microscópicas das rochas. Há uma complexidade para definir os contatos entre essa unidade principal com as demais devido os afloramentos ocorrem majoritariamente em blocos deslocados em porções fora das drenagens.

A unidade é definida como parte do embasamento e é interpretada como a unidade mais basal na estratigrafia. Observa-se que há um contato tectônico entre a unidade dos Ortognaisses, mais antigos, e os Bt-metagranito, mais novos, onde os blocos são deslocados entre si, por movimentos transcorrentes ou um deslocamento dos ortognaisses sobre os Bt-metagranito. Em meio a unidade são encontrados corpos lenticulares e alongados das unidades: Grt-Bt-Kfs-Ms gnaiss, Grt-metagranito e em cotas mais altas as camadas de arenito.

### 9.1.2 Grt-Bt-Kfs-Ms-gnaiss

A rocha é encontrada em corpos de tamanhos variados, alongados e lenticulares que se dispõem com direções preferenciais de NE/SW representando aproximadamente 18% da área de estudo. Aflora em matacões (de tamanhos variados e *in situ*), blocos rolados, em lajedos e cortes de estradas. A rocha é encontrada na coloração cinza escuro quando fresca, tons avermelhados a arroxeado caracterizam a coloração intempérica da rocha, as mais comuns na área de estudo. (Figura 3A)

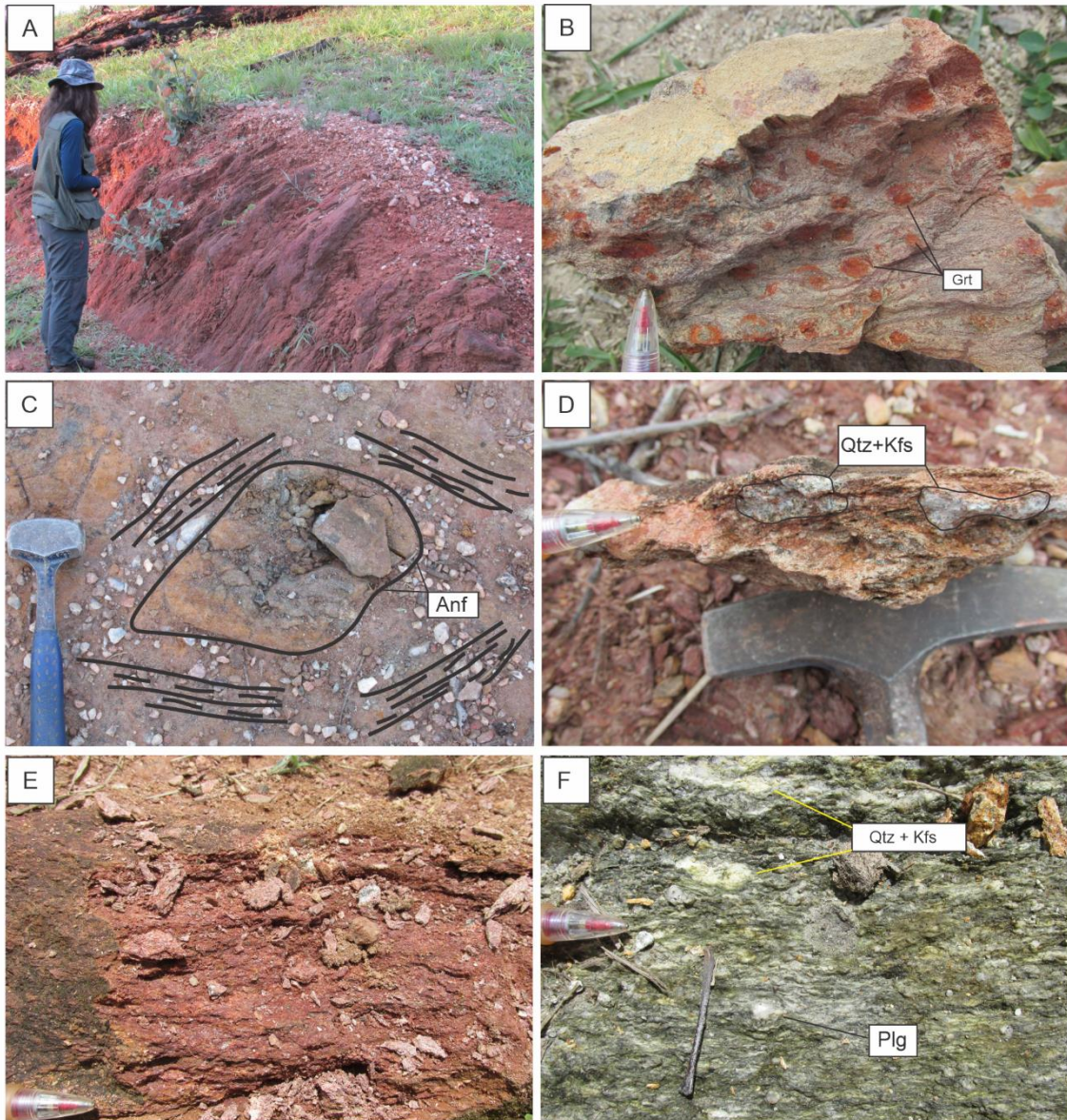
Possui granulação média a muito grossa composta de cristais de quartzo, k-feldspato, biotita, muscovita e granada, desenvolvendo uma textura porfiroblástica, marcado pela presença de granadas em meio a foliação (Figura 3B)

O Grt-Bt-Kfs-Ms gnaiss apresenta uma foliação contínua e anastomosada, as vezes paralela que é definida pelos filossilicatos orientados. Localmente, em meio a foliação suavemente dobrada do litotipo são encontrados em forma de *boudins* anfíbolitos, que apresentam cor preta quando fresca e ocre quando intemperizada. (Figura 3C)

Os gnaisses contêm bolsões hololeucocráticos de composição quartzo-feldspática que na maioria das vezes são encontradas bem intemperizada, dispersos de forma aleatória na rocha. (Figura 3D)

Na unidade inclui, localmente, lentes de Grt-Ms xisto que apresentam contato gradual e transitivo com os gnaisses. Ela possui uma coloração vermelho arroxeado devido ao intemperismo, semelhantes ao do Grt-Bt-Kfs-Ms gnaiss, e não são encontradas amostras frescas da rocha. Sua composição mineralógica é composta essencialmente por cristais com granulação média a grossa de muscovita, quartzo e localmente granada. A rocha é marcada por uma foliação contínua e paralela ou contínua e anastomosada geradas pela orientação das muscovitas. (Figura 3E). A rocha desenvolve uma textura lepidoblástica em sua grande maioria e porfiroblástica onde são encontradas as granadas. É comum encontrar bolsões leucocráticos em xistos que desenvolvem uma granulação mais grossa (Figura 3F).

Figura 3: A) Afloramento típico da unidade marcada por uma rocha bem intemperizada. B) Grt-Bt-Kfs-Ms gnaiss de granulção grossa marcado pela foliação anastomosada envolvendo porfiroblastos de granada caracterizando a textura porfiroblástica. C) *Boudins* de anfibolito em meio a foliação anastomosada. D) Bolsões leucocráticos de composição quartzo-feldspática envolvidos pela foliação do paragneisse. E) Ms-xisto com foliação contínua e paralela que desenvolve uma textura lepidoblástica. F) Bolsão leucocrático em meio a foliação anastomosado do ms-xisto. Presença de cristais de plagioclásio. Ponto EGJMM28. Grt: granada; Qtz; quartzo; Kfs: K-feldspato; Plg: plagioclásio. (WHITNEY e EVANS, 2010)



Fonte: o autor

### 9.1.3 Granitoides

#### 9.1.3.1 Biotita metagranito

O Biotita metagranito ocupa 23% da área delimitada neste trabalho, com as exposições concentradas nas porções N, NW, W e extremo SW. A rocha aflora principalmente em blocos

de tamanho matacão *in situ* (Figura 4A) ou pequenos blocos rolados, localmente em drenagens há ocorrências do litotipo fazendo contatos difusos com os granulitos máficos.

A rocha possui uma coloração cinza escuro a cinza claro quando fresca e há um aumento nos tons de branco quando é encontrada intemperizada. Sua composição mineralógica é marcada por cristais de k-feldspato (45%) quartzo (35 %), plagioclásio (10%), biotita (10%) e localmente ocorrem muscovita, que caracterizam uma granulação que varia de fina a média desenvolvendo uma trama seriada interlobada. Variações faciológicas marcam alternâncias na granulação da rocha, mas grossa ou mais finas dependendo do afloramento (Figura 4B). Os macrocristais de plagioclásio são encontrados em meio a foliação anastomosada, marcada pela orientação das biotitas. Quando a foliação não é bem representada pelos filossilicatos ela é caracterizada como penetrativa. As rochas são encontradas em contato difuso com os anfibolitos da unidade dos ortognaisses migmatíticos, representado pelo ponto EGJMP03 (Figura 4C). A rocha desenvolve em alguns pontos uma foliação milonítica, caracterizando o desenvolvimento de um protomilonito sobre o granito porfirítico (Figura 4D). A rocha marca uma foliação de cisalhamento, a mesma que desenvolve os protomilonitos, evidenciada pelo rotacionamento de macrocristais de plagioclásio. (Figura 4E)

Figura 4:A) Principal modo de ocorrência do Bt-metagranito, blocos in situ. B) Amostra de mão do Bt-metagranito hololeucocrático de granulação fina caracterizada pela textura porfiroclástica, a principal da rocha. C) Contatos difusos e transicionais entre o Bt-metagranito e o anfibolito separados por uma sessão hololeucocrática que concentra bolsões de leucossoma com composição quartzo-feldspática. D) Foliação milonítica desenvolvendo sobre o Bt-metagranito levando ao desenvolvimento de um protomilonito – Ponto E) Macrocristais de plagioclásio rotacionados em rocha com granulação grossa Pontos:EGJMP21, EGJMP-03 e EGJMP23



Fonte: o autor

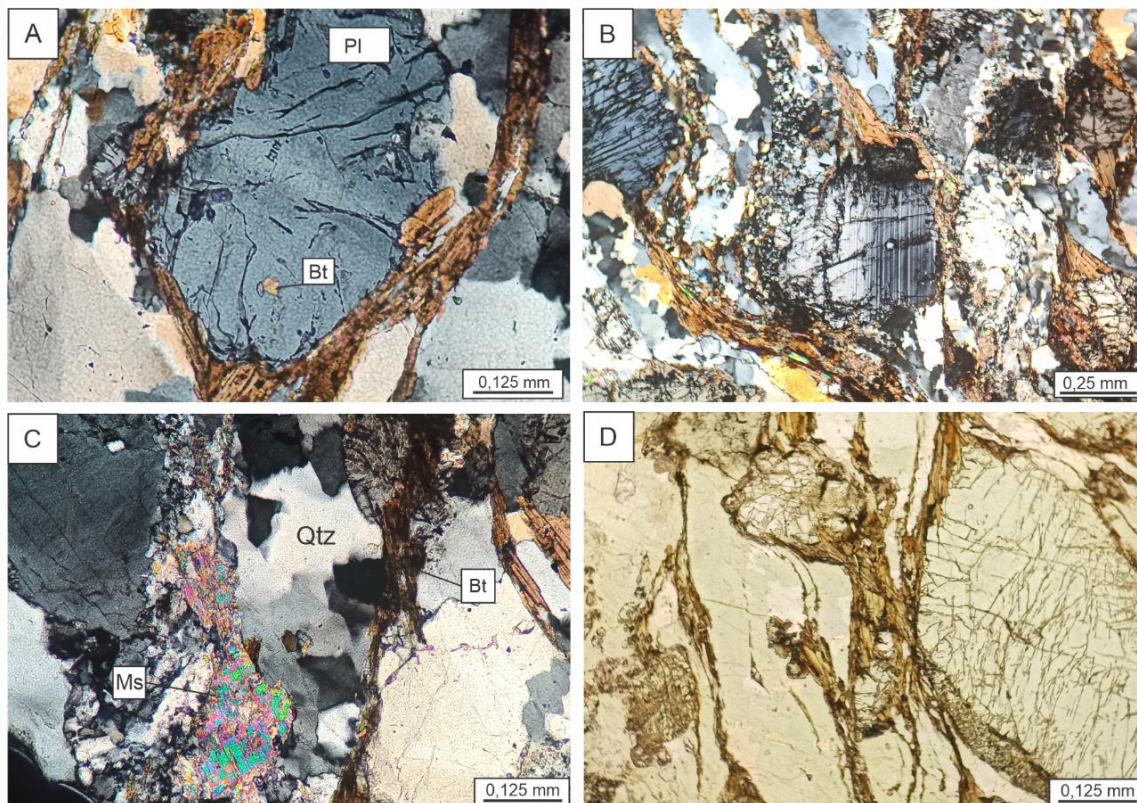
Em lâmina, os plagioclásios ocorrem como macrocristais subédricos com tamanho variáveis de 0,5 a 2,0 centímetros e são presentes dispersos na matriz. É possível observar os

cristais bem fraturados e com extinção ondulante e o surgimento de maclas lenticulares de deformação. Os cristais preservados da saussuritização apresentam inclusões de quartzo e biotita (Figura 5A). Os macrocristais estão dispersos em uma matriz composta de quartzo e biotita.

Os cristais de quartzo da rocha são predominantemente anédricos e possuem tamanhos milimétricos que variam de 0,1 a 4 mm. O quartzo é caracterizado por ser incolor, a nicóis descruzado, e cinza médio com maclas polissintéticas deformadas, a nicóis cruzados. (Figura 5A–B). Nos cristais é possível reconhecer formação de subgrãos e texturas de tabuleiro de xadrez (Figura 5C). Os cristais são grãos irregulares e com bordas amebóides, mas apresentam alongação paralela a foliação (Figura 5C).

Os cristais de biotita são marcados por um pleocroísmo que varia de uma coloração em tons de marrom claro à escuro. A nicóis cruzados o mineral mostra uma cor de interferência que varia de verde claro à médio. Possuem forma anédrica a subédrica e são responsáveis pela coloração das porções mais escura da rocha. Os minerais estão dispostos em uma orientação preferencial em forma de fitas que circundam os macrocristais de plagioclásio marcando a foliação da rocha. (Figura 5C–D)

Figura 5: Seção EGJMM28B A) Porfiroclastos de plagioclásio em meio a matriz orientada segundo a foliação Sm, marcada pelos cristais de biotita e quartzo recristalizado - Nicóis cruzados. B) Cristais de plagioclásio deformados, com maclas do tipo albita, no centro da imagem circundado por fitas de biotita e quartzo recristalizado – Nicóis cruzados C) No centro da imagem um cristal de quartzo recristalizado em subgrãos do tipo *chessboard* – Nicóis cruzados D) Textura porfiroclástica característica do litotipo – Nicóis descruzados. Qtz: quartzo; Pl: plagioclásio; Bt: biotita; Ms: muscovita (WHITNEY e EVANS, 2010)

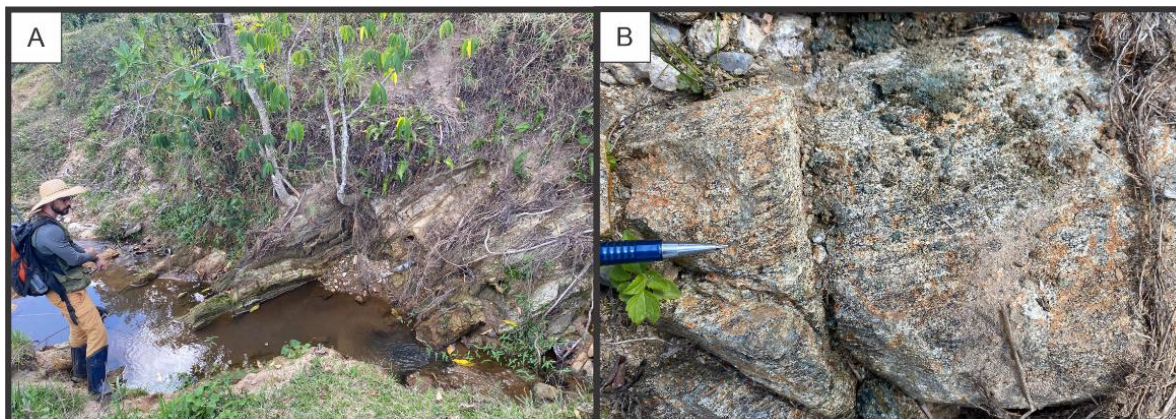


### 9.1.3.2 Kfs-ms milonito

A rocha é encontrada em 5% da área que foi mapeada neste trabalho e aflora em matacões próximos a drenagens, lentes e lajedos (Figura 6- A). Exibe uma coloração intempérica verde arroxeadada a bege, quando fresca possui tons cinza escuro. O milonito hololeucocrático a leucocrático exibe uma granulação que varia entre fina a média gerando uma textura lepidoblástica a nematoblástica, podendo ocorrer do tipo porfiroclástica. Essa última textura é marcada por fenocristais de k-feldspato de tamanho que varia de 0,5 a 1 cm. A foliação é contínua e anastomosada e é composto por k feldspato (40%), quartzo (35%) e muscovita (20%), podendo serem encontrados em menores quantidades cristais de biotita (5%) e granada como mineral acessório. (Figura 6B). Veios de quartzo são encontrados localmente em meio a foliação contínua e anastomosada.



Figura 6: A) Modo de ocorrência do Kfs-ms-milonito B) Amostra intemperizada do kfs-ms-milonito marcando a foliação contínua e anastomosada com porfiroblastos de granada em meio a foliação. Ponto EJMM-81



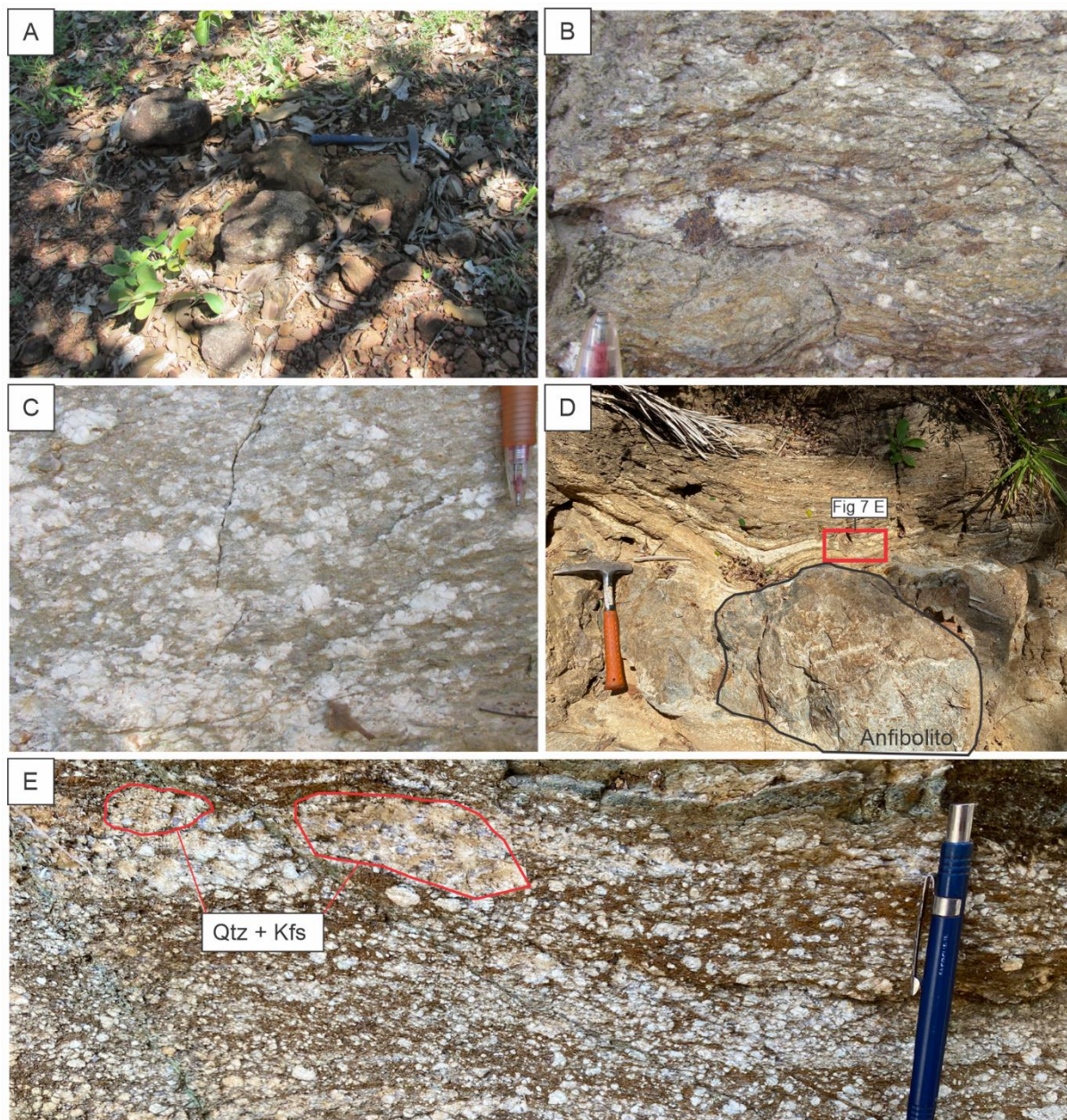
### 9.1.3.3 Granada metagranito

A litologia está disposta em 10% da área deste trabalho e é encontrada em corpos alongados de tamanho variado na direção NW-SE, concentrando-se na porção ESE. A rocha encontra-se aflorando principalmente em lentes, lajedos em estrada e blocos pequenos rolados em meio a vertente ou do tamanho matacão, próximo a drenagens. (Figura 7A). Ocasionalmente os metagranitos fazem contato gradual com os diopsídio-granulito.

O litotipo é encontrado na coloração branca quando fresco e bege quando intemperizado. A rocha leucocrática tem predominância de cristais de granulação média a grossa, composto por k-feldspato, quartzo, plagioclásio e granada. Localmente a rocha apresenta textura pseudomórfica com cristais de biotita e quartzo que substituem granadas (Figura 7B). A rocha possui textura porfiroblástica marcada pelos fenocristais de granada que variam entre 0,5 a 3 cm e k-feldspato com o tamanho que varia de 0,5 e 3 cm Esses fenocristais localmente estão rotacionados. É uma rocha foliada onde a foliação é do tipo penetrativa, contínua e anastomosada (Figura 7C). Encaixado na foliação pode ser encontrados veios de quartzo. A foliação anastomosada tem direção preferencial NE-SW. Encaixados na foliação podem ocorrer anfíbolito em forma de *boudins* (Figura 7D).

Localmente apresenta bolsões leucocráticos de composição majoritariamente quartzo-feldspática. Pode ocorrer nesses bolsões macrocristais de granada de tamanho que varia entre 0,5 e 4 cm. (Figura 7E).

Figura 7: A) Grt-metagranita aflorando em blocos rolados em topo de morro. B) Porfiroblastos de granada sendo substituídos por biotita ao lado de bolsões leucocráticos. C) Foliação milonítica evidenciada pela rotação dos porfiroclastos de plagioclásio em meio a foliação anastomosada. D) *Boundin* de anfibolito em meio a foliação anastomosada do litotipo E) Detalhe da figura 6 – D, onde são evidenciados bolsões leucocrático de composição quartzo-feldspática. EJMM90, EGJMP02.



Fonte: o autor

#### 9.1.4 Arenitos

A unidade aflora em aproximadamente 2% da área mapeada em corpos circulares dispersos na porção central da área, com afloramentos em cotas mais altas. A rocha aflora em blocos do tamanho matacão e em lajedos próximos a drenagens até em áreas mais elevadas em altas vertentes (Figura 8 A e B). Ela apresenta coloração amarelo alaranjado quando fresca

e expõe uma capa escura quando esta mais intemperizada, provável produto do intemperismo de óxidos ferro-magnesianos (Figura 8 C). Os grãos esféricos fosco que compõem a rocha são de tamanho predominantemente fino, bem selecionado, com os grãos bem arredondados e de alta esfericidade.

A rocha apresenta uma estratificação cruzada tabular, plano paralela e ocasionalmente há estratificações cruzada de grande porte. Quando maciços apresentam vênulas de coloração vermelho claro e pode ocorrer a presença de um material que ocupa os poros, formando macrocristais de um material branco localmente.

Figura 8: A e B) Modo de ocorrência dos afloramentos da unidade sedimentar. Em A matacões do arenito marcam a estratificação plano paralela da rocha. Em “B”, blocos afloram na alta vertente. C) Amostra enfatizando a capa oxidada gerada pelo intemperismo de coloração marrom escura. Os cristais de finos de quartzo também possuem coloração ocre avermelhada devido a oxidação. Pontos: EGJMM16



Fonte: o autor

## 9.2 FEIÇÕES MACROSCÓPICAS E MICROSCÓPICAS DOS ORTOGNAISSES MIGMATÍTICOS

A unidade dos Ortognaisses migmatíticos compreendem a unidade litodêmica mais representativa nesse estudo. A unidade engloba diferentes litologias que são subdivididas

devido suas características estruturais e mineralógicas. Para esta unidade há uma relação de sobreposição entre os ortognaisses mapeados, em uma escala maior, na área deste estudo com o Ortognaisse Goiandira, unidade descrita em trabalhos da região, por exemplo Chaves e Dias (2017). É subdivido neste tópico rochas que serão tratadas como protólito (Paleossoma) e rochas geneticamente relacionadas ao processo de fusão total ou parcial (Neossoma).

### 9.2.1 Migmatitos e suas características morfológicas

As rochas afloram predominantemente em blocos, encostas e lajedos em cortes de pequenas drenagens e em leitos de rios que tem um maior volume de água. A rocha é heterógena, e devido seu protólito máfico (granulito máfico) ela possui uma coloração em tons cinza-escuro a preto com porções com marcas brancas, ou seja, porções félsicas e máficas. Essas porções félsicas são reconhecidas como o leucossoma da rocha e possui granulação que varia de grossa a muito grossa ricas em feldspato e quartzo (Figura 9A).

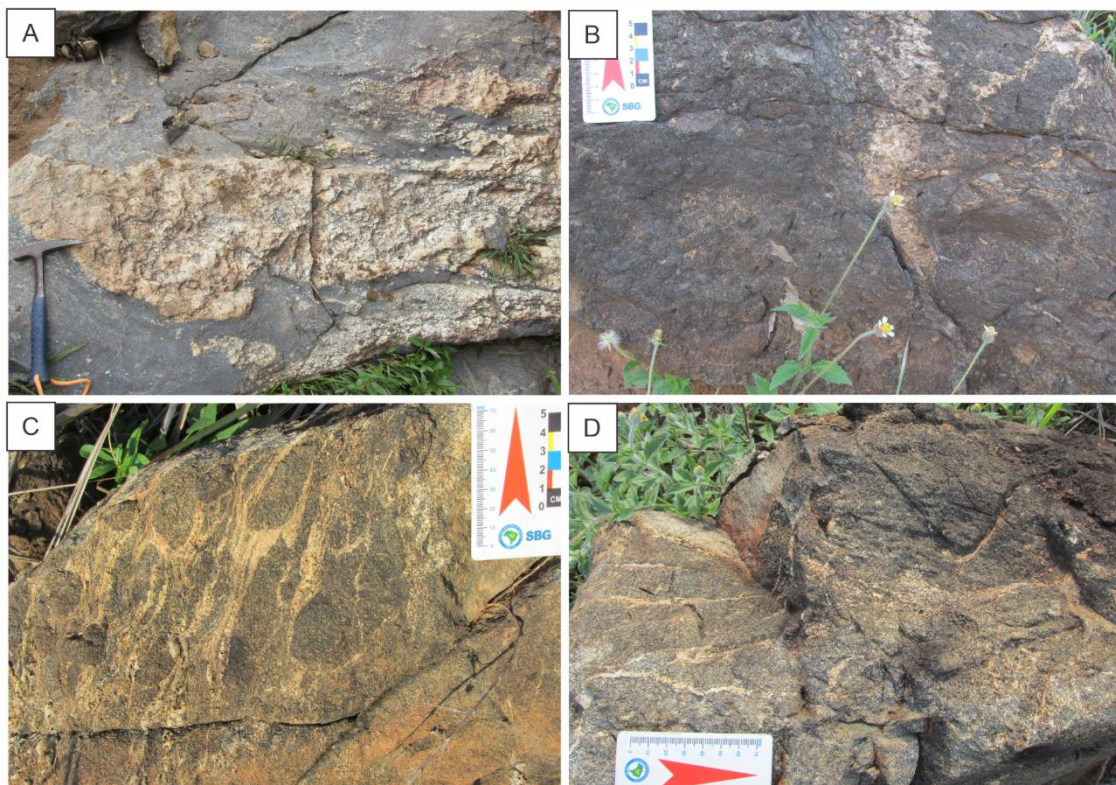
Em modo geral, as ocorrências dos migmatitos desta área apresentam principalmente estruturas em *patch*, rede, estromática e *schollen*, onde ocasionalmente estão dobradas. As três primeiras estruturas estão relacionadas a metatexitos e a última a diatexitos.

As estruturas em mancha (*patch*) são caracterizadas por manchas de leucossoma (félsicas), de granulação grossa compostos por quartzo e feldspato, envolvidas por melanossoma rico em anfibólio no interior do granulito máfico (Figura 9B). Esses bolsões possuem formato de elipsoidal a oval e neles podem conter fenocristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio. Nessa rocha o paleossoma domina em relação ao neossoma. Associados a esses migmatitos com estrutura em *patch* também são encontrados leucossomas que geram estruturas em rede que possuem partições interboudinadas, que se desenvolvem nas camadas mais competentes da rocha (Figura 9C).

As estruturas em rede nos migmatitos são caracterizadas por intercalações de bandas finas de leucossoma em meio a foliação da rocha máfica (protólito) (Figura 9C - D). A morfologia gerada é derivada de dois conjuntos sistemáticos do leucossoma, um que é paralelo a foliação da rocha e outro discordante que gera um ângulo oblíquo de aproximadamente 40°. Esses se interceptam e geram “blocos” em forma losangular do paleossoma que marcam um padrão em rede (Figura 9D).

Figura 9: A) Diatexito do tipo *schollen*, com leucossoma de composição quartzo-feldspática de granulação grossa. B) Estrutura do tipo *patch* em metatexito. O leucossoma desenvolve em forma de manchas em meio a foliação da rocha. C)

Paleossoma interboudinado em meio a leucossoma que gera estrutura do tipo rede. D) Leucossomas são encontrados em meio a foliação do paleossoma e localmente se conectam gerando padrões em rede. Pontos EGJMP27- EGJMM29



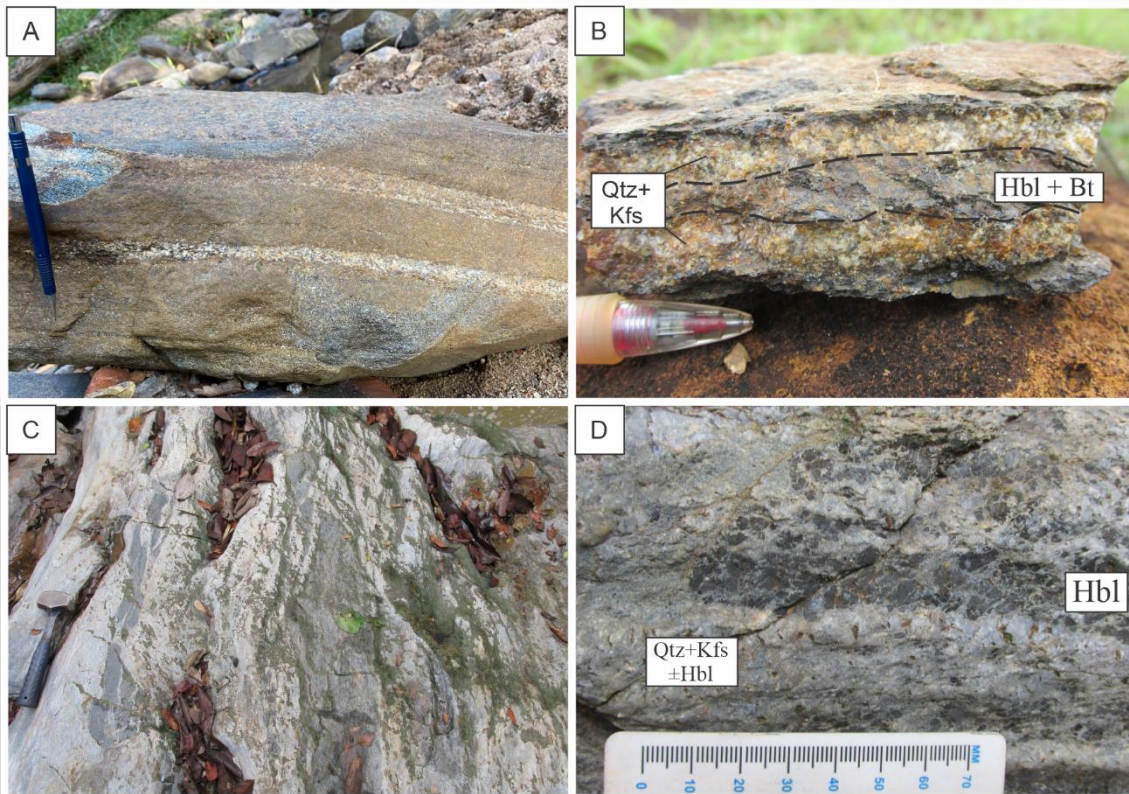
Fonte: o autor

As estruturas estromáticas nos migmatitos aparecem como bandas de leucossoma que são persistentes lateralmente. Elas são paralelas ao plano da foliação principal do granulito máfico (Figura 10A). As camadas de leucossoma são predominantemente quartzo-feldspáticas e possuem textura fanerítica grossa. O leucossoma na estrutura estromática podem ser envolvidos por bandas de melanossoma constituídas por hornblenda e biotita (Figura 10B).

Os migmatitos que apresentam estrutura em *schollen* exibem as duas partes segregadas, o leucossoma e paleossoma. Na rocha são encontrados parte do paleossoma granulito máfico envolvidos pelo leucossoma de composição quartzo-feldspática marcado por uma granulação que varia de média a muito grossa (Figura 10C). A estrutura é definida pelas partes do granulito máfico que possuem formatos semelhantes a “jangadas” que sobrenadam o leucossoma neoformado. Além do leucossoma dominante nos afloramentos, o melanossoma nesse tipo de estrutura é observado segregando o neossoma em duas partes. Concentrados máficos, referentes as hornblendas (melanossoma) e concentrados félsicos, de composição quartzo-feldspática (leucossoma). Ambos desenvolvem granulação mais grossa em relação ao protólito (Figura 10D). Nessa rocha o neossoma é dominante sobre o paleossoma, com uma

proporção de aproximadamente 10% do protólito (paleossoma) e 90% fases fundidas (neossoma) caracterizando este domínio como um migmatito do tipo diatexito, segundo SAYWER (2008).

Figura 10: A) Metatexito do tipo estromático, marcado por bandas paralelas de leucossoma que estão dispostos em meio a foliação gnáissica. B) A rocha apresenta estrutura estromática, semelhante a figura “A”. Seu diferencial é a presença de biotitas junto com as hornblendas no melanossoma da rocha. C) Diatexito do tipo *schollen*. A parte fundida representada pelo leucossoma é dominante sobre o paleossoma máfico. As porções que restam do paleossoma “flutuam” na parte leucocrática em forma de “jangadas”, caracterizando o tipo da estrutura. D) Concentrado de hornblenda de granulação mais grossa marcam o melanossoma que é segregado da parte leucocrática. Pontos EJMM-57, EGJMM09 e EGJMP 30. Qtz: quartzo; Kfs: K-feldspato; Hbl: Hornblenda; Bt: biotita (WHITNEY e EVANS, 2010)



Fonte: o autor

Migmatitos do tipo estromático foram encontrados dobrados em duas ocasiões. Localmente, um metatexito de coloração cinza claro a cinza escuro bem intemperizado foi encontrado em um corte de drenagem pluvial (Ponto EJMM59). A rocha é marcada pela estrutura estromática que marcam bandas félsicas (leucossoma) e bandas máfica (paleossoma/granulito máfico) intercaladas. Neste ponto, é possível identificar o protólito máfico bem intemperizado com bolsões leucocráticos em meio a foliação.

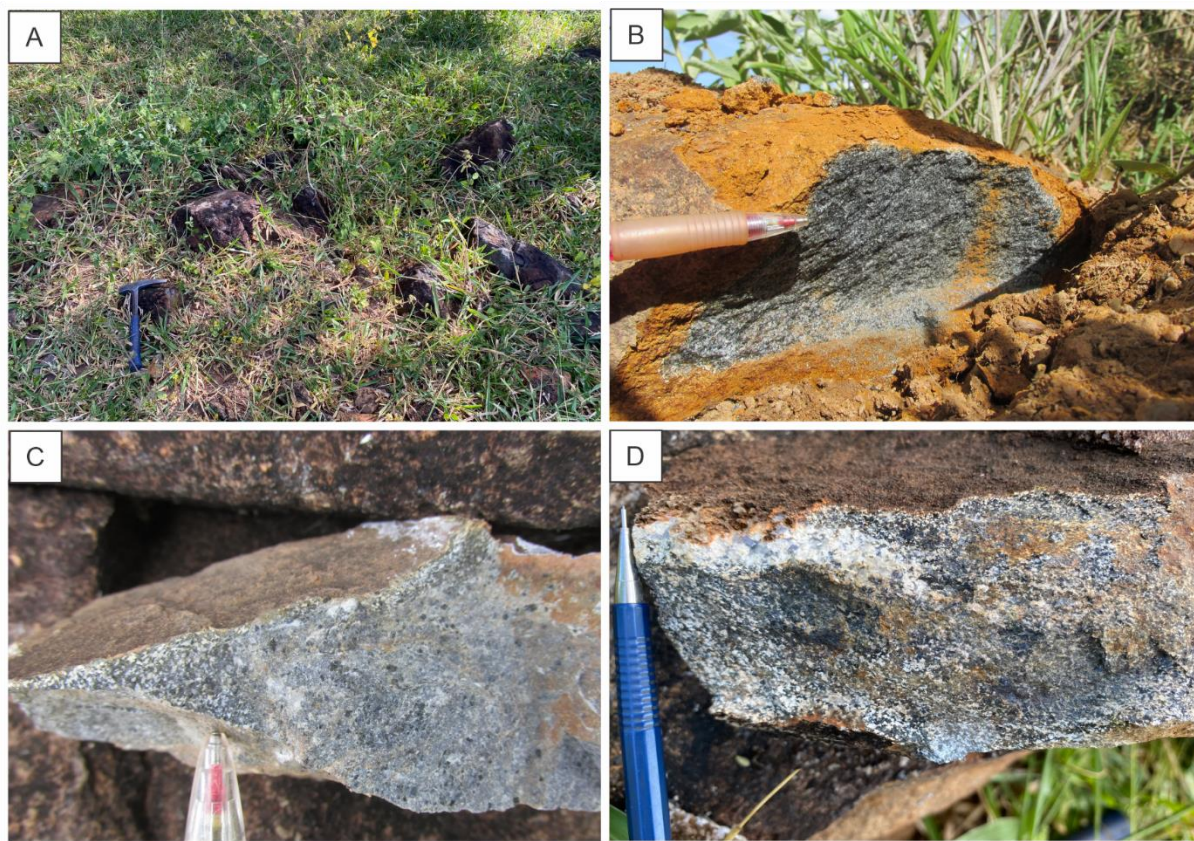
## 9.2.2 Paleossoma

O litotipo representante do paleossoma no contexto regional da área é um biotita-diopsídio-enstatita-hornblenda granulito (granulito máfico) que aflora na área em grandes lajedos, encostas, blocos (de tamanhos variados) *in situ* e rolados, lentes e enclaves. (Figura 11A)

A rocha compreende a maioria dos afloramentos encontrados da unidade dos Ortognaisses Migmatíticos na região. A rocha é melanocrática e exibe tons de verde escuro a preto quando fresca. Quando é encontrada intemperizada ela desenvolve a coloração ocre, devido a formação de uma capa de alteração nas porções mais expostas da amostra (Figura 11B).

A rocha possui uma foliação contínua, penetrativa e anastomosada discretamente marcada pela orientação dos anfibólios. O litotipo é caracterizado por uma granulação que varia de fina a média, de composição mineralógica composta essencialmente por cristais de hornblenda marrom (60%), plagioclásio (30%) diopsídio (8%) e enstatita (2%) que gera uma textura granoblástica (Figura 11B) Há variações nas proporções de quantidade de plagioclásio para mais ou para menos que a estimativa modal dependendo do afloramento. Localmente ocorre substituições de hornblenda por biotita (Figura 11C). Enstatita e diopsídio em algumas porções não se preservam, predominando anfibólio e plagioclásio. Em alguns afloramentos são encontrados bolsões leucocráticos obliterando a foliação das rochas (Figura 11D)

Figura 11: A) Afloramento dos diopsídio-granulito em blocos na média vertente. B) Amostra do litotipo com bordas de alteração na porção externa da rocha devido o intemperismo. É possível observar a foliação gnáissica penetrativa marcada pela orientação dos cristais de hornblenda. C) Em meio a foliação ocorrem pequenos “pontinhos” pretos que marca a presença de biotita junto as hornblendas e plagioclásios. D) Bolsões de composição quartzo-feldspática que obliteram a foliação gnáissica do diopsídio-granulito. Pontos EJMM 59, EGJMP31, EGJMP 30 e EGJMP 27



Fonte: o autor

Os cristais de hornblenda marrons, em lâmina delgada, são caracterizadas em luz natural pela sua coloração marrom médio a castanho, variando devido seu pleocroísmo, onde seus cristais geram uma granulação fina a média, com tamanho dos cristais variando de 0,5 a 5 mm. O formato do mineral varia de anédrico a subédrico e ao cruzar os nicóis ele desenvolve uma cor de interferência que altera de amarelo esverdeado a laranja rosado. Os cristais de anfibólio são encontrados fraturados e em contatos regulares e poligonais entre si. São reconhecidas inclusões de biotita nos cristais de hornblenda. (Figura 12A)

Os cristais de plagioclásio em sua maioria encontram-se em contato difuso com os cristais de anfibólio. Eles possuem uma coloração variegada com tons cinza a preto nos cristais que originalmente seriam incolores. Essa característica é referente ao processo de saussuritização que a grande maioria dos cristais de plagioclásio está sujeito. Devido esse processo é impossível reconhecer características ópticas marcantes do mineral. Os cristais de plagioclásio possuem forma anédrica à subédrica com o tamanho variando de 0,2 a 2 mm.

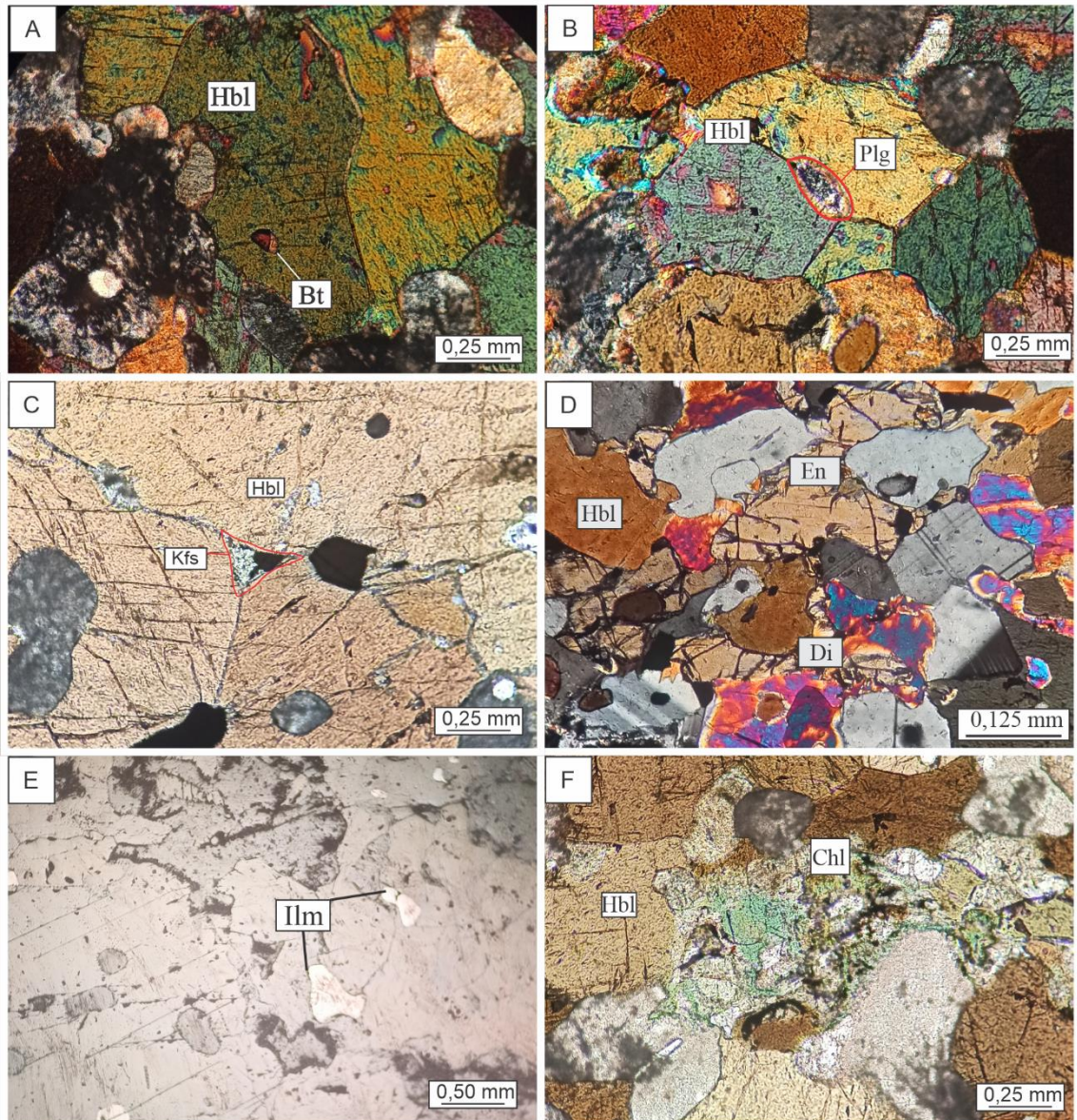


Diferente dos anfibólios que possuem bordas planares, os plagioclásio possuem bordas amebóide e as vezes podem ser encontrados ocupando espaços entre os limites poligonais dos cristais de hornblenda. (Figura 12B-C).

Os cristais de diopsídio e enstatita possuem forma anédrica a subédrica, com tamanhos que variam de 0,3 a 0,5 mm. A borda dos cristais é ameboide sem orientação preferencial e fazem contato com as hornblendas. O limite entre cristais de diopsídio e enstatita é lobóide à amebóide (Figura 12D)

Nota-se a presença de minerais opacos entre os cristais de hornblenda marrom e plagioclásio, os dominantes para a litologia, neste caso são encontradas ilmenita subédricas (Figura 12 E). Além da presença dos opacos pode-se encontrar como mineral secundário cristais de clorita com formatos anédricos (Figura 12F)

Figura 12: A) Cristais de hornblenda verde em contatos poligonais com outras hornblendas com inclusões de biotita titanífera – Nicóis Cruzados. B) Entre os cristais subédricos de hornblenda há um *pool* de feldspato saussuritizado, marcado pelos contornos elipsoidais. – Nicóis Cruzados. C) K-feldspato em forma de cúspide alocado em meio de hornblenda que fazem contato poligonais entre si – Nicóis cruzados. D) Em luz transmitida, ilmenitas subédrais podem ser reconhecidas. E) Em meio aos cristais de hornblenda, cristais de diopsídio tem contato irregular com enstatita e os anfibólios. Nicóis cruzados F) Substituição das hornblendas por clorita – Nicóis cruzados. Seção EGJMM 28C. Kfs: K-feldspato; Hbl: Hornblenda; Plg: Plagioclásio; En: enstatita; Di: diopsídio; Ilm: Ilmenita; Chl: clorita (WHITNEY e EVANS, 2010)



Fonte: o autor

### 9.2.3 Neossoma

O neossoma é composto por um melanossoma rico em hornblenda, biotita e, localmente granada e por um leucossoma tonalítico.

### 9.2.3.1 *Melanossoma*

Os migmatitos do tipo diatexito e metatexito encontrados na região do estudo preservam a segregação de minerais máficos e félsicos que marcam bandas leucocráticas. Essas porções desenvolvem uma granulação que varia de fina a grossa em porções do resíduo ou protólito e varia de média a muito grossa em porções neoformadas.

O melanossoma dos migmatitos diatexítico e metatexítico são compostos majoritariamente pela assembleia mineralógica de 25% de biotita, 18% de quartzo e 17% de granada e 16 % de plagioclásio. Cristais de hornblenda também são marcantes no melanossoma, mas só são expressivos em porções que não foram substituídas por biotita.

Os cristais de plagioclásio têm forma anédrica a subédrica, na maioria das vezes encontram-se saussuritizados, evidenciado pela coloração variegada em tons de cinza escuro à preto, o que impossibilita de reconhecer a maioria das características óticas marcantes do mineral. Quando preservados, os cristais possuem tamanhos que variam de 0,5 mm a 4 mm. É possível observar que os minerais exibem maclas polissintéticas que se encontram em formato de cúspide (Figura 13A). São reconhecidas inclusões de biotita nos cristais de plagioclásio (Figura 13A). Localmente esses plagioclásios são substituídos por clorita (Figura 13B)

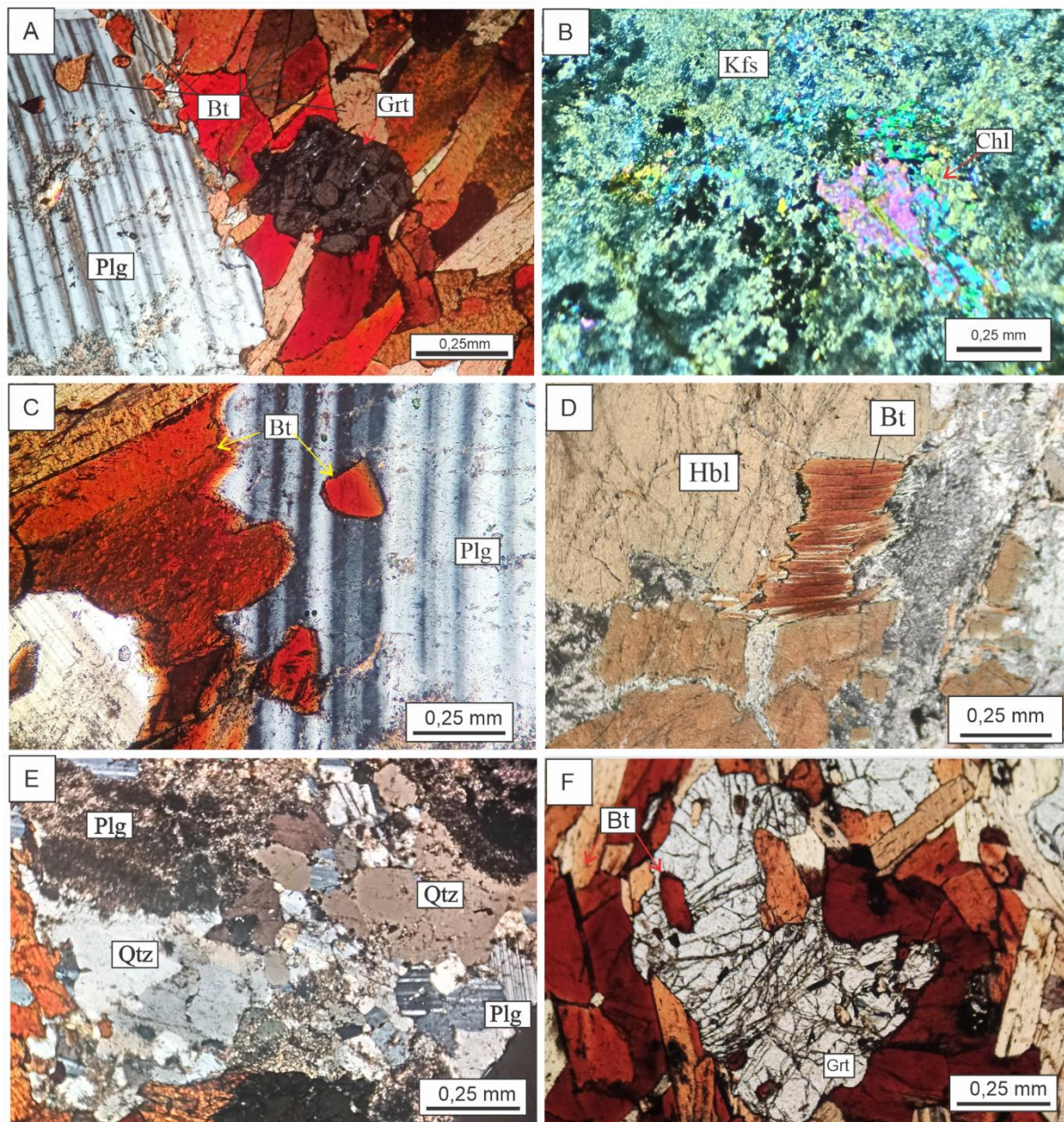
Os cristais de biotita que possuem tamanhos que variam entre 0,1 e 1,5 mm têm forma anédrica à subédrica caracterizada por um pleocroísmo variando de amarelo claro a vermelho. A biotita, em sua grande maioria, possui bordas mal desenvolvidas o que desenvolve limites lobóides entre os outros minerais da rocha, principalmente com os plagioclásio (Figura 13C). Os cristais podem ser encontrados sobre cristais de hornblenda em contatos difusos, marcando uma substituição no anfibólio. (Figura 13D)

Os cristais de quartzo são incolores a nicóis descruzado e apresenta extinção ondulante quando se cruzam os nicóis. Ele possui formatos que variam de anédrico a subédrico, com tamanhos entre 0,5 e 1 milímetro. (Figura 13E)

Os cristais de granada ocorrem como macrocristais (1–6 mm) anédricos a subédricos e apresentam fraturas e limites amebóides com os demais minerais. Os cristais são incolores a nicóis descruzados e possuem relevo alto. Observam-se inclusões de biotita e quartzo em seu interior, em porções intracristalinas ou fraturadas. (Figura 13F).

A segregação mineral que é reconhecida em amostra de mão ou na escala de afloramento é também observável em lâmina delgada. Ocorre uma segregação mineral entre minerais félsicos (quartzo e feldspato) e máficos (biotita)

Figura 13: A) Segregação do melanossoma (biotita + granada) e do leucossoma (plagioclásio). Nicóis cruzados. B) Substituição dos feldspatos por clorita – Nicóis cruzados. C) Hornblenda marrom sendo substituída por biotita titanífera – Nicóis descruzados D) Contato ameboide da biotita titanífera com cristais de plagioclásio. Em meio aos plagioclásios são incluídos cristais de biotita. Porção que demonstra a segregação do melanossoma com o leucossoma – Nicóis cruzados E) Cristais de quartzo junto com plagioclásios, saussuritizados e deformados, marcando o leucossoma da rocha – Nicóis cruzados. F) Inclusões de biotita titanífera em cristais de granada fraturados – Nicóis descruzados. Seção EGJMP 14. Kfs: K-feldspato; Hbl: Hornblenda; Plg: Plagioclásio; Em: enstatita; Di: diopsídio; Ilm: Ilmenita; Chl: clorita; Bt; biotita; Grt; granada; Qtz: quartzo (WHITNEY e EVANS, 2010)



Fonte: o autor

### 9.2.3.2 *Leucossoma*

As rochas identificadas como parte do leucossoma possuem contatos transicionais e difusos em escala de afloramento com o granulito máfico. A rocha hololeucocrática é caracterizada por uma granulação que varia de fina a muito grossa, podendo gerar uma textura granoblástica a nematoblástica. Ela é composta por cristais de actinolita (38%), plagioclásio (27%), quartzo (25%) biotita (8%) e apatita (1%). Esses cristais estão orientados em bandas que alternam porções que concentram composições quartzo-feldspática e outras com anfibólios, quartzo e biotita

Os cristais de quartzo são caracterizados por formatos anédricos a subédricos com dimensões que variam de 0,1 a 2 mm e marcam uma forte extinção ondulante. Eles ocorrem dispersos em meio aos anfibólios e em corpos contínuos tipo veio ou vênulas. A nicóis cruzados, é possível observar uma geração de subgrãos a partir dos cristais de quartzo. (Figura 14A)

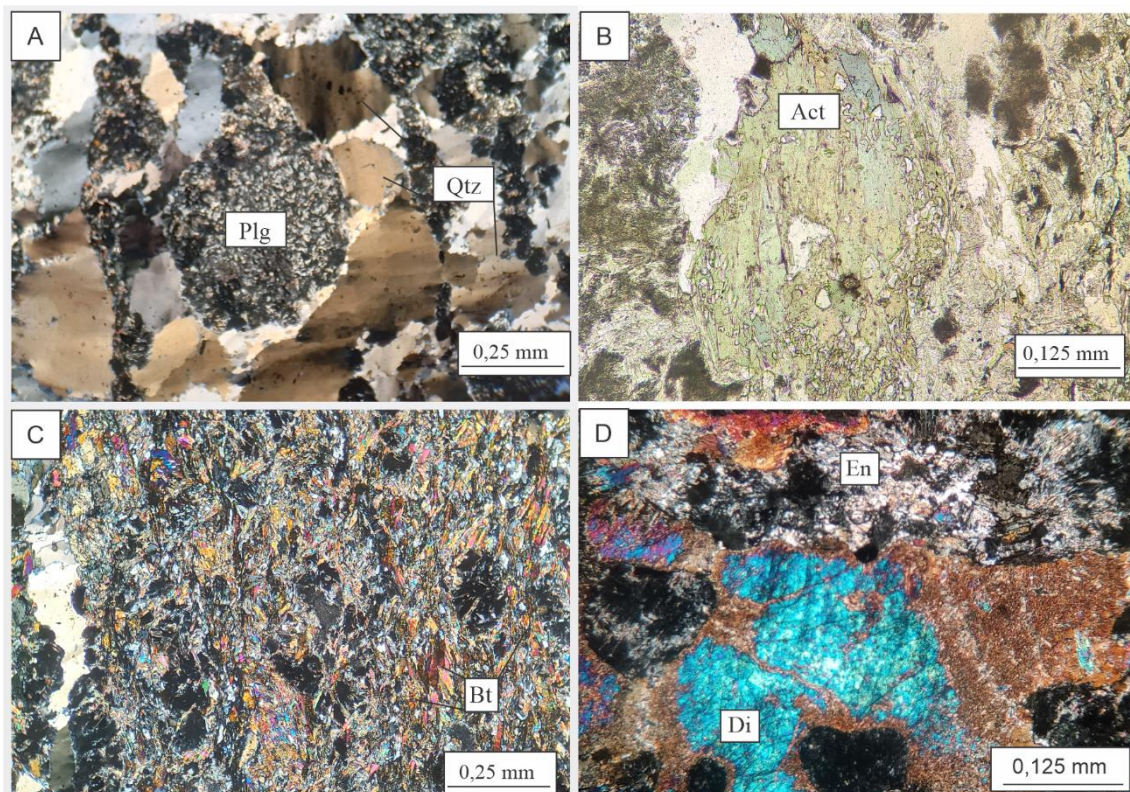
Os cristais de plagioclásio tem formatos anédricos de dimensões variadas entre 0,1 e 2,0 mm. Os minerais possuem uma coloração variegada em tons de cinza a preto, saussuritizados, onde localmente a evolução deste processo gera grandes cristais de calcita e muscovita que substitui os plagioclásios (Figura 14A).

Os cristais de actinolita possuem uma coloração verde pálido com pleocroísmo bem sutil, a nicóis descruzados (Figura 14B). O formato varia de anédrico a subédrico com dimensões que variam de 0,1 a 2,0 mm. A nicóis cruzados são marcados por uma forte cor de interferência que varia de azul ciano à amarelo limão. Com a variação dessas fortes cores é possível reconhecer alguns cristais que desenvolvem maclas simples. Os minerais estão dispostos em uma orientação preferencial que marcam parte da foliação da rocha. Eles definem limites lobóides e amebóides com os cristais de plagioclásio. Cristais de biotita são encontrados sobre os anfibólios e em contatos interdigitados aos mesmos, gerando uma substituição. (Figura 14C).

Os cristais de apatita ocorrem como minerais acessórios e é marcado pelo alto relevo em relação aos demais minerais. Suas dimensões variam entre 0,1 a 0,5 mm em formatos euédricos a subédricos. Os minerais são encontrados próximo as bandas onde se concentram as vênulas de quartzo.

Além desta assembleia mineralógica que define o litotipo, é reconhecido localmente o crescimento de cristais anédricos a subédricos de enstatita e diopsídio. Os piroxênios possuem seus contornos amebóides e fazem contatos interlobados entre si. (Figura 14D)

Figura 14: Porfiroclasto de plagioclásio saussuritizado envolvido por matriz de quartzo recristalizado e com extinção ondulante – Nicóis cruzados B) Cristal de actinolita subédricos – nicóis descruzados C) Pequenos cristais de biotita substituindo os anfibólios. – Nicóis cruzados D) Ocorrência local do crescimento de enstatita e diopsídio em meio ao leucossoma. Nicóis cruzados. Seção EGJMM-08 - Plg: Plagioclásio; En: enstatita; Di: diopsídio; Bt; biotita; Qtz: quartzo; Act: actinolita (WHITNEY e EVANS, 2010)



## 10 ANÁLISE GEOMÉTRICA

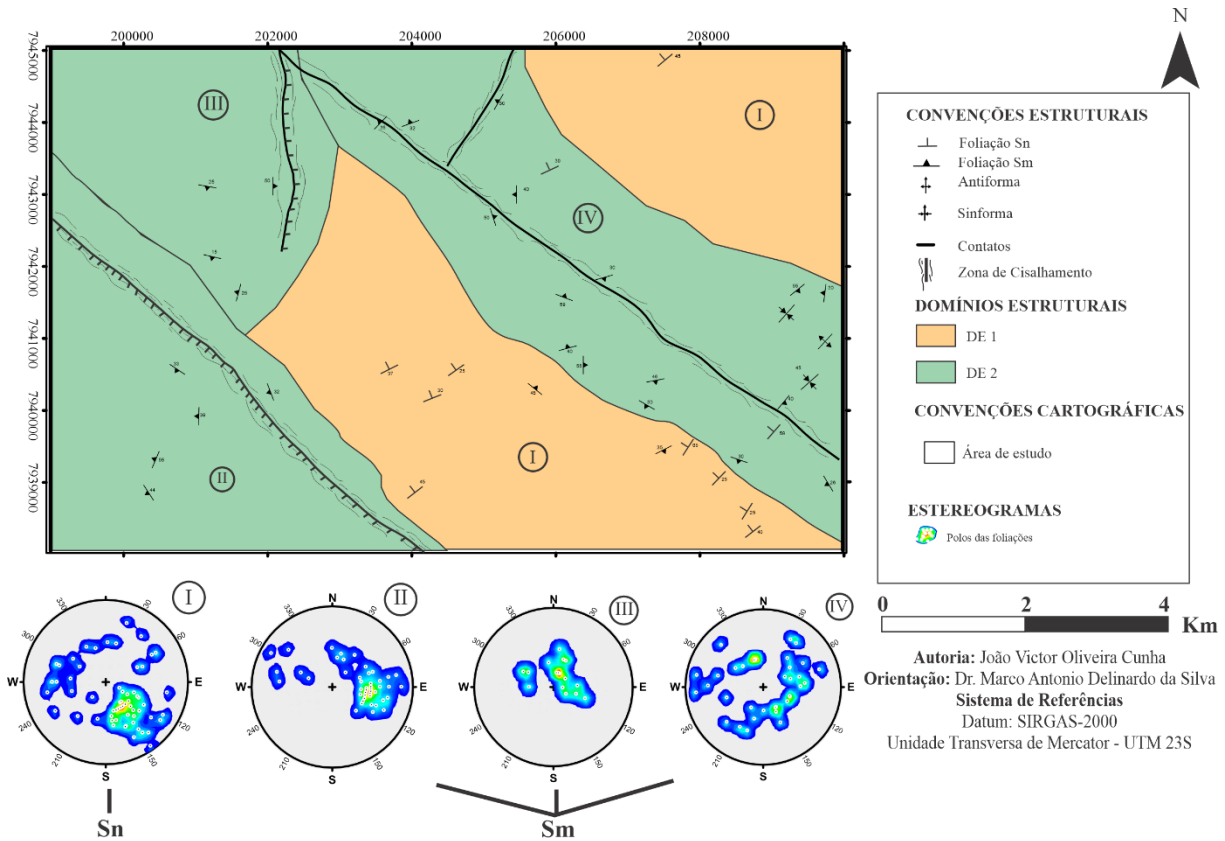
A coleta de dados estruturais em campo durante a realização deste trabalho foi dificultada pelas condições de intemperismo e principalmente pelo modo de ocorrência dos afloramentos na área mapeada. As rochas em sua grande maioria são encontradas em forma de blocos rolados e em posições duvidosas no relevo, o que impossibilita um bom aferimento nas medidas estruturais

A dificuldade em determinar as medidas estruturais não impossibilitou que a geologia estrutural da região seja correlacionada a quatro regiões com características estruturais diferentes que são elucidadas por estruturas planares representadas pelas foliações

metamórficas, sendo elas: foliação de xistosidade, foliação milonítica, bandas gnáissicas e estruturas migmatíticas. Essas estruturas foram alocadas em dois tipos de foliações que marcam um primeiro evento deformacional ( $S_n$ ) e uma foliação de transposição milonítica ( $S_m$ ) que são correlacionadas a dois eventos deformacional ( $D_1$  e  $D_2$ )

Essas foliações são alocadas em dois domínios estruturais que caracterizam áreas influenciadas por zonas cisalhamento (DE1) e áreas que se preserva a foliação metamórfica, sem influência das zonas de cisalhamento (DE2). (Figura 15 e Figura 19)

Figura 15: Mapa dos domínios estruturais da área



## 10.1 Foliação $S_n$

A foliação  $S_n$  é uma estrutura tectônica que se encontra em todas as unidades descritas neste trabalho e ela implica na primeira geração de estruturas que configura as foliações gnáissicas e de xistosidade que se desenvolvem paralelamente ao bandamento composicional. Em linhas gerais essa foliação desenvolve mergulhos predominantes para NW, com atitude

principal de 314/35. A Figura 17 exhibe os dados da foliação Sn para os diferentes tipos de estruturas geradas por ela.

#### 10.1.1 Foliação Gnáissica

No granulito máfico essa foliação é penetrativa e definida pela orientação preferencial dos anfibólios. A foliação pode ser do tipo contínua e anastomosada ou contínua e paralela (Figura 16A). Quando reconhecido o desenvolvimento do bandamento gnáissico nesta rocha, a foliação Sn é marcada na partição entre as bandas félsicas (quartzo e feldspato) com as bandas máficas (anfíbólios ± biotita) (Figura 16B). O processo de anatexia localmente oblitera as estruturas, dificultando o entendimento do comportamento da foliação. Todavia, nos migmatitos com estrutura estromática, o leucossoma se estabelece na foliação, permitindo a caracterização da estrutura. (Figura 16C)

#### 10.1.2 Xistosidade

A xistosidade se desenvolve em rochas metassedimentares quando o grau metamórfico é menos intenso. Em ms-xisto observa-se uma foliação contínua e paralela ou espaçada e anastomosada marcada pela orientação das biotitas (Figura 16D). Os cristais comumente possuem uma granulação que varia de média a grossa que pode evoluir gerando o bandamento gnáissico, tal característica marcante para a unidade dos Grt-Bt-Kfs-Ms gnaisse.

#### 10.1.3 Bandamento gnáissico

O bandamento gnáissico é evidenciado nos paragnaisses pela orientação das biotitas em uma foliação espaçada e anastomosada grossa. Em meio a foliação são encontrados porfiroblastos de granada. (Figura 16E)



Figura 16: A) Amostra do granulito máfico marcado pela foliação gnáissica, onde os anfibólios são orientados uns aos outros paralelamente. B) Granulito máfico marcando um bandamento composicional, onde as bandas máficas predominam anfibólios e bandas félsicas de composição quartzo-feldspática. C) Metatexito com estruturas estromáticas, evidenciado pelos condutos leucocráticos alocados na foliação. D) Ms-xisto marcado pela foliação Sn contínua e paralela, devido a orientação das muscovitas de granulação média. E) Paragneisse evidenciando a foliação Sn que é indicada pela orientação da biotita. Granada ocorre como porfiroblastos. Grt: granada; Bt: biotita (WHITNEY e EVANS, 2010)

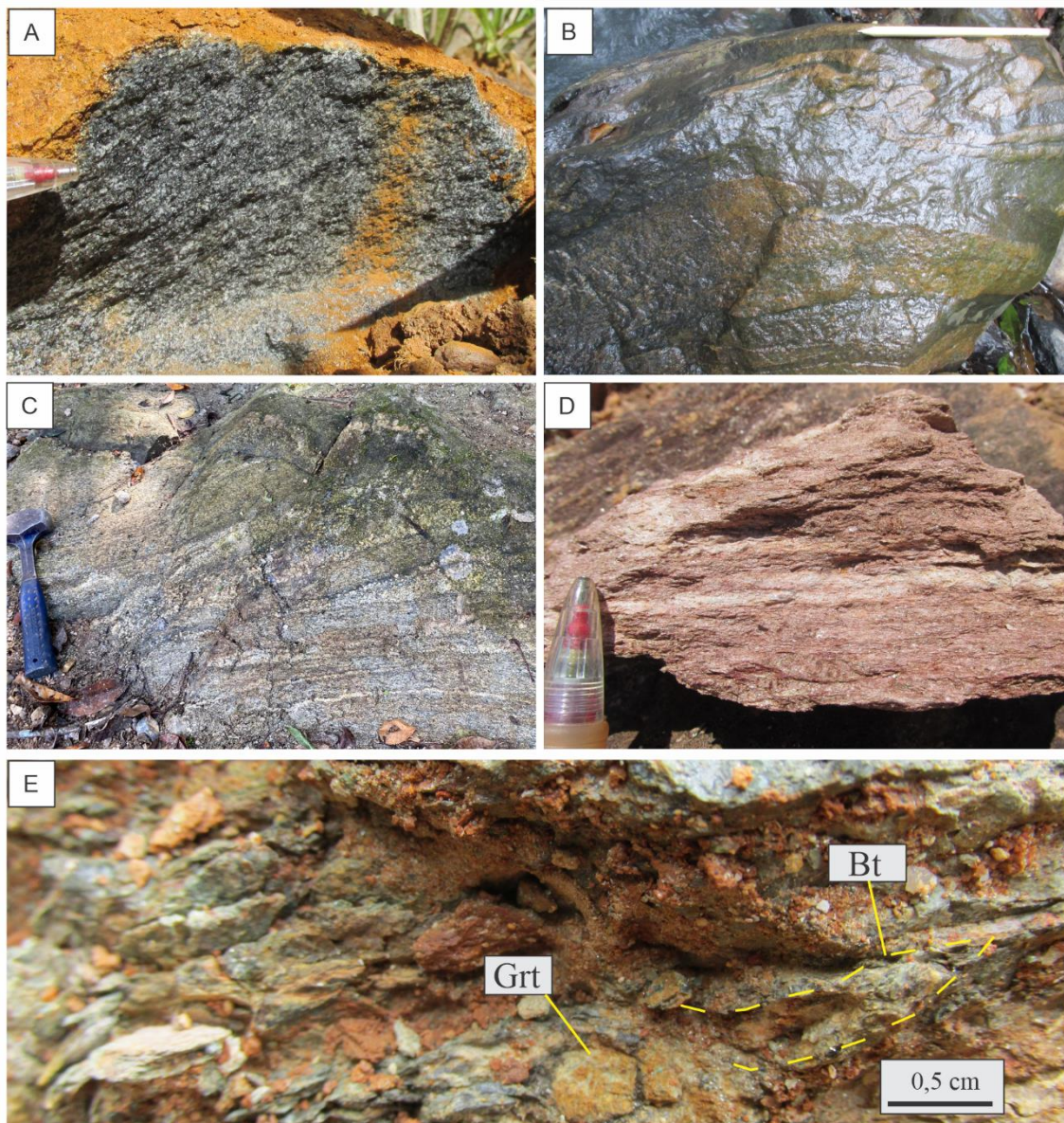
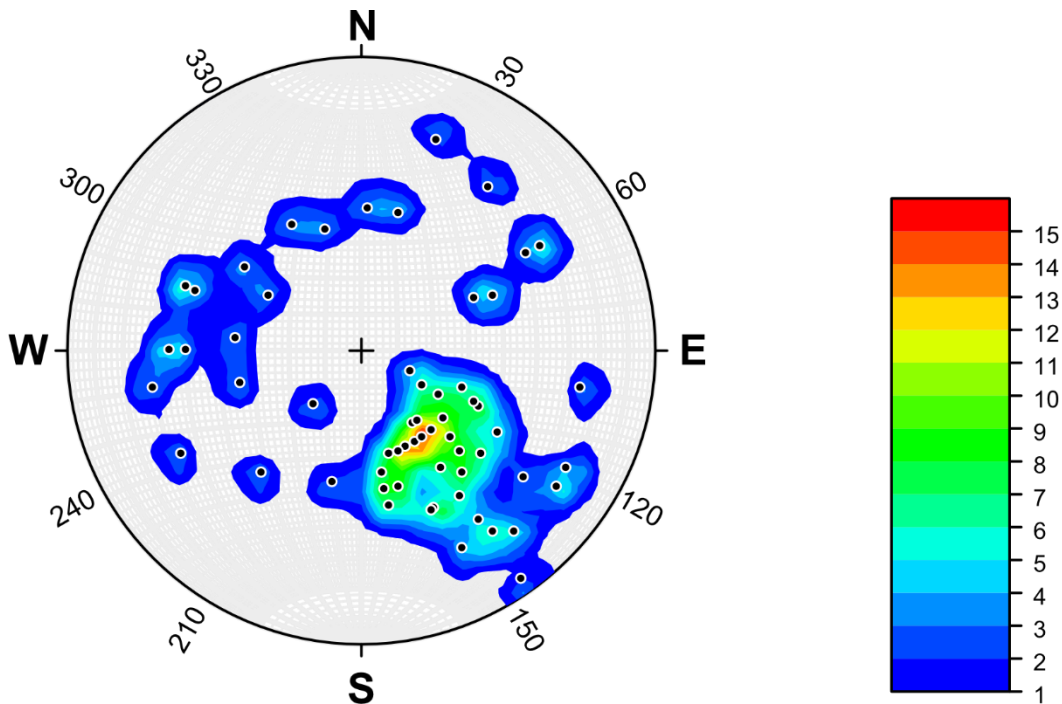


Figura 17: Esteoreograma indicando as projeções dos polos da foliação principal (Sn) com mergulho para noroeste



## 10.2 Foliação milonítica (Sm)

A foliação milonítica que desenvolve nas rochas deste trabalho é representado pela foliação Sm. Essa foliação é representada por um arranjo dos minerais paralelamente uns aos outros com uma estrutura anastomosada que circundam porfiroclastos ou porfiroblastos de granada, quartzo ou plagioclásios, que variam conforme o litotipo.

A foliação marca bandas do tipo C, horizontalizadas, formadas a partir da concentração do cisalhamento nas rochas. Entre as bandas C ocorrem planos oblíquos de xistosidade evidenciados pela orientação de filossilicatos, conhecidas como bandas do tipo S. A união desses dois tipos de bandas configura as estruturas do tipo em pares S/C. Podem se desenvolver bandas que cortam obliquamente os pares S/C, essas denominadas C' (Figura 18C)

Nos paragnaisses migmatíticos, a foliação é marcada pela orientação de bandas paralelas de biotita que envolve porfiroblastos de granada rotacionados. Nos metagranitóides (bt-metagranito e grt-metagranito) é representada por uma foliação contínua e anastomosada ou espaçada e continua, indicada pela orientação dos filossilicatos (muscovita e biotita) (Figura 18A). Os macrocristais que são circundados pela matriz são rotacionados em meio a foliação anastomosada indicando direção de movimento e uma evolução, ou seja, a transposição das foliações

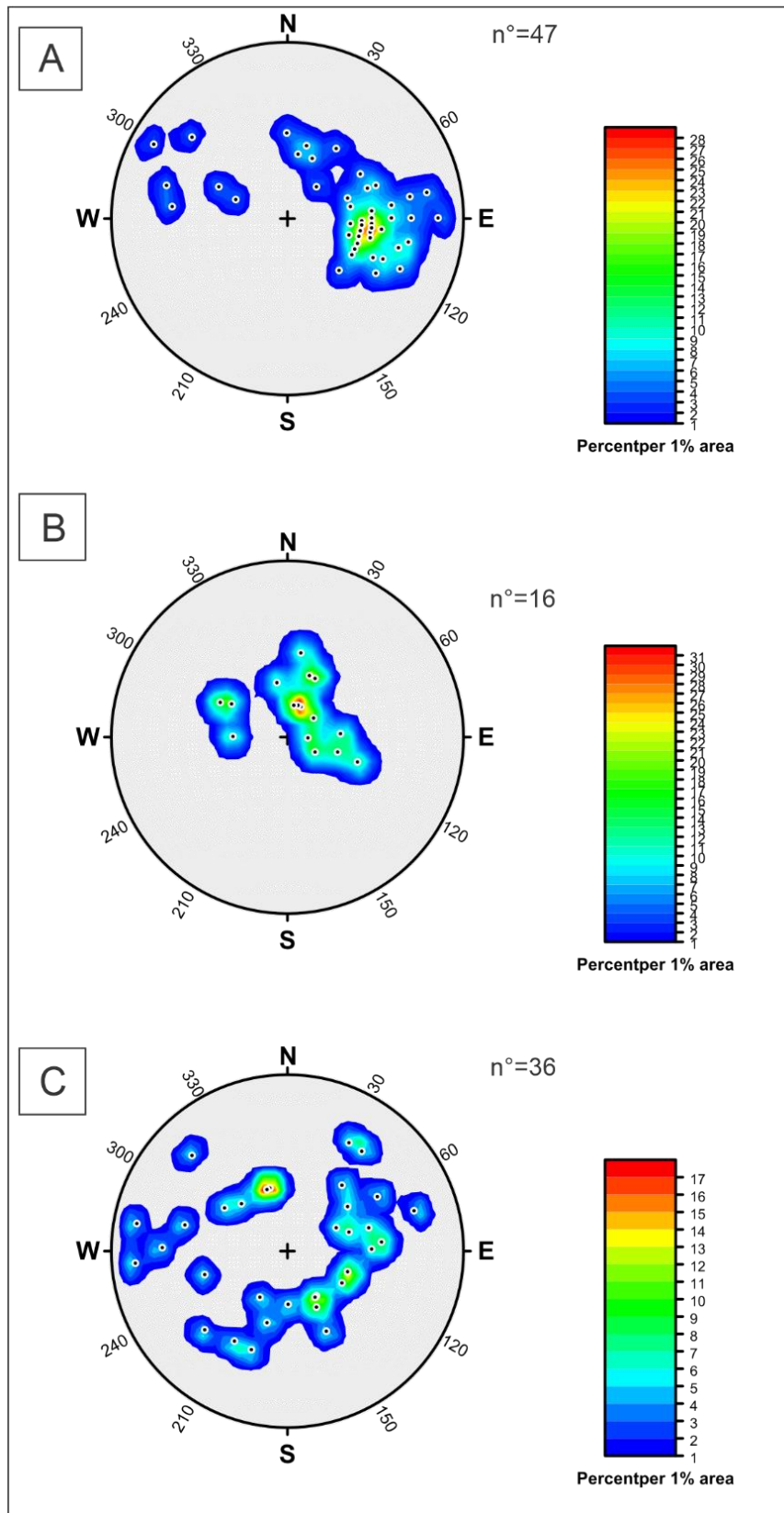
Nas regiões proximais das zonas de cisalhamento, a foliação é contínua e varia de anastomosada a paralela, gerando um Kfs-Ms milonito. Nas rochas já bem intemperizadas é observado a geração de bandas C marcado pelas muscovitas e quartzo em forma de fitas que envolvem os porfiroclastos de K-feldspato. Localmente, é possível observar uma variação do milonito com a presença de biotita (Figura 18B) O milonito em questão evidencia o rotacionamento das bandas de filossilicato, que inicialmente eram paralelas, em uma direção preferencial devido a uma deformação não-coaxial, ou seja, ocorre um cisalhamento simples. (Figura 18C).

Figura 18: Foliação milonítica no paragneisses com bolsões leucocráticos e pequenos porfiroblastos de granada rotacionados. B) Afloramento próximo à uma drenagem de Bt-milonito C) Detalhe da figura 18B em amostra de mão. Nota-se uma matriz marcada pela orientação de biotitas e porfiroclastos de plagioclásio que apresentam caudas sigmoidais na direção do movimento tectônico para NW. EGJMP 19 e EJMM 81



Fonte: o autor

Figura 19: A) Esterograma referente as foliações milonítica desenvolvidas no DE2, com influência das zonas de cisalhamento. A) Polos da Sm das foliações próximas a zona de cisalhamento 1 B) Polos das Sm das foliações próximas a zona de cisalhamento 2. B) Polos da Sm das foliações próximas a zona de cisalhamento 3. – Zonas de Cisalhamento indicadas no mapa estrutural.



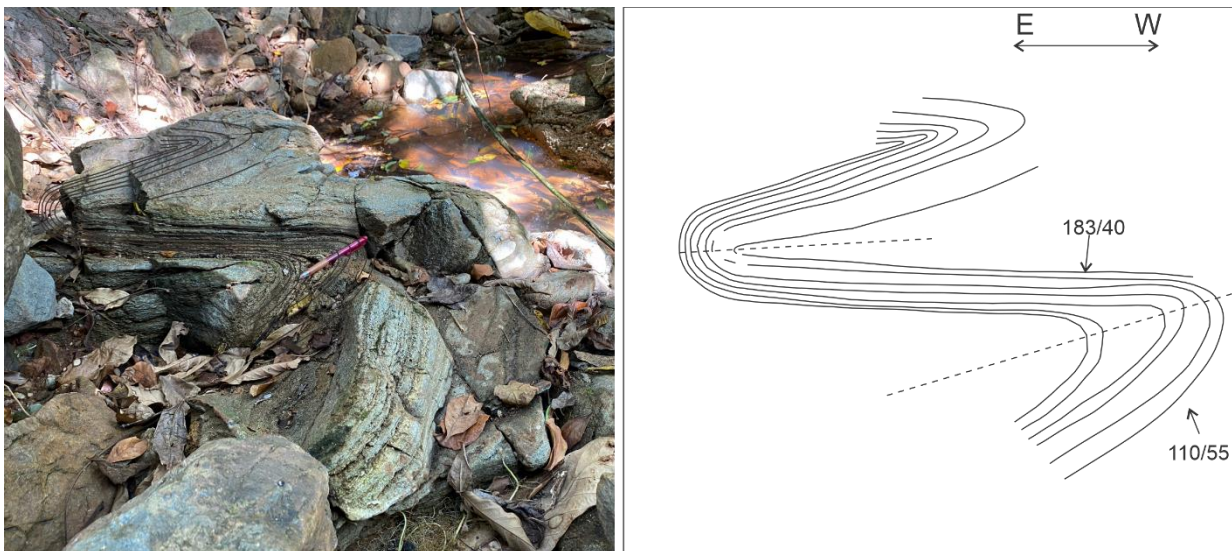
Fonte: o autor

### 10.3 Dobras Fn

As dobras Fn estão relacionados ao desenvolvimento da xistosidade ou da foliação gnáissica da foliação Sn. Em campo foram encontradas dobras do tipo recumbente, abertas e fechadas e reclinadas.

No ponto EJMM59 foram encontradas dobras fechadas e reclinadas, ou seja, possuem seu eixo e plano axial inclinado (FLEUTY; 1964) onde o conjunto destas refletem em dobras similares. As dobras deste local possuem vergência para oeste. (Figura 20)

Figura 20: Dobra similar em metatexito estromático - EJMM59



Em um outro ponto (EJMM-47), observa-se um migmatito metatexito bem intemperizado com cristais de mineral máfico de coloração preta, provável anfibólio, que possui uma granulação média com textura granoblástica associado a bolsões leucocráticos de composição quartzo-feldspática. A granulação dessa porção que é reconhecida com o leucossoma varia de grossa a muito grossa. Ela desenvolve uma dobra do tipo z, malformada, com flancos que mergulham 55° para NW e 50° para SW

## 11 DISCUSSÃO

### 11.1 Morfologias de primeira e segunda ordem do Ortognaisse Migmatítico

O diopsídio-enstatita-anfibolito exibe manchas redondas leucocráticas com granulação grossa de composição quartzo-feldspática em meio a foliação penetrativa. As manchas

representam o que Platten (1983), chamou de *blind patches*, o primeiro indicativo do processo de fusão parcial (SAYWER, 2001; SLAGSTAD, 2005). As feições são reconhecidas macroscopicamente nos afloramentos da rocha máfica. Localmente, é possível reconhecer uma evolução no grau da fusão parcial que é evidenciada pelo crescimento desta mancha redonda para formas mais ovaladas a lobuladas (Figura 9B). Essa feição de *patch* é classificada como um tipo de textura migmatítica e já foi descrita como um indicativo da presença do fundido entre os contatos dos cristais na rocha em trabalhos que envolvem metatexito de (HOLNESS; CLEMENS, 1999; SAWYER, 1999; 2001; SAWYER *et al.*, 2008; 2011). O migmatito que apresenta esse tipo de textura pré-fusão representa um paleossoma de um metatexito que é preservado em um ambiente de tensão sin-anatética mais baixa (MEHNERT, 1968; SAYWER, 2008).

Os migmatitos com estruturas em rede e estromática são desenvolvidos na área a partir de um paleossoma máfico, no caso o granulito máfico. Essas duas morfologias se desenvolvem em migmatitos do tipo metatexito, onde a maior parte da rocha impõe estruturas de pré-fusão parcial no paleossoma (SAYWER, 2008). As estruturas em rede são evidenciadas na rocha pelo leucossoma de composição quartzo-feldspática que ocorre em meio a foliação penetrativa da rocha como um conjunto sistemático (Figura 9D). A estrutura reflete a migração em uma curta distância do derretimento anatético na rocha que percola entre os poros (espaço que se formam entre os contatos dos cristais) quando a rocha sofre uma extensão paralela das camadas (SAWYER 1991; BROWN 1994, 2004; OLIVER *et al.* 1999). Rosenberg e Handy (2000) realizaram experimentos de deformação que simulam a fusão parcial e relataram que o início da fusão parcial gere bandas de cisalhamento. O fundido migrará para as bandas ou será repellido, dependendo do movimento, encurtamento ou alongamento (MANCKTELOW, 2002). Neste caso, observa-se nos metatexitos uma acomodação do fundido nas bandas de cisalhamento.

Os migmatitos que desenvolvem as estruturas estromáticas são definidas por bandas finas de leucossoma que são envolvidas localmente por bandas de melanossoma (SAWYER, 2008), este caracterizada pelo concentrado de hornblendas. Esses leucossomas são orientados paralelamente a foliação tectônica que desenvolve no granulito máfico da área (Figura 10AB).

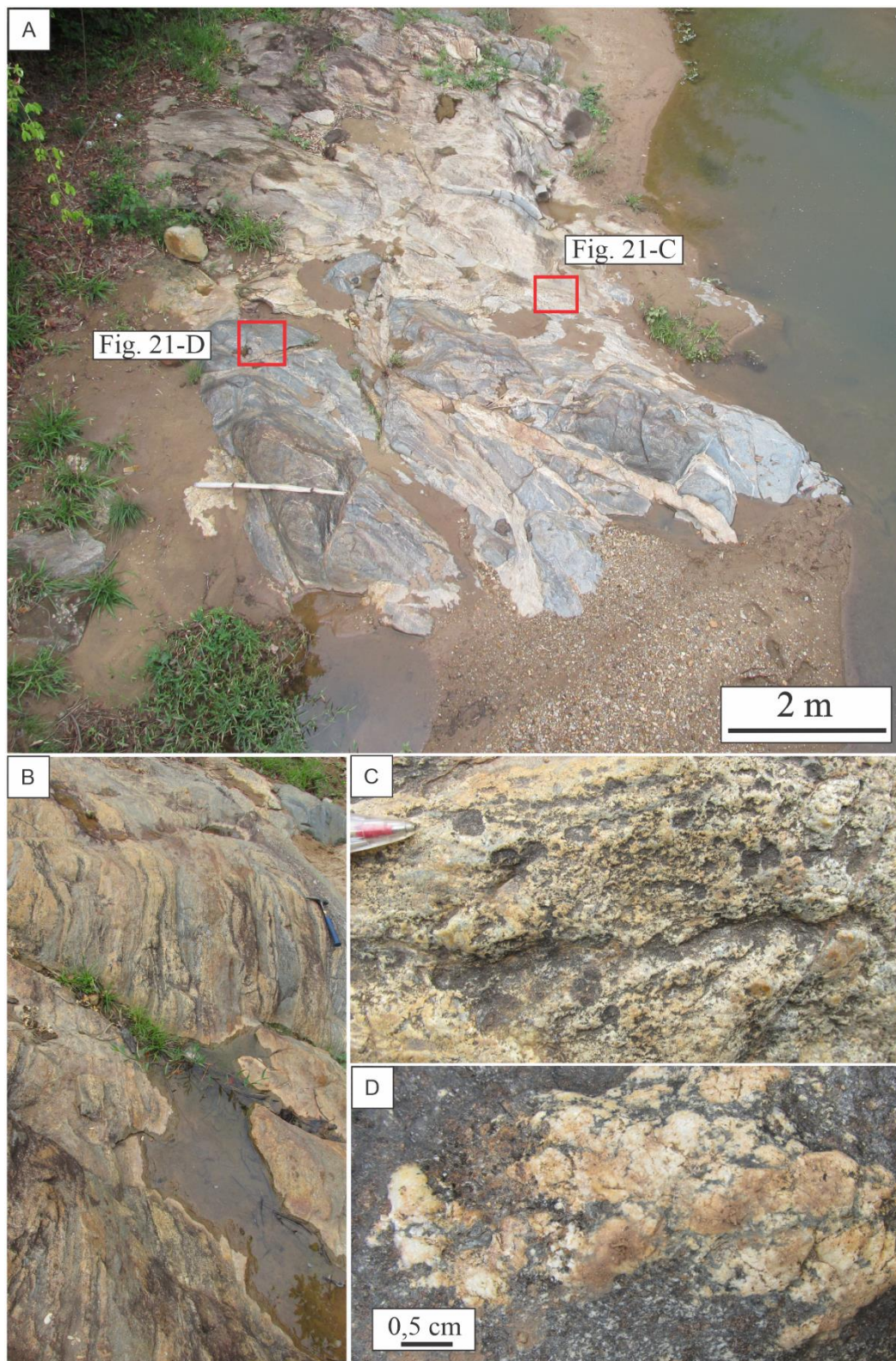
Os migmatitos que apresentam estruturas em *schollen* marcam a transição das rochas do tipo metatexitos para diatexitos, onde há um aumento na porção de fundido que aumenta a razão neossoma/paleossoma (SAWYER, 2008). As estruturas também são evidências do desenvolvimento da rocha em uma descontinuidade de um fluxo plástico rochas que foram

parcialmente fundidas ou em zonas de cisalhamento sin-anatéticas, (MEHNERT, 1968; SAWYER, 2008).

As estruturas em *schollen* são reconhecidas em grandes aforamentos na área estudo. Isso demonstra que o ambiente em que essas rochas foram geradas equivalem a altas temperaturas e pressões elevadas em uma fusão generalizada. Isso não exclui o fato de que próximo a um determinado ponto possa ser reconhecido estruturas relacionadas a metatexitos, ou seja, a diferenças nas pressões e temperaturas que uma mesma rocha é submetida em uma mesma área. Isso acontece devido a fusão ocorrer sob um estresse diferencial, gerando uma fusão dinâmica (SAYWER, 2008). O processo ocorre devido as tensões diferenciais que criam diferentes gradientes de pressão. Essas diferenças nas tensões acabam gerando o movimento do magma para áreas de menor pressão. (ROBIN, 1979)

Esses movimentos são divididos em três estágios relacionados ao afastamento do magma em relação ao local onde ele foi gerado (PETFORD 1995; RUTTER 1997; VANDERHAEGHE 2001). O primeiro estágio é referente ao *melting* que se move da sua origem em distancias centimétricas ao longo do contorno dos cristais para um novo local. Esse estágio é demonstrado pela formação de estruturas iniciais do processo de fusão (*patch*, rede). O segundo estágio manifesta um regime de fluxo em canais bem definidos, onde o fundido se move por canais interligados em distancias métricas, mas ainda se mantém dentro de sua fonte. O terceiro estágio é aquele onde o material fundido migrou totalmente do lugar foi gerado, estabelecendo diques graníticos bem definidos. SAYWER, 2008). No ponto EGJMP-14 é possível reconhecer no mesmo afloramento porções mais afetadas pelo processo de fusão parcial em relação à outras, partes com predomínio de neossoma e partes que preservam o paleossoma (Figura 21)

Figura 21: A) Afloramento as margens do Córrego da Angulinha. O migmatito exibe diferentes estruturas migmatíticas que variam conforme a concentração e tipo de migração do leucossoma. Há porções dominadas pelo neossoma outras são marcadas pela resistência do paleossoma. B) Estruturas do tipo *schollen* e estromática coexistindo próximas entre si no afloramento. C) Porção do migmatito que predomina o leucossoma de granulação muito grossa composta por quartzo e feldspato, onde são encontrados porfiroblastos de granada. D) Porção do migmatito com feições do início da fusão marcada pela estrutura do tipo *patch*. A mancha leucocrática tem composição quartzo-feldspática. Ponto EGJMP-14.



## 11.2 Microtexturas: evidências da fusão parcial no Ortognaisse Migmatítico



Os migmatitos são rochas híbridas que desenvolvem características peculiares e próprias que diferem do restante das rochas metamórficas, como já vem sendo tratada nos tópicos anteriores. As morfologias que são caracterizadas em escala de afloramento podem ser comprovadas e seus processos revelados em escala microscópica. As evidências microestruturais são úteis para entender como o processo de fusão ocorreu e se houve o transporte desse fluido já fundido (SAYWER; 2001).

Tratando-se de um tipo de rocha que tange entre os campos de estabilidade das rochas ígneas e metamórficas são necessários adotar critérios confiáveis para comprovar se realmente ocorreu a fusão parcial. Há diversos trabalhos que foram realizados ao longo dos anos que descrevem feições microscópicas relacionados a fusão parcial. Trabalhos como Ashworth, (1976); Platten, (1982), (1983); Kenah e Hollister, (1983); McLellan, (1983), (1988); Grant e Frost, (1990); Laporte *et al.*, (1997); Vernon e Collins, (1988); Sawyer, (1999), (2000), (2001); Holness e Clemens, (1999); Vernon, (1999); Rosenberg e Handy, (2000); Clemens e Holness, (2000); Rosenberg, (2001); Guernina e Sawyer, (2003); Holness e Sawyer, (2008); Hasalová *et al.*, (2008) entre outros.

Os critérios são melhores observáveis em rochas que não possuem um alto grau de deformação pós fusão (VERNON; 2011) e que a mineralogia não tenha sido muito afetada por processos retrometamórficos e intempéricos. Vernon (2011) diz que a maioria dos critérios estão relacionados com volumes ou características de um único mineral, principalmente dos de quartzo, feldspato ou plagioclásio que são inferidos para retratar a fusão parcial.

A microscopia das partes dos migmatitos que foram realizadas neste trabalho mostram características adotadas por alguns trabalhos citados que reforçam que as rochas aqui estudadas se estruturaram em ambiente de alto grau metamórfico, chegando à fusão parcial.

Segundo Vernon (2011), áreas cúspides de feldspato, ou seja, limites do mineral onde as dimensões dos cristais possuem a concavidade voltada para fora entre minerais com limites euédricos podem ser inferidos como evidências do aprisionamento de líquidos anatéticos. Na seção EGJMP-28C que representa o granulito máfico observa-se pontualmente essa primeira evidência microestrutural (Figura 12C). Os cristais de feldspato saussuritizados são alocados no espaço gerado entre os cristais de hornblenda que possuem junções tríplices entre si. Eles possuem formatos com curvaturas “negativas” que diferenciam do padrão encontrado nos demais contatos de feldspato com os anfibólios. Esses bolsões intersticiais de feldspato

subordinado em junções tríplices foram observados também em um granito parcialmente fundido por Rosenberg e Riller (2000). Holness e Clemens (1999) e Clemens e Holness (2000) descrevem manchas semelhantes que possuem feições pontiagudas ao longo do contato de quartzo em rochas metamórficas de contato parcialmente fundidas.

A presença de relíquias de líquido anatético entre os cristais de anfibólios são bem representativas nos *pools* quartzo-feldspáticos, mas além disso é possível observar feições indicativas de reação metamórfica, observadas na seção EGJMP-28C (Figura 12B). Localmente são observados contatos lobulados entre biotita subédricas com os plagioclásios (Figura 12C). O comum é observar contatos poligonais entre os cristais o que não ocorre na porção onde foi definido como o divisor da segregação que ocorre entre o melanossoma e o leucossoma. Partes da biotita são inclusos dentro dos cristais do plagioclásio indicando uma cristalização posterior a que a rocha original se formou.

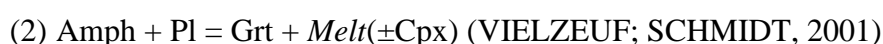
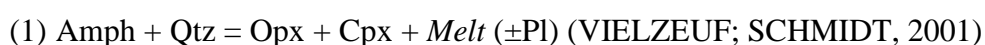
White e Powell (2002) discutem as implicações geradas no processo de fusão onde observam variações mineralógicas decorrentes da presença ou do escape do líquido anatético no processo. Os autores relatam que a perda da fusão no evento metamórfico ajuda na preservação da assembleia das fácies granulíticas que foi gerado no metamorfismo progressivo. Em contraste a isso, a permanência do fluido fundido no local propicia a reidratação dos minerais alterando a paragênese de pico metamórfico do protólito. Para a área, é observado interações entre o clinopiroxênio, mineral anidro que marca a fácies granulito inferior e os anfibólios, mineral hidratado que marca a fácies anfibolito superior. Em partes dos diopsídio-granulito, observa-se em lâmina, a substituição dos clinopiroxênios por hornblenda, um indicativo do retrocesso de uma fácies de grau elevado para uma estabilidade de menor grau metamórfico (Figura 12D). Devido à alta concentração de veios leucossomáticos próximos a essas rochas, ou seja, o líquido anatético permaneceu onde foi gerado, associa-se a presença do fluido como um componente de hidratação das fases anidras da rocha, o que gera a grande quantidade de anfibólios na rocha. Além dessa transformação, a presença de granadas no melanossoma reforçam a ideia da paragênese de alto grau  $Cpx + Grt$  que dispôs de um contato constante com o líquido anatético, onde o cpx é além de se transformar em hornblenda, gerou as biotitas avermelhadas, de alta temperatura (Figura 13E). A granada é considerada um mineral peritético que durante o processo continua se desenvolvendo e crescendo onde assimila e engloba as biotitas recém geradas. Por isso nos leucossomas não são observados a presença de hornblenda, pois a presença constante do *líquido anatético* alterou a paragênese de pico.

### 11.3 Evolução Metamórfica do Ortognaisse Migmatítico

Os processos responsáveis pela alteração mineralógica parcial ou total a partir de variações de pressão e temperatura são conhecidos como metamorfismo (BUCHER; GRAPES, 2011). Essa modificação mineralógica é a responsável pelas transformações das rochas tanto em relação a estrutura e a composição química. Essas variações de pressão e temperatura são geradas devido as dinâmicas geológicas em que a rocha é submetida dentro da crosta terrestre ou no manto. O metamorfismo também inclui a fusão parcial, que é a etapa que antecede os processos ígneos. (BUCHER; GRAPES, 2011)

A área de estudo envolve rochas orto e paraderivadas com feições migmatíticas, granitoides e uma unidade de arenitos. Processos metamórficos são bem evidenciados nas unidades dos ortognaises e paragnaises onde além de se observar processos metamórficos ocorrem os de retrometamorfismo. De maneira geral, as rochas encontram-se em condições que variam de fácies de xisto verde à granulito.

O granulito máfico apresenta uma associação de pico metamórfico que consiste em: plagioclásio + diopsídio + enstatita ± granada. Esta paragênese de pico metamórfico aparece como: (i) substituição de cristais de hornblenda marrom por diopsídio, enstatita e plagioclásio ao longo de limites lobóides e amebóides; (ii) crescimento de macrocristais de granada no melanossoma; (iii) crescimento de macrocristais de diopsídio e enstatita no leucossoma. De acordo com as evidências texturais, o pico metamórfico e a anatexia das rochas máficas envolve o consumo de anfibólio e pode ser descrito pelas seguintes reações:



Segundo Bucher e Grapes (2011), a paragênese  $\text{Pl} + \text{Cpx} + \text{Grt}$  e  $\text{Pl} + \text{Cpx} + \text{Opx}$  definem granulitos de alta (caminho da cianita) e baixa pressão (caminho da silimanita), respectivamente. Todavia, há um amplo intervalo de sobreposição em que tanto Opx quanto Grt estão presentes nos granulitos (BUCHER; GRAPES, 2011). De acordo com Vielzeuf e Schmidt (2001), a geração de granada pelo consumo de anfibólio durante a fusão parcial de rochas máficas, ocorre em condições de pressão superiores a 9 kbar com temperatura variando entre 800 e 1000°C. A associação diopsídio, enstatita e plagioclásio pode se formar junto de

líquidos anatóxicos em condições de pressão que variam de 1 a 10 kbar (VIELZEUF; SCHMIDT, 2001). Neste contexto, é possível restringir a pressão da paragênese de pico ao intervalo de pressão de 9 a 10 kbar. O consumo de anfibólio segundo estas reações ocorre quando a temperatura atinge valores entre 800 e 1000 °C (BUCHER; GRAPES, 2011; VIELZEUF; SCHMIDT, 2001; WOLF; WYLLIE, 1994).

O surgimento de biotita marrom avermelhada substituindo os cristais de hornblenda marrom de alta temperatura (BUCHER; GRAPES, 2011) marca o início do retrometamorfismo. Este processo pode estar associado a reidratação nos granulitos em função da interação da rocha com os líquidos anatóxicos. Segundo Brown (2002) e White e Powell (2002), a reidratação pode ser responsável pela completa substituição da paragênese de alto grau, caso o líquido anatóxico permaneça aprisionado em contato com o granulito residual. A preservação da assembleia do pico metamórfico também pode estar associada a rápida exumação das rochas (BUCHER; GRAPES, 2011). A clorita representa processos de hidratação tardios, provavelmente associados ao processo de saussuritização dos cristais de plagioclásio tanto nos granulitos quanto nos leucossomas. No granulito máfico e no leucossoma é identificado o intercrescimento de clorita sobre os cristais de hornblenda, onde essa alteração oblitera a forma do cristal pretérito ao invés de gerar uma textura pseudomórfica. Os plagioclásios do paleossoma e neossoma encontram-se em processos de saussuritização bem avançados. No leucossoma o processo é evidenciado pela geração de cristais de muscovita e calcita sobre os anfibólios

#### **11.4 Deformação regional e as interferências das zonas de cisalhamento**

Fossen (2016) diz que para definir fases de deformação é necessário que seja feita uma análise utilizando de diversos critérios independentes. Para isso podem ser consideradas características metamórficas e microestruturais, superposição de estruturas, evidências geocronológicas e estratigráficas.

O entendimento dos eventos deformacionais que afetaram a área de estudo foi obtido a partir de dados de foliações aferidas em campo. Essas posteriormente foram tratadas, gerando estereogramas para se estabelecer um padrão estrutural. No trabalho foram reconhecidos dois diferentes tipos de áreas que possuem litologias semelhantes, mas com características estruturais diferentes. Essas variações são relacionadas a presença de zonas tabulares onde o grau de deformação nas rochas é significativamente maior se comparado a área em geral, ou

seja, zonas de cisalhamento. As estruturas que são reconhecidas afastadas dessas áreas que concentram a deformação são melhores preservadas e exibem, na maioria da vezes, a foliação principal.

Os dados obtidos em campo refletem estruturas que podem ter sido geradas em dois eventos deformacionais (D1 e D2) que geraram as estruturas seguindo uma deformação progressiva. Fossen *et al.* (2019) descreve o termo como um período de deformação contínua e ininterrupta que gera estruturas compostas onde normalmente há variações nos estilos e orientações. Essa ideia é idealizada pela observação de dois tipos de foliação que se desenvolvem para a área total mapeada, sendo elas as Sn e Sm

A foliação Sn é responsável por gerar diferentes estruturas nas rochas, conforme a tensão se acumula de forma heterogênea pois está sujeita a variações de intensidade, reologia e litologia. Assim foi relacionada a ela as foliações gnáissicas e de xistosidade. Essa foliação é considerada como principal e é a primeira linha de estruturas geradas na área de estudo

Nos diopsídio-granulito a foliação do tipo gnáissica é observada por uma orientação preferencial dos cristais de anfibólio, representados por planos mal definidos devido a dificuldade do esforço em desestabilizar os contatos dos minerais formadores, no caso das hornblendas. Essa foliação é bem observada quando além do processo deformacional a rocha contempla estrutura estromática, devido a migmatização, que se estabelece entre os espaços da foliação (Figura)

Os granitoides (bt-metagranitoide e grt-metagranitoide), da mesma forma que as metamáficas são encontradas sofrem o mesmo processo deformacional gerando o mesmo tipo de estrutura. A diferença que para essas rochas a presença de filossilicatos, como as biotitas e muscovitas, marcam de forma mais nítida os planos gerados pela estrutura, evidenciando a foliação. (Figura).

A xistosidade gerada pela Sn só observada nos ms-xistos, que é demonstrado por uma foliação média a grossa marcada pela orientação das muscovitas marcado nos domínios M, que circundo os domínios QF em planos anastomosados e contínuos (figura). Os domínios QF, além de possuírem quartzo e feldspato são encontrados pequenos porfiroblastos de granada, semelhantes a dos paragneisses, sendo só diferenciado em seu tamanho.

A foliação Sm representa o processo de milonitização das rochas que desenvolve uma deformação a partir da rotação da foliação, observadas pelas bandas de cisalhamento C que se desenvolvem na direção paralela as paredes das zonas de cisalhamento demonstrado no plano XY do elipsoide de deformação. (FOSSSEN, 2016). Esse tipo de foliação são responsáveis por

gerar a redução no tamanho dos cristais em consequência de mecanismos de deformação dúctil, principalmente pela recristalização dinâmica, e a fratura dos cristais em função do deslocamento gerado. (DAVIS; REYNOLDS; KLUTH, 2011).

Na área do estudo essa foliação se concentra dispostas em três faixas principais que possuem direção NNW definindo o segundo domínio estrutural (DE<sub>2</sub>). Essas são intituladas como as áreas que representam o desenvolvimento de zonas de cisalhamento.

A foliação Sm transpõe a Sn, gerando variações nas atitudes das camadas que fogem da direção principal que possuem uma direção preferencial em NE-SW com mergulhos predominantes orientados para NW (Figura 19). Foram gerados três estereogramas diferentes para se analisar cada uma das zonas de cisalhamento, onde não se estabelece um padrão para uma única direção das camadas, mas os mergulhos possuem WNW ou ESSE como sentido preferencial. (Figura 19)

Em especial, o ponto EJMM81 marca um bt-milonito que se destaca como um bom afloramento para o entendimento da cinemática em que essas estruturas são submetidas. Os porfiroclastos de k-feldspato estão orientados em meio a matriz representadas por bandas de cisalhamento C do tipo composta por biotita e fragmentos de quartzo. Os k-feldspato estão rotacionados indicando que o movimento de rotação para NW.

## 12 CONCLUSÕES

A partir dos dados analisados e interpretados durante o decorrer do trabalho é possível concluir que:

- A partir do mapeamento geológico na escala de 1:25.000 foram reconhecidas para área seis unidades litológicas. Essas unidades estão associadas na literatura com as rochas do Ortognaisse Goiandira e ao Grupo Araxá, assim até o momento não tinham sido descritas ou reconhecidas individualmente. Esse problema vem com a falta de detalhes que são encontrados em mapeamento de escala de maior detalhe. É necessária uma caracterização regional em uma escala menor para a melhor compreensão de suas ocorrências.
- Uma unidade migmatítica de expressão foi reconhecida para área desenvolvida a partir das rochas ortoderivadas, diopsídio-granulito, que não são descritos na literatura. Essas rochas até o momento eram correlacionadas ao muscovita-

biotita-gnaiss dos Ortognaisses Goiandira, o que notavelmente difere em questões mineralógicas e estruturais.

- A partir do reconhecimento dos migmatitos desta unidade é possível inferir que essas rochas foram metamorfizadas em condições de alta temperatura e de média a alta pressão. É estipulado que a paragênese de pico é restrita em um intervalo de pressão entre 9 e 10 kbar e temperaturas que variam de 800 a 1000 °C. Essas foram caracterizadas pelas suas morfologias de primeira e segunda ordem onde são reconhecidos: metatexitos do tipo patch, rede e estromático e diatexitos do tipo *schollen*.
- A geologia estrutural da área de estudo é complexa e há poucos dados para inferir na evolução estrutural regional. Mas é possível afirmar que as foliações possuem direção preferencial de NE-SW com mergulhos para NW. São reconhecidas zonas de cisalhamento que obliteram esse padrão estrutural divergindo as foliações para diferentes direções. Dados geofísicos de anomalias magnetométricas corroboram para a identificação dessas regiões que concentram a deformação em zonas tabulares de direção NNW-SSE.

### 13 REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M., **Origem e evolução da plataforma brasileira**. DNPM, 1967.
- ALMEIDA, F.F.M. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- ASHWORTH, J.R. Petrogenesis of migmatites in the Huntly–Portsoy area, north-east Scotland. *Mineralogical Magazine* 40, 661–682. 1976
- BALDWIN J.A.; POWELL R.; BROWN M.; MORAES R.; FUCK R.A.. Modelling of mineral equilibria in ultrahigh-temperature metamorphic rocks from the Anápolis–Itaçu Complex, central Brazil. **Journal of Metamorphic Geology**, 23:511-531. 2005
- BARBOSA, O. Guia das excursões. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 9, Belo Horizonte. Anais – Sociedade Brasileira de Geologia p. 3-5. 1955.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G., DYER, R.C., CUNHA, C., Geologia da região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, **Boletim 136**, 140 p., 1970
- BRASIL. Exército. EB20-MC-10.209: Geoinformação. 1. ed. Brasília, DF, 2014.
- BROWN, M. **Retrograde processes in migmatites and granulites revisited**. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, n. 1, p. 25–40, 2002.
- BROWN, M. Granite: From genesis to emplacement. **GSA bulletin**, v. 125, n. 7-8, p. 1079-1113, 2013.
- BROWN, M. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. **Earth-Science Reviews**, v. 36, n. 1-2, 1994, p. 83-130,.
- BUCHER, K; GRAPES, R. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Springer Science & Business Media, 2011.
- CHAVES, M. L. de S. C.; DIAS, C.H.. Geologia da Folha de Estrela do Sul, escala 1:100.000. Belo Horizonte, CODEMIG - Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais. CPMTC/UFMG. 2017
- CLEMENS, J D.; HOLNESS, M B. Textural evolution and partial melting of arkose in a contact aureole: a case study and implications. **Visual Geosciences**, v. 5, p. 1-14, 2000.
- CORDANI, U. G.; SATO, K. Crustal evolution of the South American platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 167–173, 1999.
- DARDENNE, M.A. O Grupo Araxá em sua área-tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira Geociências*, v. 31, p. 385-396, 2001.



DARDENNE, M.A. The Brasília fold belt. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Org.), Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: 31° International Geological Congress, 2000. p. 231–263.

DAVIS, G.H.; REYNOLDS, S.J.; KLUTH, C.F. Structural geology of rocks and regions. 3 ed. United States: John Wiley and Sons, 2011. 839 p.

DELLA GIUSTINA, M.E.S. Geologia e geocronologia da sequência Vulcano-sedimentar Campinorte e do Complexo Uruaçu, província Tocantins. 2007.

DELLA GIUSTINA, M.E.S.; OLIVEIRA, C.G.; PIMENTEL, M.M.; MELO, L.V.; FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; BUHN, B. U–Pb and Sm–Nd constraints on the nature of the Campinorte Sequence and related Paleoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, Central Brazil. **Geological Society of London Special Publication** 323, 255-269. 2009

FALCI, A.; CAXITO, F. A.; SEER, H. J.; VALERIANO, C. M.; DIAS, P. H.; PEDROSA-SOARES, A. C. Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá nappe system, southern Brasília belt, Brazil. **Precambrian Research**, 306:209-219, 2018

FÉBOLI, W.L. Monte Carmelo, Complexo. In: Projeto Vazante-Paracatu - Geologia e recursos minerais das folhas Cabeceira Grande, Unáí, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca, Paracatu, Guarda-Mor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo Patos de Minas. p. 60-67. 2017

FERRARI, P. G. A Formação Ibiá e sua pertinência ao Grupo Araxá. **Simp. Geol. Minas Gerais**, v. 5, p. 257-261, 1989.

FILHO, J. A. B. O maciço básico-ultrabásico de Água Branca: continuidade física dos maciços de Niquelândia e Goianésia-Barro Alto. **Boletim SBG-NCO**, n. 15, p. 23-29, 1992.

FLEUTY, M. J. The description of folds. **Proceedings of the Geologists' Association**, v. 75, n. 4, p. 461-492, 1964.

FONSECA, M.A., DARDENNE, M.A., . Estilos estruturais e a compartimentação tectônica do segmento setentrional da Faixa Brasília. Anais, 5° Simp. Nac. Est. Tect., Gramado, SBG, pp. 36–38. 1995

FOSSEN, H. **Structural geology**. Cambridge university press, 2016.

FOSSEN, Haakon et al. Deformation–progressive or multiphase?. **Journal of Structural Geology**, v. 125, p. 82-99, 2019.

FUCK, R.; PIMENTEL, M.; D'ELREY SILVA, L.J. Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38., 1994, Camboriú. Anais... p. 215217.

GRANT, J.A.; FROST, B.R. Contact metamorphism and partial melting of pelitic rocks in the aureole of the Laramie Anorthositic Complex, Morton Pass, Wyoming. *American Journal of Science* 290, 425–472. 1990

GUERNINA, S.; SAWYER, E.W. Largescale melt-depletion in granulite terranes: an example from the Archaean Ashuanipi subprovince of Quebec. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 181–201. 2003

HARLEY, S., On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. *Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.* 138, 81–107. 1996

HARLEY, S.L. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 138, n. 1, p. 81-107, 1998.

HASALOVÁ, P.; SCHULMANN, K.; LEXA, O.; STÍPSKÁ, P.; HROUDA, F.; ULRICH, S., HALODA, J. TYCOVÁ, P., Origin of migmatites by deformation-enhanced melt infiltration: A new model based on quantitative microstructural analysis: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 26, p. 29–53. 2008

HOLNESS, M.; CLEMENS, J.D. Partial melting of the Appin quartzite driven by fracture-controlled H<sub>2</sub>O infiltration in the aureole of the Ballachulish Igneous Complex, Scottish Highlands. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **136**, 154–168, 1999

HOLNESS, M.B. Decoding migmatite microstructures. In: *Working with Migmatites*. Short Course, 38. Mineral Association of Canada, Québec, Québec, pp. 57-76. 2008

HOLNESS, M.B.; SAWYER, E.W. On the pseudomorphing of melt-filled pores during the crystallization of migmatites. **Journal of Petrology**, v. 49, n. 7, p. 1343-1363, 2008.

HOPGOOD, A.M. **Determination of structural successions in migmatites and gneisses**. Springer Science & Business Media, 2012

KENAH, C.; HOLLISTER, L.S. Anatexis in the Central Gneiss Complex, British Columbia. In *Migmatites, Melting and Metamorphism* (M.P. Atherton & C.D. Gribble, eds.). Shiva, Nantwich, U.K. (142–162), 1983

KLEIN, P.B.W. Geoquímica de rocha total, geocronologia de U-Pb e geologia isotópica de Sm-Nd das rochas ortognáissicas e unidades litológicas associadas da região Ipameri - Catalão (Goiás). 2008. 154 f. Tese (Doutorado em Geologia)-Universidade de Brasília, Brasília, 2008.

LACERDA FILHO J.V. *et al.* Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal – Texto explicativo dos mapas Geológico e de recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal, Escala 1:250.000. Goiânia: AGIM (Conv. CPRM/METAGO S.A./UnB), 176 p. 2004

LAPORTE, D., RAPAILLE, C.; PROVOST, A. Wetting angles, equilibrium melt geometry, and the permeability threshold of partially molten crustal protoliths. In *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (J.-L. Bouchez, D.H.W. Hutton & W.E. Stephens, eds.). Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, Netherlands (31–54), 1997

LISLE, R.J.; BRABHAM, P.J.; BARNES, J.W. **Mapeamento Geológico Básico-: Guia Geológico de Campo**. Bookman Editora, 2014.

- MANCKTELOW, N.S. Finite-element modelling of shear zone development in viscoelastic materials and its implication for the localisation of partial melting. *Journal of Structural Geology* 24, 1045–1053, 2002
- MCLELLAN, E.L. Contrasting textures in metamorphic and anatexitic migmatites; an example from the Scottish Caledonides. *Journal of Metamorphic Geology* 1, 241–262, 1983
- MCLELLAN, E.L. Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca De Quadra, Alaska. *Journal of Metamorphic Geology* 6, 517–542, 1988
- MEHNERT, K.R. Migmatites and the origin of the granitic rocks. Elsevier ltd, New York, 393p, 1968
- MORAES, R. BROWN, M., FUCK, R. A., CAMARGO, M. A., & LIMA, T. M. Characterization and P–T evolution of melt-bearing ultrahigh-temperature granulites: an example from the Anápolis–Itaçu Complex of the Brasília Fold Belt, Brazil. **Journal of Petrology**, v. 43, n. 9, p. 1673-1705, 2002
- MORAES, R.; FUCK, R. A. Ultra-high-temperature metamorphism in Central Brazil: the Barro Alto complex. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 18, n. 4, p. 345-358, 2000.
- NAVARRO G.R.B.; ZANARDO A.; CONCEIÇÃO, F. T. O Grupo Araxá na Região Sul-Sudoeste do Estado de Goiás. *Revista Geologia-USP, Série Científica*, 13(2):5-28, 2013.
- NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A. Petrografia e geoquímica das rochas metaultramáficas da região de Mairipotaba, Cromínia e Pontalina, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 359, n. 4, p. 483-49, 2005
- NAVARRO, GUILLERMO RAFAEL BELTRAN et al. Petrografia e geoquímica de gnaisses da região de Indiara, porção central do arco magmático de Goiás. **Geologia USP. Série Científica**, v. 17, n. 3, p. 189-207, 2017.
- Neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira Geociências*, v. 31, p. 385396, 2001.
- OLIVER, N.H.S., BODORKOS, S, NEMCHI n, A.A., Ki nny, P.D. & Watt, G.R. Relationships between zircon U–Pb SHRI MP ages and leucosome type in migmatites of the Halls Creek Orogen, Western Australia. *Journal of Petrology* 40, 1553–1575, 1999
- OLIVER, N.H.S., BODORKOS, S, NEMCHI n, A.A., KINNY, P.D.; WATT, G.R. Relationships between zircon U–Pb SHRI MP ages and leucosome type in migmatites of the Halls Creek Orogen, Western Australia. *Journal of Petrology* 40, 1553–1575, 1999
- PEREIRA, A.D.C.; SOUZA JR., J.J.; FONSECA, E.G.; OLIVEIRA, F.C.; ORTIZ, L.R.C.; FREIRE, F. A.; CARMO, U.F.; BRAZ, E.R.C.; MARQUES, N.M.G.; REIS; V.A.; SIGA JR., O. **Geologia: Levantamento de Recursos Naturais**. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SE.23 Belo Horizonte. Rio de Janeiro. P. 38, 1983
- PETFORD, N. Segregation of tonalitic–trondhjemitic melts in the continental crust: the mantle connection. *Journal of Geophysical Research* 100, 15735–15744, 1995

- PIMENTEL, M. M., et al. Nd isotopes and the provenance of the detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v.14, [s.n.], p.571-585, 2001
- PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. ***Brazilian Journal of Geology***, v. 46, n. 1, p. 67–82, 2016.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARAÚJO, S.M. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Org.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31° International Geological Congress, 2000. p.151–182.
- PIMENTEL, M.M. et al. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U–Pb sedimentary provenance data: a review. ***Journal of South American Earth Sciences***, v. 31, n. 4, p. 345-357, 2011.
- PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R.A.; ARMSTRONG, R. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data from the Araxa Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, v. 125, n. 1/2, p. 139–160, 2003.
- PLATTEN, I.M. Partial melting of feldspathic quartzite around late Caledonian minor intrusions in Appin, Scotland. *Geological Magazine* 119, 413–419, 1982
- PLATTEN, I.M. Partial melting of semipelite and the development of marginal breccias around a late Caledonian minor intrusion in the Grampian Highlands of Scotland. *Geological Magazine* 120, 37–49, 1983
- RAMSAY, J. G.; HUBER, M. I. *The Techniques of Modern Structural Geology*, Vol. 2: Folds and Fractures. **Pergamon Press**, London, 1987
- ROBIN, P.Y.F. Theory of metamorphic segregation and related processes. ***Geochimica et Cosmochimica Acta*** 43, 1979, p.1587–1600.
- ROSENBERG, C.L. Deformation of partially molten granite: a review and comparison of experimental and natural case studies. ***International Journal of Earth Sciences*** v. 90, p. 60–76, 2001
- ROSENBERG, C.L.; HANDY, M.R.: Syntectonic melt pathways during simple shearing of a partially molten rock analogue (norcamphor–benzamide). *Journal of Geophysical Research* 105, p. 3135–3149, 2000
- Rutter, E.H. The influence of deformation on the extraction of crustal melts: In *Deformation-Enhanced Melt Segregation and Metamorphic Fluid Transport* (M. Holness, ed.). Mineralogical Society, Series 8. Chapman and Hall, London, U.K. p.82–110, 1997
- SANTOS, B. L. **Petrologia e geologia estrutural da Faixa Brasília na região de Estrela do Sul - MG: Implicações Tectônicas**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro - SP, 2019.

SAWYER, E.W. Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth A* **24**, p. 269–279, 1999

SAWYER, E.W. Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallizing granite. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* v. 91, p. 73–85, 2000

SAWYER, E.W. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 19, p. 291–309, 2001

SAWYER, E.W.; BROWN, M. **Working with migmatites**. Mineralogical Assn of Canada, 2008.

SAWYER, E.W.; CESARE, B.; BROWN, M. When continental crust melts. *Elements*, 7: 229-234, 2011

SEER H. J.; MORAES L. C.; CARNEIRO A. C. **Geologia e deformação do Grupo Araxá na região de Estrela do Sul-Monte Carmelo-Abadia dos Dourados, Minas Gerais**. In: SBG, Simpósio de Geologia, Sudeste, 2007

SEER H.J.; BROD J.A.; VALERIANO C.M.; FUCK R.A. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão Neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(1):33-42, 2005

SEER H.J.; DARDENNE M.A. Tectonostratigraphic terrane analysis on Neoproterozoic times: the case study of the Araxá Synform, Minas Gerais, Brazil - implications to the final collage of the Gondwanaland. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1):78-81, 2000

SEER H.J.; MORAES L.C.; JUNGES S.L. Novos dados U-Pb e Sm- Nd de rochas granitóides do Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, entre a região de Araxá e Monte Carmelo, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, 2010

SEER, H.J. Evolução tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na Sinforma de Araxá, Minas Gerais. 267p. Tese (Doutorado em Geologia Regional). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

SEER, H.J.; BROD, J.A.; FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M.; BOAVENTURA, G.;

SEER, Hildor; MORAES, Lúcia. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 43, n. 2, p. 333-354, 2013.

SILVA, C.H.; SIMÕES, L.S.A.; DAMÁZIO, W.L.; FERREIRA, S.N.; LUVIZOTTO, G.L. O Grupo Canastra em sua área-tipo, região de Tapira, sudoeste do estado de Minas Gerais. *Geol. USP, Sér. Cient.* São Paulo, v. 12, p. 83-98, 2012

SILVA, C.H.; SIMÕES, L.S.A.; KRYMSKY, R.; MACAMBIRA, M.J.B.. Proveniência e metamorfismo das rochas da Faixa Brasília, na região de Tapira (SW de Minas Gerais). *Geol. USP, Sér. Cient.* São Paulo, v. 6, n. 1, p. 53-66, 2006

SIMÕES, L. S. A. Compartimentos Crustais do Domínio Interno da Faixa Brasília no Sul de Goiás. Tese de Livre-Docência. Departamento de Petrologia e Metalogenia. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 110 p.,2005.

SIMÕES, L. S. A. **Evolução tectonometamórfica da nappe de Passos, Sudoeste de Minas Gerais.** 1995. 149 f. Tese (Doutorado em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SIMÕES, L. S. A.; NAVARRO, G. Caracterização cinemática da Zona de Cisalhamento da Bocaina, Araxá, MG. **SBG, Simp. Nac. Est. Tect.**, v. 6, p. 269-271, 1997.

SIMÕES, L. S. A.; NAVARRO, G. Estruturação da Faixa Brasília na região de Araxá, MG. In: **Congresso Brasileiro de Geologia.** 1996. p. 92-95.

SIMÕES, L.S.A.; VALERIANO, C.M. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia., 36, Natal, 1990, Anais... Natal, SBG, 6:2564-2575, 1990

SLAGSTAD, T., JAMIESON, R.A. & CULSHAW, N.G. Formation, crystallisation and migration of melt in the midorogenic crust: Muskoka domain migmatites, Grenville Province, Ontario. *Journal of Petrology* v. 46, p. 893–919. 2005

STEVENS, G., CLEMENS, J.D. Fluid-absent melting and the roles of fluids in the lithosphere: a slanted summary? *Chemical Geology* 108, 1-17, 2003

STRIEDER, A. J.; NILSON, A. A. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, p. 204-215, 1992.

ULHEIN, A.; FONSECA, M.A.; SEER, H.J.; DARDENNE, M.A. Tectônica da Faixa de dobramentos Brasília – Setores Setentrional e Meridional. **Geonomos**, 20(2), 1-14, 2013

VALERIANO C.M, Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da represade Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 198p. 1992

VALERIANO C.M.; ALMEIDA J.C.H.; SIMÕES L.S.A.; DUARTE B.P.; ROIG H.L, HEILBRON M. Arcabouço estrutural do domínio alóctone externo da Faixa Brasília no Sudoeste de Minas Gerais: implicações tectônicas. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 39, Salvador Anais, 41-43, 1996

VALERIANO, C. M.; SIMOES, L. S. A.; GODOY, A. M. Compartimentação tectônica da porção meridional das Faixas Uruaçu e Brasília, SW de Minas Gerais: dados preliminares. **Simp. Geol. Minas Gerais**, v. 5, p. 238-242, 1989.

VALERIANO, C.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.S.; SEER, H.J.; SIMÕES, L.S.A.; U-Pb geochronology of the Southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentar provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research* 130, 27-55, 2004

- VALERIANO, C.M. et al. Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 197-210, 2008.
- VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. Southern Brasília belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K–Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 195–199, 2000.
- VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A. Geochemistry of Proterozoic mafic rocks from the Passos nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasília belt. **Brazilian Journal of Geology**, v. 27, n. 1, p. 99-110, 1997.
- VANDERHAEGHE, O.; TEYSSIER, C. Partial melting and flow in orogens. *Tectonophysics* 342, 451–472, 2001
- VERNON, R.H. Microstructures of melt-bearing regional metamorphic rocks. **Geological Society of America Memoirs**, v. 207, p. 1-11, 2011.
- VERNON, R.H.; CLARKE, G.L. Partial melting during high-grade metamorphism. In: Vernon & Clarke (Eds.), *Principles of Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, New York, pp. 140-205, 2008
- VERNON, R.H.; COLLINS, W.J. Igneous microstructures in migmatites. *Geology* 16, 1126–1129, 1988
- VIELZEUF, D.; SCHMIDT, M.W. **Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts**. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 141, n. 3, p. 251–267, Jun 2001. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s004100100237>>.
- WHITE, R. W.; POWELL, R. **Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages**. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 20, n. 7, p. 621–632, 2002.
- WHITNEY, D.L.; EVANS, B.W. **Abbreviations for names of rock-forming minerals**. *American Mineralogist*, v. 95, n. 1, p. 185–187, 2010
- WOLF, M B. e WYLLIE, P. J. **Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time**. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 115, n. 4, p. 369–383, 1994.

## 14 APÊNDICES





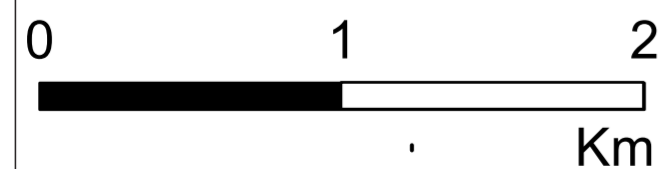
# Legenda

## Pontos

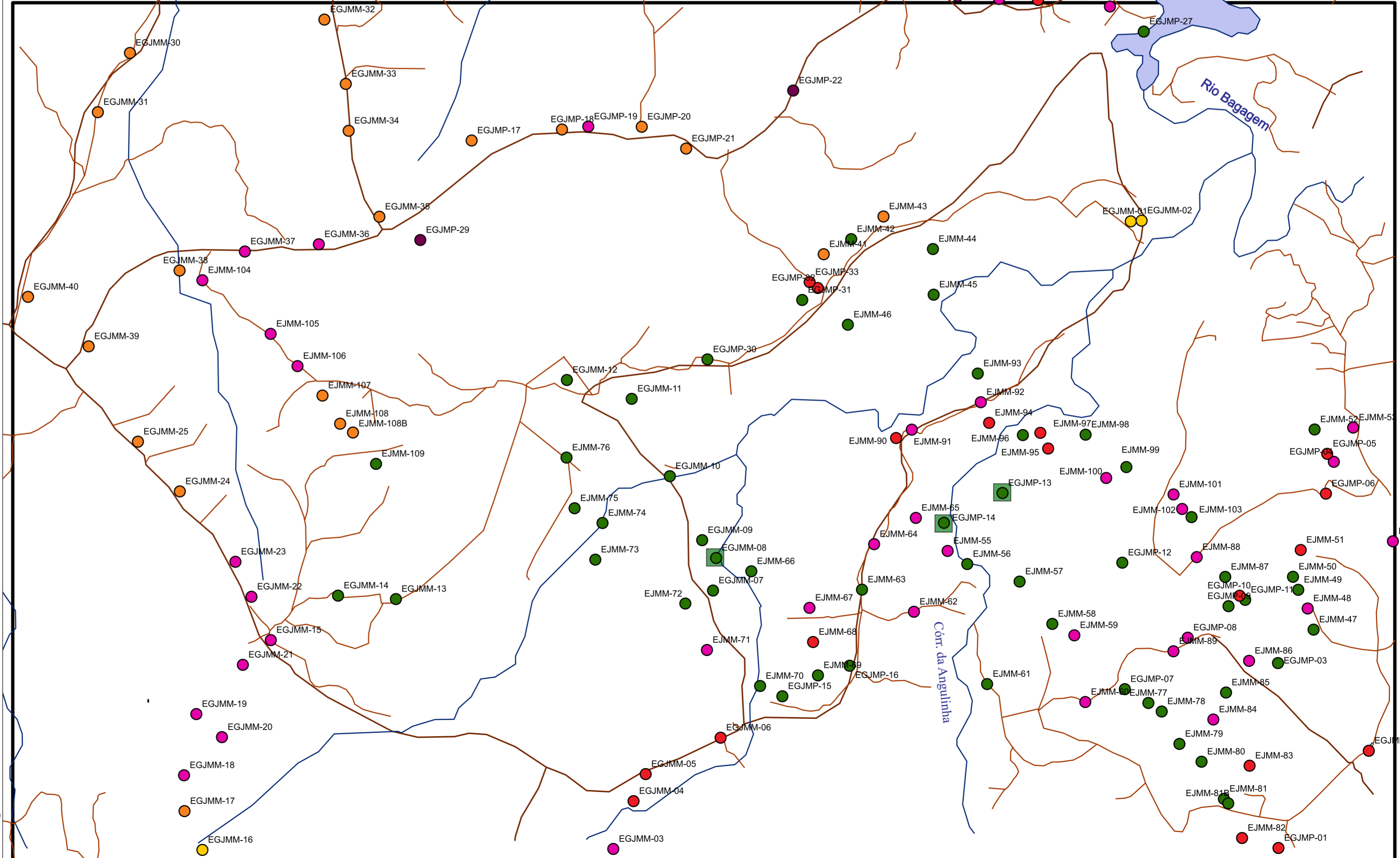
### UNIDADE

- Arenito
- Grt-Metagranito
- Bt-Metagranito
- Grt-Bt-Kfs-Ms gnaisse
- Kfs-Ms milonito
- Ortognaisses migmatíticos
- Pontos com lâmina

- Estradas principais
- Estradas secundárias
- Drenagens
- Represamento
- Limite da área



Mapa de Pontos  
 Escala: 1:25.000  
 Datum: SIRGAS 2000  
 Projeção: UTM 23S  
 Autoria: João Victor Oliveira Cunha  
 Orientação: Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva



7948000  
7944000  
7940000

7948000  
7944000  
7940000

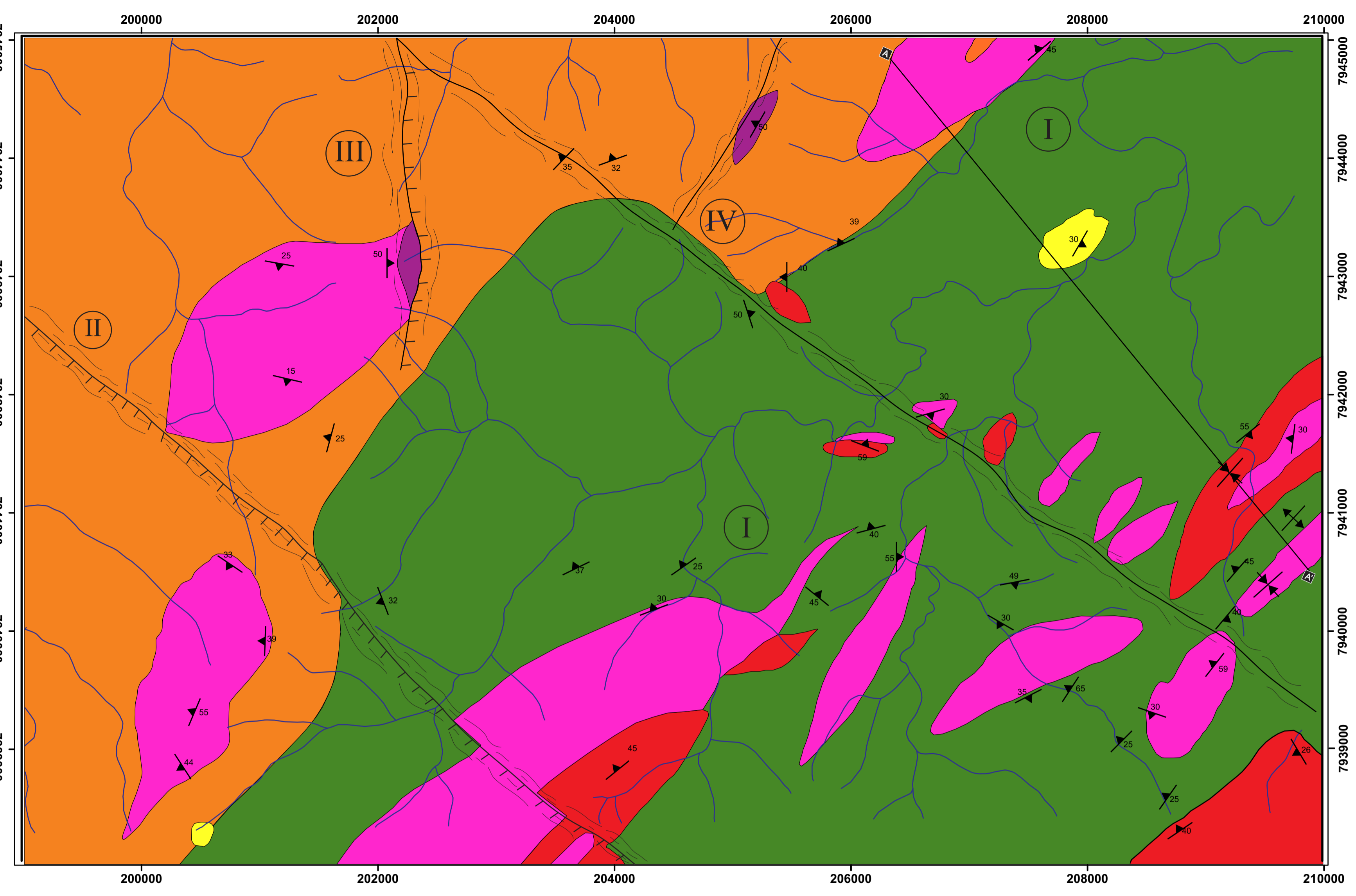
200000

204000

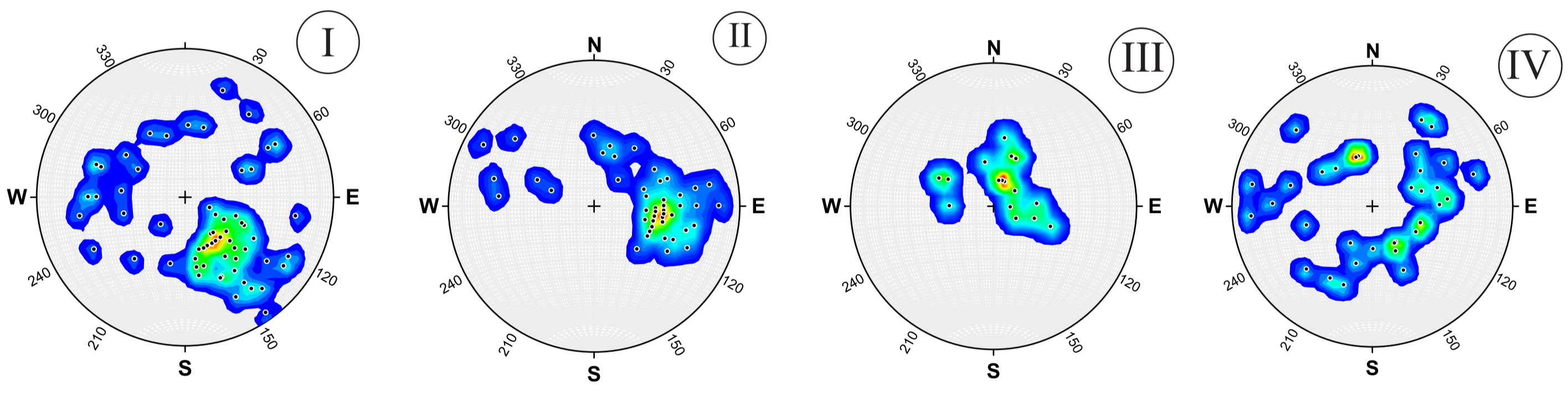
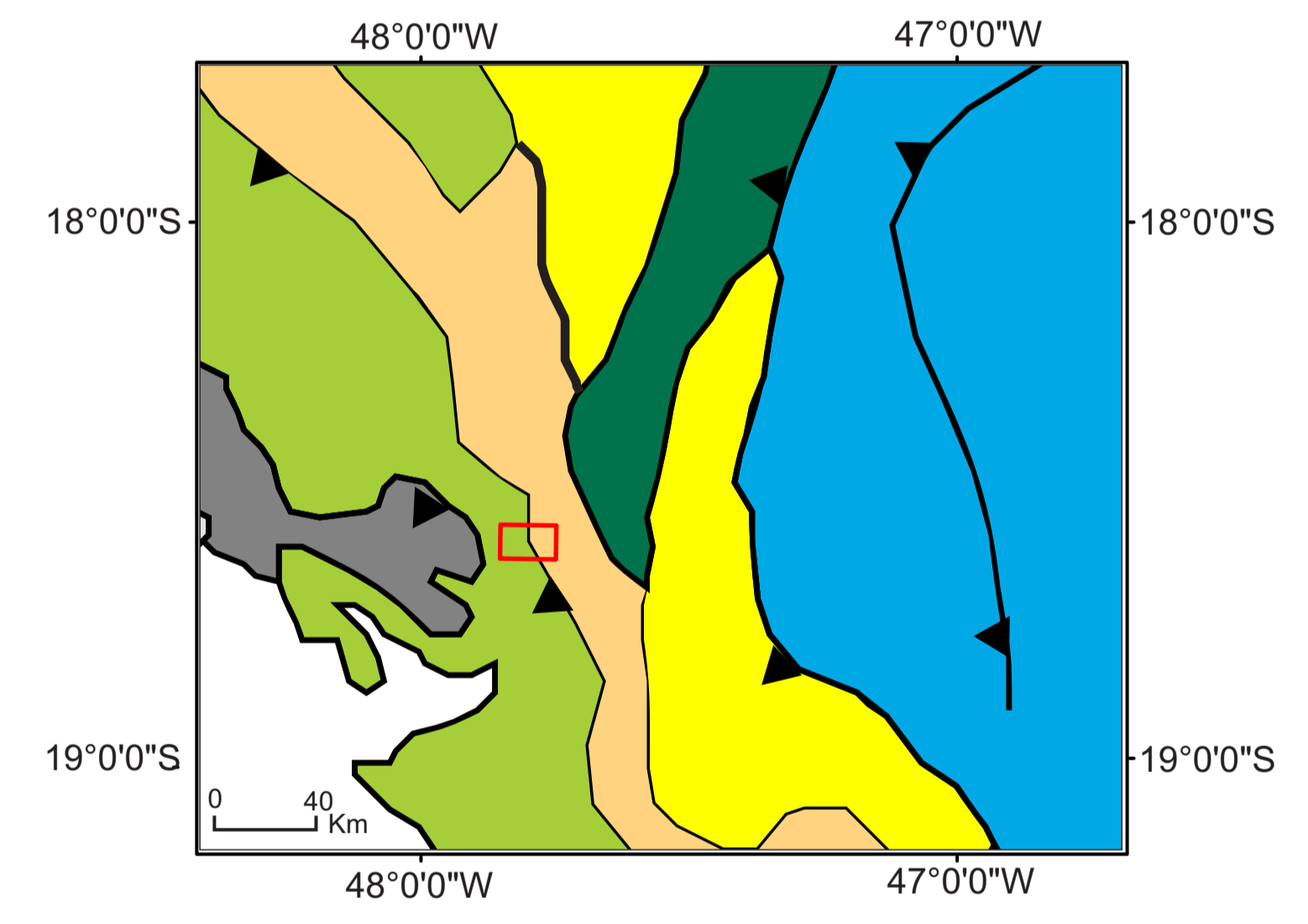
208000

Unidades geológicas

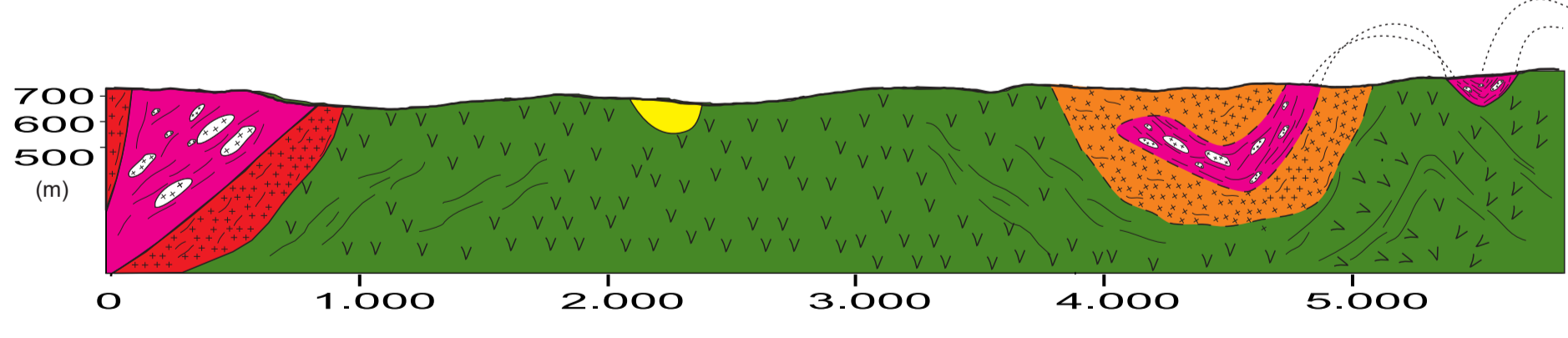
- Arenitos:** compostos majoritariamente por cristais de quartzo esféricos e bem arredondados e brilho fosco, de granulometria que varia de muito fina a fina, que é marcada por uma coloração ocre a amarelo queimado. A rocha possui estratificação plano-paralela, mas em sua maioria são maciças. Localmente são observadas vênulas avermelhadas de brilho resinoso. A rocha é encontrada em posições mais altas do relevo dispersas em topos de morro.
- K-feldspato-muscovita-milonito:** constituídos por quartzo, k-feldspato, muscovita e pode ocorrer biotita como acessório. A rocha possui uma coloração cinza escuro com tons esverdeados. Os feldspatos ocorrem como porfiroclastos dispostos em meio a foliação marcada pelos filossilicatos gerando uma textura porfiroclástica. Esses fenocristais geralmente ocorrem rotacionados marcando a estrutura milonítica da rocha.
- Grt-Bt-Kfs-Ms gnaiss:** compostos por quartzo, k-feldspato, biotita e granada, que é marcada por uma coloração avermelhada, quando intemperizada e cinza escuro quando fresca. A rocha possui granulação que varia de média a muito grossa e desenvolve bandamentos composicionais e textura porfiroclástica. Por vezes, ocorrem bolsões leucocráticos de composição quartzo-feldspática.
- Biotita-metagrânito:** composta por cristais de quartzo, plagioclásio, biotita e localmente muscovitas. Ela possui uma coloração que varia de cinza escuro a cinza clara quando frescas e tons esbranquiçados surgem na rocha conforme aumenta o grau de intemperismo. A mineralogia é marcada por uma granulação que varia de fina a média e desenvolve uma textura blasto-fanerítica, porfirítica ou porfiroclástica. A rocha é marcada localmente por uma foliação milonítica, gerando protomilonitos.
- Granada-metagrânito:** constituída por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e granada. Ela desenvolve uma coloração branca-acinzentada quando fresca e branca com tons bege quando intemperizada. Os cristais possuem granulação que varia de média a grossa que marcam a textura porfiroblástica devido a presença dos porfiroblastos de granada. A rocha desenvolve uma foliação penetrativa, contínua e anastomosada, marcada pela orientação dos filossilicatos. Localmente, ocorrem *boudins* de anfibólito encaixado na foliação.
- Unidade Ortognaissica-migmatítica:** unidade de maior expressão na área de estudo que é constituída por diopsídio-granulito e rochas associadas a fusão parcial dos granulitos sendo elas: actinolita-gnaiss e hbl-metagrânito. O diopsídio-granulito é constituído por essencialmente por hornblendas e plagioclásio que possuem uma granulação que varia de fina a média. Localmente são encontrados cristais de diopsídio, esstatita e substituições de hornblenda por biotita. A rocha possui uma foliação gnaissica contínua e desenvolve uma textura granoblástica. A rocha é marcada por processos intensos de migmatização que gera metatexitos do tipo *patch*, rede e estromático. Diatexitos do tipo *schollen* são bem expressivos na área. Subordinadas aos processos de fusão, a unidade compoem-se de actinolita-gnaisses que são constituídos por cristais de quartzo, biotita, actinolita e plagioclásio. Apatita e clorita são encontradas como minerais acessórios. A rocha possui uma coloração cinza médio marcada pelo bandamento composicional e textura porfiroclástica. Hbl-metagrânitos estão relacionados em contatos difusos e transicionais com o diopsídio-granulito e são constituídos por quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita. A rocha de coloração cinza clara possui granulação média e desenvolve uma textura porfiroclástica ou fanerítica.



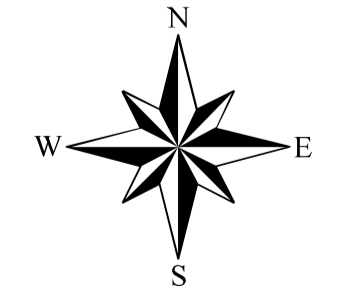
- CONVENÇÕES GEOLÓGICAS**
- Foliação S<sub>n</sub>/S<sub>m</sub>
  - Antiforma
  - Sinforma
  - Contatos
  - Zona de Cisalhamento
- CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS**
- Drenagens
  - Área de estudo
- ESTEREOGRAMAS**
- Polos das foliações



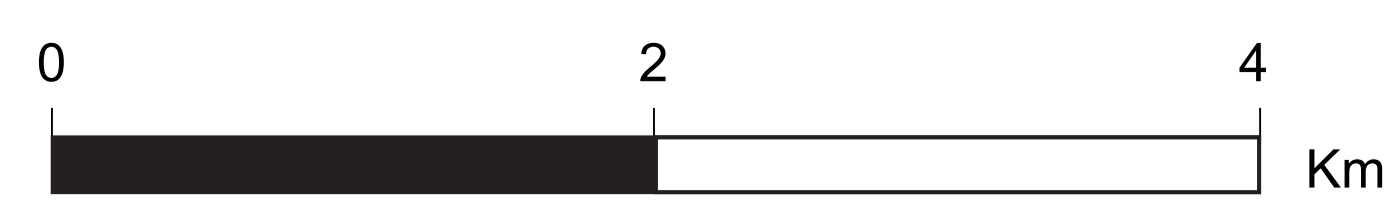
- Legenda**
- |                      |                         |
|----------------------|-------------------------|
| Craton São Francisco | <b>Faixa Brasília</b>   |
| Bacia do Paraná      | <b>Zona Interna</b>     |
| Falha de empurrão    | Grupo Araxá             |
| Área de estudo       | Complexo Anápolis-Itaçu |
|                      | <b>Zona Externa</b>     |
|                      | Grupo Ibiá              |
|                      | Grupo Vazante           |
|                      | Grupo Canastra          |



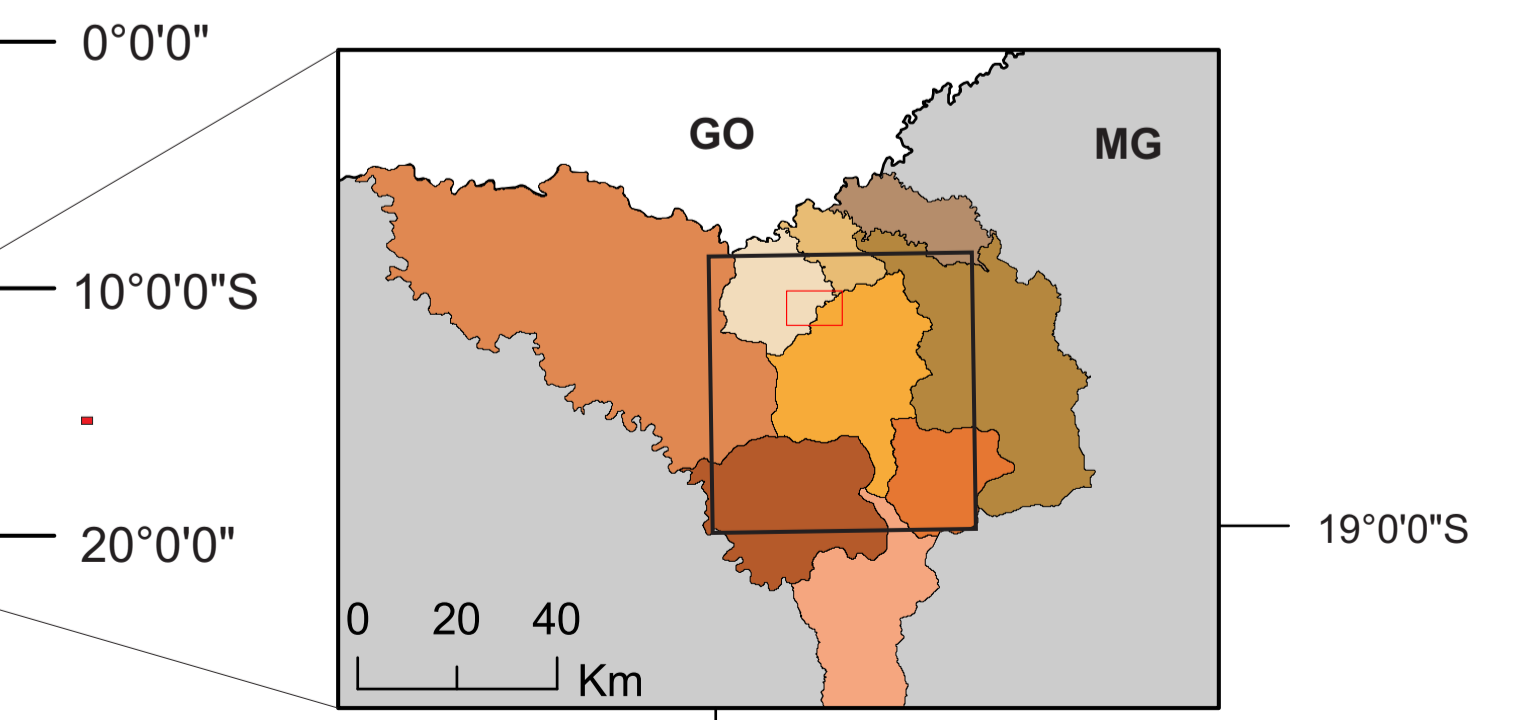
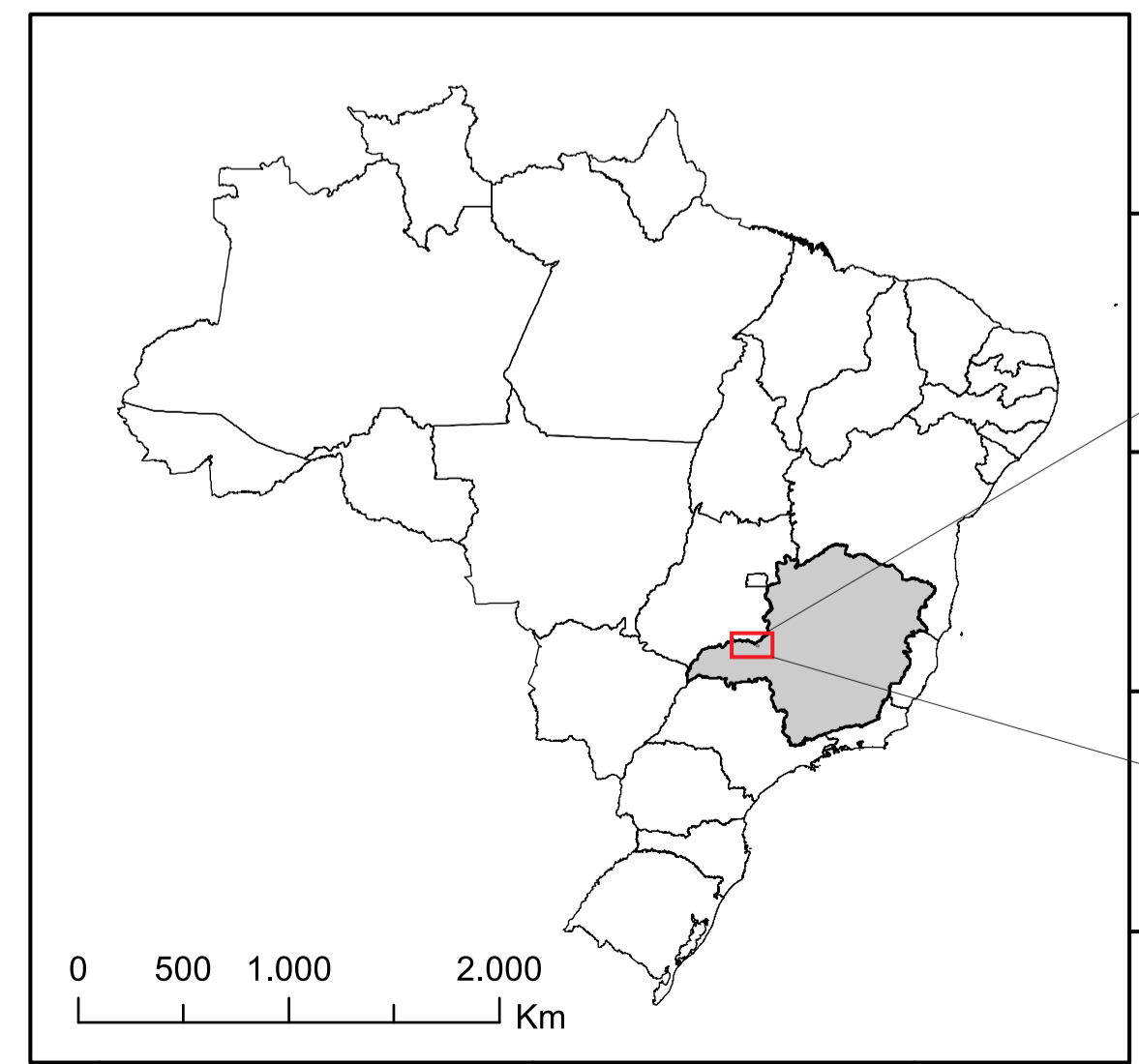
Escala vertical: 1:25.000  
Escala horizontal: 1:25.000



Mapa Geológico  
Escala: 1:25.000



**Autoria:** João Victor Oliveira Cunha  
**Orientação:** Dr. Marco Antonio Delinardo da Silva  
**Sistema de Referências**  
Datum: SIRGAS-2000  
Unidade Transversa de Mercator - UTM 23S



80°0'0"W 60°0'0"W 40°0'0"W

0°0'0" 10°0'0"S 20°0'0" 30°0'0"S

48°0'0"W