

UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

Instituto de Geografia - IGUFU

Programa de Graduação em Geologia

IARA SOUZA SIQUEIRA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO BÁSICO EM ESCALA DE SEMI-DETALHE
A SUL DO MUNICÍPIO DE GOIANDIRA, GOIÁS.**

Monte Carmelo

2022

IARA SOUZA SIQUEIRA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO BÁSICO EM ESCALA DE SEMI-DETALHE
A SUL DO MUNICÍPIO DE GOIANDIRA, GOIÁS.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao curso de graduação em Geologia da Universidade Federal de Uberlândia como requisito parcial para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Filipe Goulart Lima

Monte Carmelo

2022

IARA SOUZA SIQUEIRA

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO BÁSICO EM ESCALA DE SEMI-DETALHE
A SUL DO MUNICÍPIO DE GOIANDIRA, GOIÁS.**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao curso de graduação em Geologia da Universidade Federal de Uberlândia, como pré-requisito para a obtenção do título de bacharel em Geologia.

Monte Carmelo, 25 de Julho de 2022.

Prof. Dr. Filipe Goulart Lima, UFU/MG (Orientador)

Prof. Dr. Marco Antônio Delinardo da Silva, UFU/MG

Dr. Ílio Rodarte Faria Junior

Dedico esse trabalho aos meus pais, família e aos meus amigos por todo suporte e apoio incondicional durante os últimos anos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais pelo apoio constante e incondicional, aos meus familiares por todo apoio durante os últimos anos.

Sou grata também aos amigos Nadya, Bhryan, Amanda e Ghabryel que não me deixaram ser vencida pelo cansaço e pelo desânimo, principalmente durante essa reta final.

Agradeço ao Junior, a Mayra, a Karlinha, a Michele, ao Guilherme e a Maria Fernanda, por toda ajuda na realização deste trabalho, a parceria durante os campos, as discussões geológicas de grande importância e principalmente a amizade. Também ao Rildo, ao Gustavo, a Patrícia, ao Felipe, pela parceria e cumplicidade durante o curso. Todos eles, grandes amigos que a universidade pode me proporcionar e pessoas que se tornaram muito importantes na minha trajetória e que sempre levarei comigo.

Gostaria de agradecer também a Juliana, com quem sempre pude contar e que se tornou além de uma relação profissional, uma amiga. Agradeço também a professora Marília, minha primeira grande referência dentro da geologia e uma grande profissional com quem tive a oportunidade de aprender bastante.

Ao Professor Filipe, pela orientação cuidadosa, pela paciência, e pelo seu grande desprendimento em ajudar sempre que preciso, além é claro da amizade sincera. Uma pessoa a qual admiro e sou bastante grata.

Aos professores do curso, em especial ao professor Marco e ao Ílio, que aceitaram fazer parte da banca de TCC e com ponderações pontuais indispensáveis agregaram em muito nas discussões levantadas. Agradeço também a professora Pamela, responsável pela correção do projeto que culminou nesta monografia.

Agradeço também o departamento de geologia pela disponibilização do material necessário para as pesquisas técnicas.

Por fim, agradeço a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Os levantamentos geológicos básicos são essenciais na identificação e caracterização inicial dos recursos naturais existentes. Sendo a escala de trabalho um dos mais importantes requisitos a se definir quando se pretende realizar um trabalho desse tipo. Levando em consideração que quanto maior o detalhe, melhor é o entendimento. Foi realizado no sudeste do estado de Goiás, entre os municípios de Goiandira e Cumari um mapeamento geológico em escala 1:50.000, com intuito de compreender a relação entre as rochas gnáissicas encontradas na área. O mapeamento resultou na identificação de seis unidades litoestratigráficas descritas como Complexo Metamáfico-Metaultramáfico, Unidade Metassedimentar A, Unidade Metassedimentar B, Unidade Gnáissica A, Unidade Migmatítica e Unidade Gnáissica B. Tornando possível associar e alocar as unidades citadas acima no Grupo Araxá e na Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas. A realização do mapeamento também resultou no reconhecimento de dois domínios estruturais distintos e na identificação de um forte evento retrometamórfico de baixo grau em fácies xisto verde inferior caracterizado pela albitização e saussuritização das rochas quartzo-feldspáticas e pela sericitização dos xistos.

Palavras-Chave: Terrenos de Alto Grau Metamórfico. Faixa Brasília Meridional. Levantamentos Geológicos Básicos.

ABSTRACT

Basic geological surveys are essential in the initial identification and characterization of existing natural resources. The scale of work is one of the most important requirements to define when one intends to carry out this type of work. Taking into consideration that the greater the detail, the better the understanding. A 1:50,000 scale geological mapping was carried out in the southeast of the state of Goiás, between the towns of Goiandra and Cumari, in order to understand the relationship between the gneissic rocks found in the area. The mapping resulted in the identification of six lithostratigraphic units described as Metamorphic-Metaultramafic Complex, Metasedimentary Unit A, Metasedimentary Unit B, Gneissic Unit A, Migmatitic Unit and Gneissic Unit B. Making it possible to associate and allocate the above mentioned units in the Araxá Group and in the Association of Orthogneissic and Migmatitic Rocks. The mapping also resulted in the recognition of two distinct structural domains and in the identification of a strong low grade retrometamorphic event in the lower green schist facies characterized by the albitization and saussuritization of the quartz-feldspathic rocks and by the sericitization of the schists.

Key-words: High Metamorphic Terrain; Southern Brasília Belt; Basic Geological Surveys.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de Localização da área de estudo. A) Imagem de satélite destacando a área de estudo (laranja). B) Mapa mostrando a área de estudo (laranja) em relação a capital do estado (Goiânia), as principais cidades próximas (Catalão e Uberlândia) e as principais vias de acesso que ligam esses locais. C) Mapa mostrando a figura 1B em relação aos estados de Minas Gerais e Goiás.....	20
Figura 2: A) Mapa Fotogeológico. B) lineamentos. C) Mapa topográfico com base de dados atualizada.....	23
Figura 3: A) Grandes sistemas estruturais do Brasil. B) Província do Tocantins e sua localização frente aos sistemas estruturais. C) Recorte em detalhe posicionando a área de estudo dentro da Província do Tocantins.....	26
Figura 4: Mapa Geotectônico da Faixa Brasília, destacando os Domínios Cratônicos, externo e Interno bem como os setores setentrional (FBS) e meridional (FBM).....	28
Figura 5: Mapa litoestratigráfico do Sudeste de Goiás cortado na região da área de estudo. ...	29
Figura 6: Mapa Geológico da Área mapeada	37
Figura 7: A) Afloramento em blocos rolados de anfibólio-clorita-talco xisto, no pasto. B) Amostra de anfibólio-clorita talco Xisto (amostra IS60-A). C) Amostra de turmalinito (amostra IS58-B). D) Amostra intemperizada (amostra IS58-A). E) Fotomicrografia de lâmina de pó do turmalinito à nicóis cruzados, demonstrando alta birrefringência dos cristais. F) Fotomicrografia de lâmina de pó à nicóis descruzados, evidenciando o leve pleocroísmo dos cristais, geralmente prismáticos.....	38
Figura 8: A) Afloramento na forma de grandes blocos com cerca de 5 m de diâmetro (ponto IS62) B) Saprólito do anfibolito (ponto IS65). C) Amostra de anfibolito de granulação média de coloração esverdeada (amostra IS58). D) Capa de alteração mais avermelhada (amostra IS59).	40
Figura 9: A) Amostra de Anfibolito grosso deformado (amostra IS10-A). B) Amostra de Anfibolito com porfiroblástos de quartzo (laranja) (amostra IS10-A). C) Amostra de Anfibolito fino com calcopirita (no centro de cor latão) (amostra IS10-B). D) Amostra IS10-B perpendicular a foliação.....	41
Figura 10: Diferentes afloramentos da Unidade Metassedimentar A. A) Horizonte levemente ondulado com blocos angulosos de quartzo e quartzo leitoso (ponto IS07); B) Granada - muscovita xisto muito intemperizado aflorando em fundo de vale (ponto IS02); C) Afloramento de biotita-muscovita xisto em corte de estrada, com alta densidade de fraturas e	

intemperismo moderado (ponto IS05); D) Biotita–muscovita xisto, com lentes de quartzo de até 45 cm concordantes a foliação (ponto IS10)..... 43

Figura 11: A) Amostra de mão do biotita-muscovita xisto (amostra IS10-A). B) Fotomicrografia à nicóis descruzados (ND), do biotita-muscovita xisto (amostra IS10-A) mostrando a estruturação da rocha, com bandamento composicional e foliação. C) Fotomicrografia à nicóis cruzados (NC) de Porfiroblasto de muscovita retrometamorfizado nas bordas para sericita e minerais opacos presentes na amostra IS10-A. D) Fotomicrografia à nicóis cruzados (NC) da figura 11b, de cristais de quartzo recristalizados com contato poligonal, organizados em bandas quartzosas separadas entre si por finas camadas compostas por sericita e minerais opacos..... 44

Figura 12: A) Amostra do granada-muscovita xisto com porfiroblastos de granada evidenciando bolsões de quartzo e uma estrutura xistosa (amostra IS52). B) Fotomicrografia de bandas dobradas de sericita, detalhe para o cristal de quartzo recristalizado e dobrado dentro da banda dobrada, à nicóis cruzados. C) Fotomicrografia de porfiroclástos de turmalina de aproximadamente 1 mm, que se encontra fraturado e consumido nas bordas. D) Fotomicrografia de pseudomorfo de porfiroblasto de granada constituído de óxido-hidróxido de ferro, com cerca de 3 mm (ND, nicóis descruzados). E) Fotomicrografia de cristal de muscovita (centro) consumido reagindo com quartzo (NC, nicóis cruzados). F) Amostra de Turmalinito bandado (amostra IS54-B)..... 46

Figura 13: A) Anfibolito intrudido (amarelado) nos xistos (ponto IS05). B) Contato visual em detalhe entre o xisto (avermelhado) e o Anfibolito. C) Amostra de Anfibolito grosso (amostra IS54-A). D) Amostra da fotografia anterior em maior detalhe (amostra IS54-A). 47

Figura 14: A) Leito de rio assoreado com granada-biotita-muscovita xistos aflorando na encosta a direita (ponto IS37). C) Granada – biotita – muscovita xisto aflorando na encosta da drenagem, muito intemperizados e caracterizados pela coloração esverdeada escura (IS37). C) e D) Afloramento muito intemperizado na estrada (pontos IS34 e IS33). 49

Figura 15: A) Granada - muscovita xisto, com detalhe para pseudomorfos de granada (amostra IS33-A; ponto IS33); B) Granada - biotita - muscovita xisto (amostra IS37; ponto IS37). 50

Figura 16: Afloramentos de muscovita - biotita gnaisse. A) Geomorfologia, marcada por morros suaves de topo arredondado (ponto IS26); B) Afloramento de lajedo próximo a drenagem (ponto IS14); C) Afloramento em blocos na drenagem muito fraturado (ponto

IS45). D) Afloramento na estrada muito intemperizado, mas preservando ainda relações de estrutura e textura (ponto IS25).....	51
Figura 17: Algumas relações de textura, estrutura e composição observadas nos pontos IS14 e IS38; A) Foliação bem marcada pelos cristais de mica com porfiroclastos de quartzo alongados no sentido da foliação; B) Amostra IS38-de composição mais máfica e textura mais lepidoblástica; C) Amostra IS14-A de composição mais félsica, estrutura foliada e textura grano-lepidoblástica; D) Amostra IS38-C em detalhe, com plano de corte perpendicular a foliação.	52
Figura 18: A) Amostra de biotita-muscovita xisto bastante intemperizada (IS72-B). B) Amostra IS70-A de granada quartzito, nota-se pontos avermelhados na amostra, que caracterizam as granadas, além da granulação grossa da rocha. C) Fotomicrofotografia de seção delgada à nicóis descruzados, que mostra porfiroblastos de granada envolvidos por uma massa composta por sericita e clorita (amostra IS45-B). D) Fotomicrofotografia à nicóis cruzados do mesmo contexto da figura 19C.....	54
Figura 19: A) Relevo arrasado e levemente ondulado (ponto IS31); B) Afloramentos na forma de blocos angulosos dispostos no pasto (ponto IS31); C) Corresponde a exposições em estradas muito intemperizadas, mas que preserva em alguns locais partes da rocha (ponto IS30); D) Exposição de rocha em estrada muito intemperizada (ponto IS29).....	55
Figura 20: A) Diferença textural bem marcada com cristais grossos acima e médio a finos em direção a caneta (ponto IS31); B) Rocha muito deformada com porfiroclastos de quartzo e feldspatos, cisalhados e rotacionados (ponto IS32); C) Pequeno veio de quartzo e caulim formando dobras ptigmáticas (ponto IS29); D) Amostra mostrando estrutura de “augen” (olho) (ponto IS30).....	56
Figura 21: A) Porfiroclasto de quartzo. B) Bolsão de quartzo de quase 30 cm.	57
Figura 22: A) Fotomicrográfia demonstrando aglomerados de quartzo (Qtz) com extinção ondulante e contatos serrilhados entre si, ocorre cristais de plagioclásio (Plag) subédricos sericitizados (Ser) e oxidados nas fraturas e planos de clivagem (NC). B) Fotomicrográfia de aglomerado de quartzo (Qtz) recristalizado em baixa temperatura, com contato lobulado e irregular entre seus cristais, margeado por cristais de muscovita (Ms) e biotita (Bt) deformados e sericitizados (Ser) (NC). C) Fotomicrográfia de porfiroclasto de microclínio (Mc) com inclusões de apatita (Ap) e contato lobulado com cristais de quartzo (Qtz) (NC). D) Fotomicrográfia de cristais de plagioclásio (Plag) com geminação albita, extinção ondulante e contato lobulado com cristais anédricos de quartzo (NC). E) Fotomicrográfia à nicóis	

descruzados (ND) e F) Fotomicrografia à nicóis cruzados (NC) de cristal de plagioclásio (Plag) zonado em contato com cristal de biotita (Bt) muscovitizado, o contato entre o plagioclásio e a muscovita (Ms) aparece sericitizado.	58
Figura 23: A) Fotomicrografia mostrando cristais de biotita (Bt) sendo consumidos por cristais de muscovita (Ms) que se encontram sericitizando (Ser) (ND). B) Fotomicrografia de porfiroblasto de muscovita (Ms) com deformação intracristalina, consumindo cristais de biotita (Bt) (NC). C) Fotomicrografia de cristais de zircão inclusos em cristais de biotita muscovitizados (NC). D) Fotomicrografia de granadas granulares, alterando para biotitas (ND).....	59
Figura 24: A) Afloramento de anfibolito na forma de boudin. B) Amostra coletada na borda do corpo aflorante, apresenta maior quantidade de plagioclásio e a estruturação gnáissica se torna visível (amostra IS11-A). C) Anfibolito com textura anastomosada. D) Cristais de quartzo centímetros apresentando-se como boudins.	60
Figura 25: Classificação esquemática dos migmatitos proposta por Sawyer (2008). A) Classificação de primeira ordem entre metatexitos, diatexitos e rochas intermediárias entre as duas. B) Sub-classificações baseado no grau de deformação sin-anatética x fração do fundido.	62
Figura 26: A) Morros sinuoso onde aflora o litotipo (ponto IS49). B) Afloramento de blocos e matacões (ponto IS50). C) Alto grau de intemperismo em corte de estrada (ponto IS51). D) Afloramento do metatextito com padrão estromático (ponto IS49).	63
Figura 27: Afloramentos do ponto IS49, R=resíduo, M=melanossoma e L=leucossoma. A) Bolsão de quartzo apresentando boudinagem. B) Estrutura estromática com bolsões de quartzo C) Leucossoma com granadas euédricas de quase 2 cm. D) Amostra IS49-G, toda estratificada, caracterizando o leucossoma in situ e o melanossoma.	64
Figura 28: A) Resíduo (rosado) cortado pelo neossoma com aumento da granulometria em direção a borda do afloramento B) Detalhe do resíduo aumentando a granulação.	65
Figura 29: A) Melanossoma (bandas pretas) estratificado com o leucossoma. B) Amostra IS49-G, com o melanossoma margeando o leucossoma. C) Fotomicrografia destacando a estratificação da rocha em microescala, com bandas máficas caracterizadas por granada, biotita e sericita separados de barras de quartzo recristalizados (ND). D) Fotomicrografia de cristal de granada sendo consumido por um cristal de biotita, caracterizando o retrometamorfismo e que se apresenta alterado para óxido-hidróxido de ferro nas bordas, resultado do intemperismo (ND).	66

Figura 30: A) Fotomicrografia mostrando a segregação das camadas compostas por sericita e outra composta por barras de quartzo recristalizadas. B) Fotomicrografia Mostrando cristais de microclínio (Mc) recristalizado em cúspide, com extinção ondulante e saussuritizados. C) Fotomicrografia de cristais de quartzo, plagioclásio, e microclínio com intenso saussuritização formando camadas segregada de camadas compostas por sericita. D) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio muscovitizado e conseqüentemente sericitizado nas bordas, com presença de gotas de quartzo lobuladas.	67
Figura 31: A) Fotomicrografia dos cristais de quartzo recristalizados com contatos poligonais (NC). B) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio sericitizado, com inclusões de apatita (NC). C) Fotomicrografia de porfiroclasto de Microclínio muito alterado nas bordas (NC). D) Fotomicrografia de cristais de Biotita e muscovita associados a cristais de plagioclásio alterados, as biotitas apresentam muscovitização resultado do retrometamorfismo e também ocorrem alterando para óxidos-hidróxidos de ferro (ND).	69
Figura 32: A) Afloramento em blocos (ponto IS66). B) Afloramento na forma de lajedos em drenagem (ponto IS67). C) Porfiroblastos de K-F subédricos, orientados e cisalhados (ponto IS18). D) Afloramento muito intemperizado (ponto IS05).	70
Figura 33: A) Amostra bastante intemperizada (amostra IS63-A). B) Amostra menos intemperizada (amostra IS63-B). C) Amostra mostrando o contato entre uma granulometria mais grossa (escura) e uma mais fina (clara) (amostra IS63-C). D) Amostra de granulometria e cisalhada, relativa a bolsões dentro do litotipo (amostra IS67).	71
Figura 34: A) Fotomicrografia dos cristais de quartzo com recuperação de contato e extinção ondulante (NC). B) Fotomicrografia de porfiroclasto de Microclínio com geminação albíta bem desenvolvida de deformação intensa na borda do cristal (NC). C) Fotomicrografia de plagioclásio saussuritizado (NC). D) Fotomicrografia de porfiroclasto de microclínio, consumido nas bordas e recristalizado por pequenos cristais de quartzo nas bordas (NC).	72
Figura 35: A) Afloramento em blocos em meio ao pasto (ponto IS21). B) Afloramento orientado, com a rocha orientada no sentido do cisalhamento, para NE (ponto IS19). C) Afloramento na forma de lajedos na drenagem (ponto IS55). D) Ravina com saprólito aflorando (ponto IS56).	74
Figura 36: A) Amostra IS21-A. B) Amostra 21-A cortada perpendicular a foliação. C) Amostra IS21-A levemente estruturada e com textura granoblástica. D) Amostra IS55-A de coloração amarelada devido ao intemperismo.	75

Figura 37: A) Fotomicrografia de cristais de quartzo, recristalizados e com extinção ondulante, apresentando contato lobulado entre si (NC). B) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio recristalizado e saussuritizado (NC). C) Fotomicrografia de porfiroclasto de Microclínio microfraturado com presença de inclusões de quartzo e bordas recristalizadas (NC). D) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio saussuritizado a nicóis descruzados, mostrando os cristais de epidoto resultado desse processo (ND).....	76
Figura 38: A) Fotomicrografia de porfiroclasto de microclínio com pertitas (NC). B) Fotomicrografia de porfiroblasto de muscovita (micafish) (NC). C) Fotomicrografia de porfiroblasto de muscovita com Kick-band (NC). D) Fotomicrografia de cristal de biotita com presença halos pleocróicos resultado de emissões radiogênicas ocasionadas por cristais de zircão que se encontram no núcleo destes halos (ND).	77
Figura 39: A) Cristais de muscovita dispostos na foliação. B) Amostra com foliação de crenulação.....	79
Figura 40: Estereogramas da Sn do domínio NW, apresenta n=16 (número de medidas) e direção média 345/44.....	80
Figura 41: Biotita-muscovita xisto com presença de bandamento composicional incipiente, com bandas quartzo-feldspáticas e argilominerais.	81
Figura 42: A) Foliação observada no bandamento composicional nos xistos. (Ponto IS31) B) Sn presente na xistosidade nos afloramentos de biotita-muscovita xisto (ponto IS05). C) Estereogramas da Sn observada no domínio sudeste, com n=63 (número de medidas) e atitude média 270/33.	82
Figura 43: A) Afloramento em fundo de vale do biotita-muscovita gnaiss, bastante fraturado (ponto IS67). B) Amostra de biotita-muscovita gnaiss com estrutura cisalhada (ponto IS66).	83
Figura 44:A) Afloramento de biotita gnaiss da Unidade Gnáissica B, todo orientado (ponto IS19). B) Amostra com foliação de cisalhamento (amostra IS19). C) Veio de quartzo intemperizado de direção 20/70, cisalhado (ponto IS56).	84
Figura 45: Lineamentos estruturais da área de estudo, A) lineamentos traçados sobre a poligonal de estudo. B) Diagrama de roseta dos lineamentos negativos. C) Diagrama de Roseta dos Lineamentos positivos.....	85
Figura 46: A) Diagrama de roseta indicando as direções principais das fraturas medidas em campo. B) Diagrama de roseta indicando as direções principais dos lineamentos traçados.	86

Figura 48: A) Relação geométrica entre o par conjugado de fraturas e o eixo principal de tensão (σ_1). Retirado e modificado de Zerfass & Chemale Jr. (2011). B) Gráfico Dihedron Direto, gerado pelo software Win-Tensor que posiciona os vetores de tensão de acordo com as medidas plotadas. Indicando maior esforço para NE.	87
Figura 49: Fotomicrografia de biotita-muscovita xisto com bandas de quartzo recristalizadas (amostra IS10-A) (NC).	88
Figura 50: Amostra IS72-A, com orientação dos cristais de quartzo, formando foliação.	89
Figura 51: Assembleias estáveis em rochas metapelíticas ricas em Fe que originalmente continham Chl–Ms–Qtz (sistema modelo KFMASH). Destaque para os campos demonstrando estabilidade Chl–Cld–Grt (laranja) e Chl–Grt (amarelo). Modificado de Bucher & Grapes (2011).	90
Figura 52:A) Fotomicrografia mostrando cristais de quartzo recristalizados em menor grau com extinção ondulante e contanto serrilhados (amostra IS19) (NC). B) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio com extinção ondulante (amostra IS29) (NC). C) Fotomicrografia de cristal de biotita com extinção ondulante rodeado por sericita (amostra IS29) (NC). D) Fotomicrografia de aglomerado recristalizado composto por pequenos cristais de Plagioclásios (amostra IS70) (NC).	91
Figura 53:A) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio albitizado (NC). B) Fotomicrografia de porfiroclasto de microclínio saussuritizado (NC). C) Fotomicrografia de cristal de granada sendo consumido nas bordas por biotitas que estão sericitizando (ND). D) Fotomicrografia de cristais de plagioclásio saussuritizados (NC).	92
Figura 54: A) Fotomicrografia de pequenos cristais de muscovita na borda de feldspatos, consumidos pela sericitização (ND). B) Fotomicrografia de porfiroblasto de muscovita (NC). C) Fotomicrografia à nicóis descruzados de porfiroblasto de muscovita micafish. D) Fotomicrografia a nicóis cruzados do mesmo contexto encontrado na figura 54C.	93
Figura 55: Mapa de Ocorrências minerais dentro da poligonal da área, sintetizando os dados do site da SIGMINE, 2022 e dados fornecidos pelas CPRM/METAGO, 2008.	94
Figura 56: Cristal euédrico de feldspato presente no Biotita leucogranito cisalhado com porfiroblastos de K-F.	95
Figura 57: O ciclo de Wilson mostrando: (a) cráton continental, (b) formação de um rifte estreito, (c) início da expansão dos fundos oceânicos e formação de margens continentais passivas em uma bacia oceânica em expansão; (d) início da subducção; (e) fechamento da	

bacia oceânica; (f) colisão continental e orogenia. Retirado e modificado de Kearey et al. (2014). 101

Lista de Tabelas

Tabela 1: Lista de Abreviações usadas nas fotomicrografias..... 15
Tabela 2: Compilado dos principais trabalhos que discute evolução estrutural próximo a área de estudo..... 33

Lista de Abreviações

Tabela 1: Lista de Abreviações usadas nas fotomicrografias.

Ms	Muscovita
Mc	Microclínio
Qtz	Quartzo
Ser	Sericita
Ap	Apatita
Plag	Plagioclásio
Bt	Biotita
Grt	Granada
Zr	Zircão
Tour	Turmalina

Fonte: Retirado de Whitney & Evans (2010)

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	18
1.1. Objetivos	19
1.2. Justificativa	19
1.3. Localização e vias de acesso	19
1.4. Aspectos socioeconômicos	20
1.5. Aspectos Fisiográficos	21
2. METODOS E ETAPAS DE TRABALHO.....	22
2.1. Levantamento bibliográfico	22
2.2. Fotointerpretação	22
2.3. Atividades de campo	23
2.4. Petrografia.....	24
2.5. Geologia Estrutural.....	25
2.6. Relatório final e mapas temáticos 1:50.000.....	25
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	25
3.1. Contexto geotectônico regional.....	26
3.2. Principais unidades litoestratigráfica	28
3.2.1. Grupo Araxá	29
3.2.2. Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas (AROM).....	30
3.3. Geologia estrutural.....	32
3.4. Metamorfismo	34
4. FOTOINTERPRETAÇÃO	35
5. GEOLOGIA LOCAL	36
5.1. Complexo Metamáfico-Metaultramáfico	37
5.1.1. Clorita-Anfibólio-Talco Xisto.....	37
5.1.2. Anfibolito	39
5.2. Unidade metassedimentar A.....	42
5.2.1. Biotita-Muscovita Xisto	42
5.2.2. Anfibolito	46
5.3. Unidade metassedimentar B.....	48
5.3.1. Biotita-Granada-Muscovita Xisto	48
5.4. Unidade gnáissica A.....	50
5.4.1. Muscovita-Biotita Gnaisse	51
5.4.2. Granada-Biotita Gnaisse	54
5.4.3. Biotita- Anfibólio Gnaisse	60
5.5. Unidade migmatítica	61
5.5.1. Granada-biotita Gnaisses (Metatexitos Estromáticos).....	62
5.5.1.1. Resíduo.....	64
5.5.1.2. Melanossoma.....	65
5.5.1.3. Leucossoma.....	67
5.5.1.3.1. Leucossoma “in source”	68
5.5.2. Biotita-Muscovita Gnaisse	70

5.6.	Unidade gnáissica B.....	73
5.6.1.	<i>Biotita Gnaisse</i>	73
6.	GEOLOGIA ESTRUTURAL	78
6.1.	Domínio Noroeste	78
6.1.1.	<i>Dn</i>	79
6.2.	Domínio Sudeste	80
6.2.1.	<i>Dn-1</i>	80
6.2.2.	<i>Dn</i>	81
6.2.3.	<i>Dn+1</i>	82
6.3.	Falhas e fraturas.....	84
6.3.1.	<i>Fraturas</i>	86
6.3.1.1.	<i>Pares Conjugados</i>	86
7.	METAMORFISMO	87
8.	ASPECTOS ECONOMICOS	93
8.1.	Ocorrências minerais.....	93
9.	DISCUSSÃO	96
10.	SINTESE DA EVOLUÇÃO GEOLOGICA DA AREA	100
11.	CONCLUSÃO	101
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103

1. INTRODUÇÃO

A sociedade moderna demanda constantemente recursos minerais, hídricos e energéticos, que, associados ao desenvolvimento tecnológico, possibilitam o conforto e a qualidade de vida da mesma. Mas, para que tais recursos possam ser utilizados, eles precisam antes serem prospectados. Deste modo, as informações geocientíficas são fundamentais na exploração e gerenciamento desses recursos, sendo os levantamentos geológicos básicos essenciais para a aquisição e interpretação dessas informações.

Um dos pontos mais importantes ao decidir realizar um mapeamento geológico é definir uma escala de trabalho, que é a relação da proporção entre a área real e a sua representação gráfica. Em outras palavras, a escala define o nível de detalhe que será utilizado no mapeamento. Segundo o Serviço Geológico do Brasil, 60% do território nacional está mapeado na escala 1:250.000, 21% na escala 1:100.000 e apenas 3% na escala 1:50.000, esse levantamento indica que as áreas mapeadas e a escala destes mapas estão abaixo do que seria necessário, frente ao potencial e a complexidade da geologia no Brasil (PEREIRA, 2019).

Na região sudeste do estado de Goiás, próximo à divisa com Minas Gerais, afloram rochas granulíticas, gnáissicas, migmatíticas e magmáticas imbricadas tectonicamente aos metassedimentos do Grupo Araxá (PIUZANA, 2003a,b; KLEIN, 2008). Tal configuração se encontra inserida no contexto geotectônico da zona interna meridional da Faixa Brasília (FUCK, 1994; ULHEIN et al., 2012). Terrenos que têm sido, ao longo dos anos, estudados por vários autores que procuram entender melhor as relações genéticas, litológicas e estruturais da região (PENA et al., 1975; LACERDA FILHO & OLIVEIRA, 1994; LACERDA FILHO et al., 1999; PIUZANA et al., 2003b; ARAÚJO & MORETON, 2008; KLEIN, 2008; PIAUILINO et al., 2019; SANTOS et al., 2020; NUNES, 2020).

Esta monografia resultou na realização do mapeamento geológico no sul do estado de Goiás, com a identificação de seis unidades litoestratigráficas distintas, e dois domínios estruturais distintos. A interpretação destas litoestruturas possibilitou alocar as unidades descritas aqui, dentro do Grupo Araxá (BARBOSA, 1955; BARBOSA et al., 1970) e da Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas (LACERDA FILHO et al., 1999; KLEIN, 2008)

1.1. Objetivos

A presente monografia teve como objetivo a realização de um mapeamento geológico na escala de 1:50.000 ao sul do município de Goiandira-Goiás, em uma área de aproximadamente 88 km² (figura 1). Visando contribuir para o entendimento geológico existente acerca das relações genéticas, litológicas e estruturais das rochas gnáissicas, do sudeste de Goiás. Aportando para um avanço significativo na cartografia geológica de semi-detalle da região.

1.2. Justificativa

De acordo com o mapeamento realizado para todo o estado de Goiás, em escala 1:500.000 (LACERDA FILHO et al., 1999; ARAUJO & MORETON, 2008), a área de estudo da presente monografia se assenta sobre as rochas da Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas (AROM) (LACERDA FILHO & OLIVEIRA, 1995). Caracterizada por meta-granitoides e presença local de rochas supracrustais que gradam lateralmente para migmatitos. Outro trabalho que atesta na área a presença de rochas metassedimentares metamorizadas em alto grau é o Projeto Goiânia II, 1:250.000 (PENA et al., 1975).

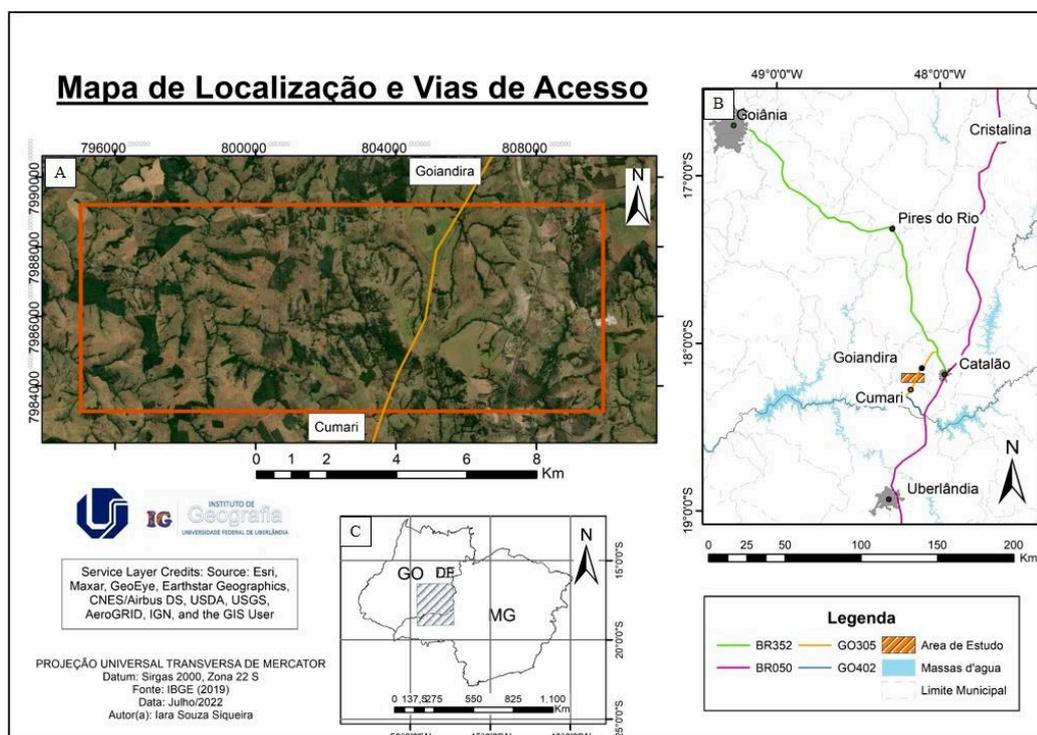
Mapeamentos regionais em escala 1:250.000 como Klein (2008) e Piauilino et al., (2019), realizados próximo a área estudada, atribuem subdomínios a Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas e os caracterizam como ortognaisses, compostos essencialmente por metagranitoides metamorizados em fácies anfibolito.

Em função do caráter regional dos mapas existentes, muitas vezes a diferenciação das relações locais complexas e diversas entre as litoestruturas se torna inviável o que dificulta a compreensão geológica da região. Portanto um mapeamento em escala de semi-detalle pode vir a contribuir para o entendimento da natureza destes terrenos, ou seja, se são constituídos apenas por rochas orto-derivadas ou se ocorrem também sequencias para-derivadas associadas e qual a relação entre as mesmas.

1.3. Localização e vias de acesso

A área se localiza no sudeste do estado de Goiás, entre as coordenadas 18° 9' S/48° 12' O (NW) e 18° 13' S/48° 4' O (SE), com cerca de 88 km² abrangendo os municípios de Goiandira-GO e Cumari-GO (figura 1). Situa-se, na folha topográfica Goiandira (SE-22-Z-B-III).

Figura 1: Mapa de Localização da área de estudo. A) Imagem de satélite destacando a área de estudo (laranja). B) Mapa mostrando a área de estudo (laranja) em relação a capital do estado (Goiânia), as principais cidades próximas (Catalão e Uberlândia) e as principais vias de acesso que ligam esses locais. C) Mapa mostrando a figura 1B em relação aos estados de Minas Gerais e Goiás.



Fonte: BaseMap (2022); IBGE (2019).

O acesso direto a área ocorre principalmente através da rodovia GO-305 que corta a área na parte centro-leste, ligando Goiandira a Cumari. Em direção ao norte, pela rodovia GO-305 segue-se até a BR-352 que liga Catalão-GO a capital do estado, Goiânia-GO. Em direção ao sul a GO-305 segue até a cidade de Anhanguera-GO, no limite interestadual, ou então até a GO-402 ligando a GO-305 até a BR-050 que conecta Brasília-DF a Santos-SP, passando por cidades importantes na região como Uberlândia e Catalão.

Partindo de Monte Carmelo, Minas Gerais, o acesso se dá pela MG-190 e posteriormente pela MG-223, até o município de Araguari. Onde se segue pela BR-040 até o estado de Goiás, posteriormente o caminho continua pela rodovia GO-402 até a GO-305.

1.4. Aspectos socioeconômicos

A área se situa entre os municípios de Goiandira e Cumari, com mais de 90% da área dentro do limite administrativo da primeira cidade supracitada. Goiandira, no sudeste de Goiás, pertence a microrregião de Catalão e apresenta 569,917 km² (IBGE, 2021) de área territorial com aproximadamente 5 mil habitantes e ocupa a 4^a posição do índice de desenvolvimento humano (IDH) estadual, com 0,760 (IBGE, 2010).

O produto interno bruto (PIB) é de R\$ 24.988,19, tendo sua economia baseada principalmente na prestação de serviços públicos e privados, bem como a atividade industrial e agropecuária (IBGE, 2017). Sendo está última sustentada pela pastagem, com criação de bovinos e lavouras com cultivo de diversas culturas vegetais (IBGE, 2017).

1.5. Aspectos Fisiográficos

A área se insere na folha Goiânia (SE-22) (RADAMBRASIL, 1983), caracterizada morfologicamente como pertencente a unidade Planalto do Alto Tocantins-Paranaíba e conseqüentemente a região geomorfológica do Planalto Central Goiano que se assenta sobre faixas moveis brasileiras dobradas. Entre Goiandira e Cumari são categorizados pelo projeto, modelados com relevos de topo convexo diversos separados entre si geralmente por vales de fundo plano. Ocorrem também topos contínuos e aguçados com vales em “v”, bem como formas tabulares com topos aplainados. Todos com níveis de dissecação baixos a moderados.

As morfoestruturas descritas no parágrafo acima, são resultados de uma gama de processos atuantes na região ao longo do tempo geológico. As drenagens principais são preferencialmente meandranes, cheias de cotovelos neotectônicos formando padrões em treliças de alta densidade e com forte controle estrutural, alta angularidade e bastante assimétricos. A região compõe a bacia hidrográfica do Rio Veríssimo, afluente direto do Rio Paranaíba.

O mapeamento regional realizado pelo projeto RADAMBRASIL (1983), identifica para a região latossolos vermelho-escuro, solos podzólicos vermelho-amarelo distróficos e eutróficos e também cambissolos álicos. Durante a realização da presente monografia, foi possível identificar latossolos vermelhos em locais de topo aplainado e cambissolos em topos com declividade moderada e maior atividade pedogenética, mas no geral o que predominam são neossolos e exposição de rochas.

Segundo informações no site da prefeitura municipal de Catalão, cidade localizada a 17 km a leste de Goiandira e que abriga uma estação meteorológica, a região é caracterizada por um clima tropical de altitude com duas estações bem marcadas, sendo elas uma seca e outra chuvosa, com índice de pluviosidade média anual de aproximadamente 1500 mm. O bioma presente é o cerrado (IBGE, 2009).

2. METODOS E ETAPAS DE TRABALHO

2.1. Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico ocorreu durante toda a realização do trabalho, utilizando-se do acervo encontrado na biblioteca da Universidade Federal de Uberlândia (SISBI/UFU), em repositórios institucionais, banco de teses e dissertações além de artigos e livros pré-existentes relativos aos temas abordados.

Com intuito de fomentar o conhecimento acerca da área estudada, também foram consultados relatórios, mapas geológicos e topográficos, fotografias aéreas e imagens de satélite e radar relativos à região na qual se insere a área. Encontrados no site da CPRM (Companhia Pesquisa e Recurso Mineral), do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), da ANM (Agência Nacional de Mineração) e do BDGEx (Banco de Dados Nacional do Exército).

Durante o levantamento bibliográfico, procurou-se dar preferência a assuntos relacionados a mapeamento geológico básico; mapeamento em terrenos de alto grau metamórfico; migmatitos; geologia estrutural; deformação dútil e faixa de dobramentos Brasília meridional.

2.2. Fotointerpretação

A fotointerpretação e a atualização da base de dados precedeu as atividades de campo, buscando através da análise minuciosa da área por meio de imagens de satélite, radar e fotografias aéreas, traçar zonas homologas e realizar a atualização das informações existentes acerca dos atuais cursos das drenagens, das vias de acesso ativas e propriedades privadas.

Para a delimitação das zonas homologas foi preciso identificar repetições de texturas em uma mesma estrutura através de padrões observados no traçado das drenagens, lineamentos positivos e negativos, tipos de encostas, grau de tropia, assimetria do relevo, tonalidade e vegetação. Baseando-se no método logico-sistemático (GUY, 1966 apud. ZAINE, 2011 & ARCANJO, 2011), foram reconhecidas então seis zonas homologas (figura 2a).

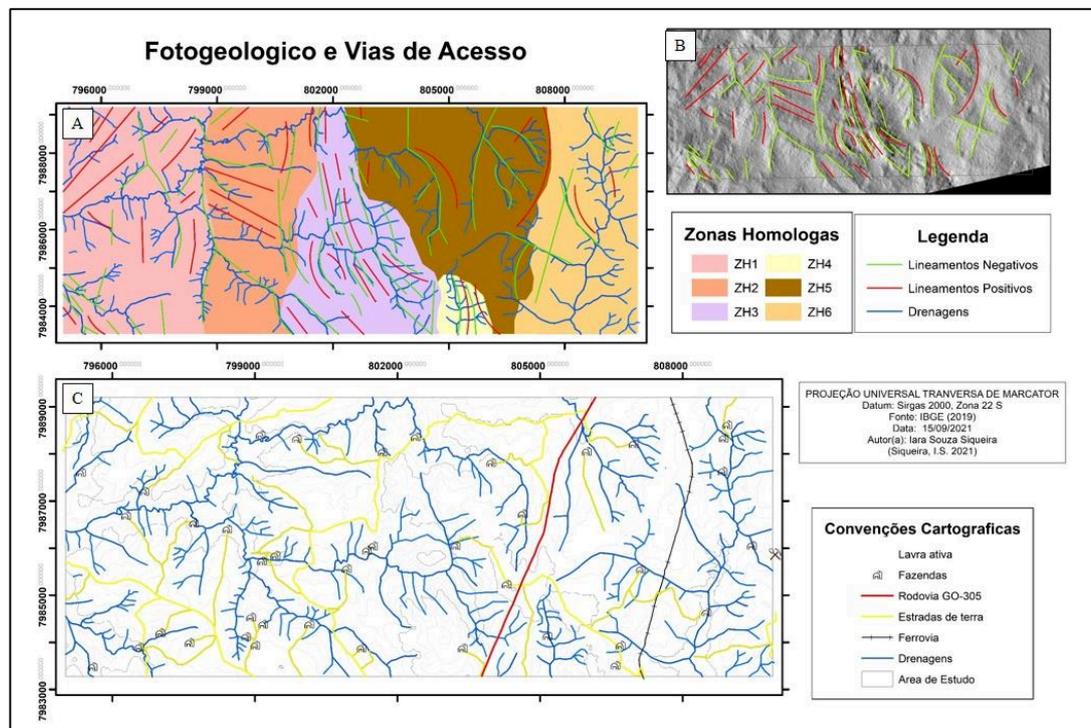
Para traçar os lineamentos negativos e positivos foi utilizado uma imagem Cosphi, obtida por Silva & Martins (2021) através do tratamento de imagens FDB (Fine Beam Dual Polarization) em imagens do radar Alos Palsar, que realiza uma correção de terreno,

ressaltando texturas e estruturas que auxiliaram na identificação dos contornos litoestruturais (figura 2b).

Como complementação a fotointerpretação da área foram traçadas estradas rurais principais, secundarias e trilhas, além da identificação das sedes das propriedades rurais.

Os produtos dessa etapa consistiram em um mapa fotogeológico da área, com uma breve descrição das zonas homologas identificadas e um mapa topográfico, com as vias de acesso e o curso das drenagens atualizados (figura 2c). Para a confecção destes produtos foram utilizados os *softwares* Arcgis e Google Earth Pro.

Figura 2: A) Mapa Fotogeológico. B) lineamentos. C) Mapa topográfico com base de dados atualizada.



Fonte: IBGE (2019); Silva & Martins (2021).

2.3. Atividades de campo

Foram realizadas três campanhas, totalizando seis dias de campo. Inicialmente visou-se cobrir de forma geral a área, procurando caracterizar as litologias das zonas homologas delimitadas na etapa anterior e o comportamento das estruturas em campo. Posteriormente, foram realizados caminhamentos perpendiculares as foliações identificadas, com intuito de encontrar contatos e variações que denotem estruturas do protólito ou processos passados pelas rochas ao longo do tempo geológico.

Ao todo foram descritos setenta pontos e coletadas oitenta amostras, catalogados através do prefixo IS- seguido pelo número do ponto e no caso das amostras, a presença de um identificador final de -A à -Z (ex: amostra IS14-C). Das oitenta amostras coletadas, nove exemplares mais representativos foram selecionados para a laminação, com intuito de identificar as paragêneses minerais das rochas gnáissicas encontradas.

2.4. Petrografia

Durante e após as campanhas de campo foi realizada a descrição das rochas, em três escalas de trabalho diferentes, sendo elas a macroescala, relativa à descrição dos afloramentos em campo, a mesoescala, relativa à descrição das amostras de mão e pôr fim a microescala, relativa à descrição das lâmina delgadas.

- Macroescala: foram observadas feições do relevo, tipos de alterações supergênicas encontradas, toponímia e formas dos afloramentos.

- Mesoescala: foram observados aspectos relativos à composição mineralógica, através do reconhecimento de minerais na matriz da rocha, coloração, tamanho/forma/incidência dos cristais, caracterizando assim aspectos texturais e estruturas presentes na amostra de mão. Para a descrição macroscópica foram realizados testes de brilho e cor, dureza, cor do traço, magnetismo, reações com ácidos para aferir, ou não, a presença de minerais carbonáticos ou óxidos de manganês. Utilizando respectivamente lupas de bolso, escala de mohs e canivete, placa de porcelana, imã, solução de HCl diluída e água oxigenada.

- Microescala: foram identificadas na descrição das lâminas delgadas a composição mineralógica e as relações entre os minerais como o tipo de contato, composição modal da rocha e presença de orientação da lâmina, além da identificação das paragêneses presentes. Na descrição das fotomicrografias foi utilizado as seguintes abreviações na identificação das imagens, ND= nicóis descruzados e NC= nicóis cruzados.

A confecção das lâminas delgadas foi realizada pela empresa GEOLab e a descrição petrográfica no Laboratório de Microscopia e Petrografia da Universidade Federal de Uberlândia (UFU). Todos os dados levantados nessa etapa foram sintetizados e compilados em fichas de descrição macroscópica/microscópica.

2.5. Geologia Estrutural

Para a descrição dos dados estruturais, foi adotado o padrão de medida azimutal (0°-360°), utilizado notação do tipo Clar que indica o rumo do mergulho e o ângulo do mergulho (ex: 235/45). A análise dos dados levantados procurou inicialmente identificar estruturas planares e lineares com objetivo de entender o regime no qual se originaram, separando assim processos dúcteis e rúpteis.

A interpretação dos processos dúcteis é feita através do reconhecimento dos planos de foliação, dobras, lineações e suas respectivas estruturas (FOSSEN, 2012; DAVIS & REYNOLDS, 1996), gerando estereogramas para as foliações principais e secundárias de cada domínio interpretado e também o diagrama de roseta, para falhas e fraturas, através do *software* OpenStereo versão 0.1.2f. Já a análise das fraturas e pares conjugados foi feita, usando o Win-Tensor, um *software* desenvolvido pelo Dr. Damien Delvaux do Museu Real da África Central, Tervuren, Bélgica (DELVAUX & SPERNER, 2003).

2.6. Relatório final e mapas temáticos 1:50.000

Assim como o levantamento bibliográfico a confecção do relatório final e dos Mapas geológico, estrutural e de pontos da área ocorreu durante toda a realização do trabalho. Fruto da atualização constante dos dados adquiridos nas etapas de fotointerpretação, atividades de campo, petrografia e análise estrutural, reunindo as informações coletadas e comparando-as com as já existentes na bibliografia.

Para a confecção dos mapas temáticos presentes nesse relatório (pontos, estrutural e geológico), foi utilizado o *software* Arcgis.

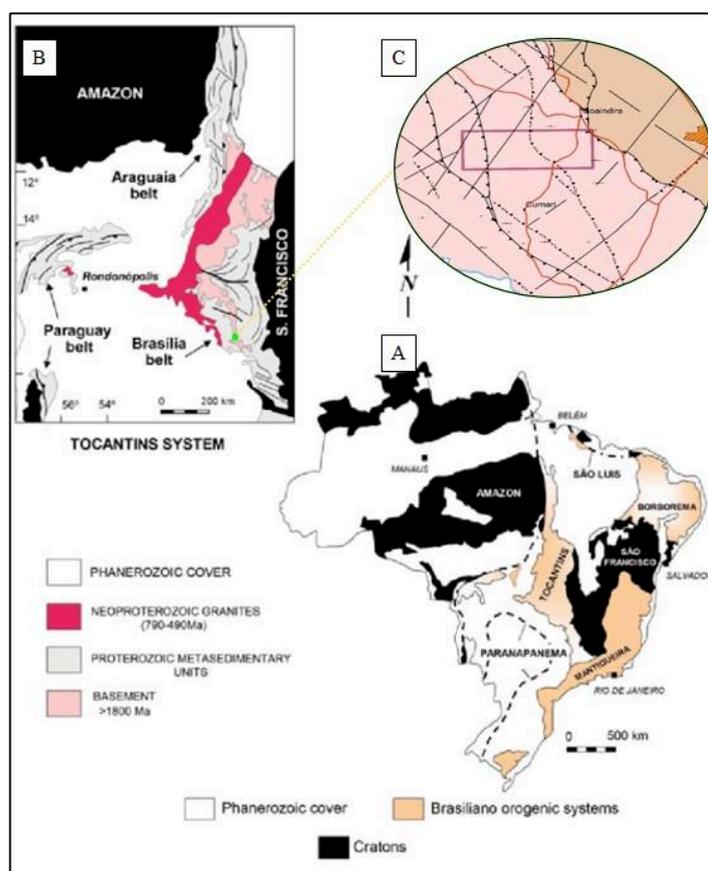
3. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida na Zona Interna da Faixa Brasília Meridional (FUCK, 1994; UHLEIN et al., 2012), um sistema orogênico pertencente a Província Estrutural do Tocantins (ALMEIDA et al., 1981), caracterizado pela exposição das unidades do Grupo Araxá e de rochas gnáissicas e migmatíticas (KLEIN, 2008; PIAUILINO et al., 2019; PIUZANA et al., 2003b), apresentando uma orientação de caráter regional para NW-SE (UHLEIN et al., 2012).

3.1. Contexto geotectônico regional

A Província Estrutural do Tocantins foi descrita inicialmente por Almeida et al. (1981), como um grande sistema orogênico pré-cambriano. Com o avanço do conhecimento geológico, sabe-se hoje em dia que ela representa parte importante na amalgamação oeste do Gondwana (DARDENNE et al., 2000; BRITO NEVES et al., 2014). A província do Tocantins é então marcada por um cinturão de dobras e empurrões compostos pelas faixas Araguaia e Paraguai a oeste e pela Faixa Brasília a leste (figura 3).

Figura 3: A) Grandes sistemas estruturais do Brasil. B) Província do Tocantins e sua localização frente aos sistemas estruturais. C) Recorte em detalhe posicionando a área de estudo dentro da Província do Tocantins.



Fonte: Modificado de Heilbron et al. (2017)

A Faixa de Dobramentos Brasília (figura 3) foi definida por Almeida (1977), como tendo se desenvolvido ao longo da margem ocidental do Cráton São Francisco no Neoproterozoico. Corresponde a um cinturão orogênico caracterizado por seqüências supracrustais que se estendem por mais de 1.200 km, na direção N-S, desde o estado de Minas Gerais até o Tocantins (ULHEIN et al., 2012; VALERIANO et al., 2004; VALERIANO et al., 2017).

Buscando uma melhor compreensão desse cinturão orogênico, vários autores ao longo das últimas décadas propuseram modelos de evolução e compartimentação. Dentre estes autores, alguns trabalhos se destacam como o de Fuck (1994) que sugere a divisão em Domínio Cratônico, Zona Externa, Zona Interna, Arco Magmático de Goiás e Maciço de Goiás.

O domínio Cratônico, é marcado por pequenas exposições do embasamento e coberturas metassedimentares de idades pré-cambrianas e fanerozoicas (FUCK, 1994). O Maciço de Goiás configura terrenos granito-*greenstone* associados à ortognaisses paleoproterozoicos e a sequências vulcano-sedimentares, ora ou outra recobertos por metassedimentos do grupo Serra da Mesa (FUCK, 1994; VALERIANO et al., 2004; ARAÚJO & MORETON, 2008; PIMENTEL, 2016). As rochas associadas ao Arco Magmático de Goiás correspondem a terrenos ortognaissicos e sequências vulcano-sedimentares neoproterozoicas (FUCK, 1994; VALERIANO et al., 2004; ARAÚJO & MORETON, 2008).

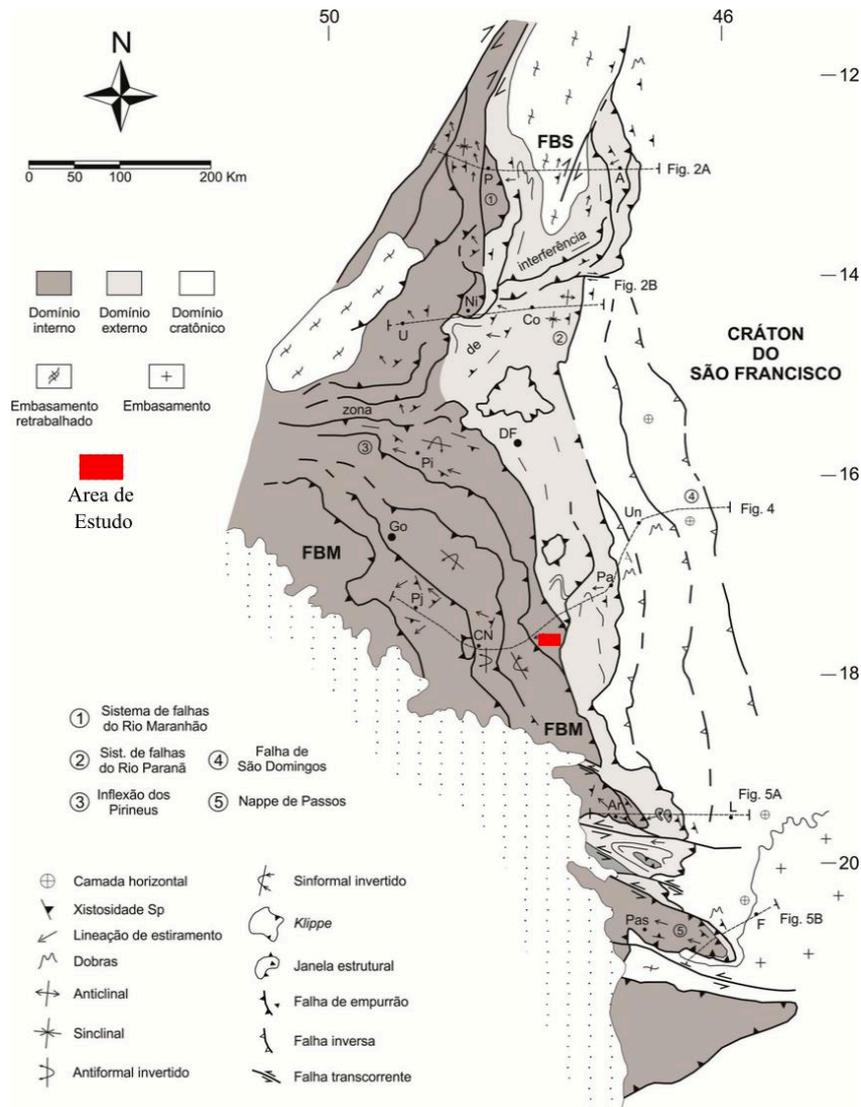
Os outros dois domínios apontados são a Zona Externa, caracterizada por porções do embasamento e pelos grupos Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá, sendo estas unidades interpretadas como depositadas em ambiente de margem passiva (PIMENTEL, 2016). E a Zona Interna que é caracterizada pelo Grupo Araxá e terrenos metamórficos de origem para- e orto- derivadas (FUCK, 1994; PIUZANA et al., 2003a,b; KLEIN, 2008). Estes domínios encontram-se imbricados tectonicamente, apresentando vergência e diminuição do grau metamórfico, em direção ao Cráton São Francisco (FUCK, 1994; PIMENTEL et al., 2011; PIMENTEL, 2016).

Apesar de apresentar uma boa interpretação litoestratigráfica, a subdivisão proposta por Fuck (1994), assume apenas um ciclo evolutivo para a faixa Brasília e foi readaptada e remodelada por estudos posteriores (VALERIANO et al., 2004; UHLEIN et al., 2012; VALERIANO et al., 2017), que apontam para uma evolução complexa e diacrônica.

Subdividindo o orógeno em dois segmentos o meridional, marcado pela colisão entre os blocos cratônicos do Paranapanema e do São Francisco com registros de deformação e metamorfismo entre 650 a 580 Ma, e uma orientação NW. E o segmento setentrional, mais jovem, caracterizado por apresentar idades aproximadas de 560 a 540 Ma, com orientação NE formada a partir da colisão do Cráton São Francisco e do Cráton Amazônico (UHLEIN et al., 2012).

O limite entre estes dois segmentos é marcado por uma estrutura de orientação E-W, conhecida como sintaxe de Pirineus, que se localiza encontra próximo a latitude da cidade de Brasília (ARAÚJO FILHO, 2000; VALERIANO et al, 2004) (figura 4).

Figura 4: Mapa Geotectônico da Faixa Brasília, destacando os Domínios Cratônicos, externo e Interno bem como os setores setentrional (FBS) e meridional (FBM).



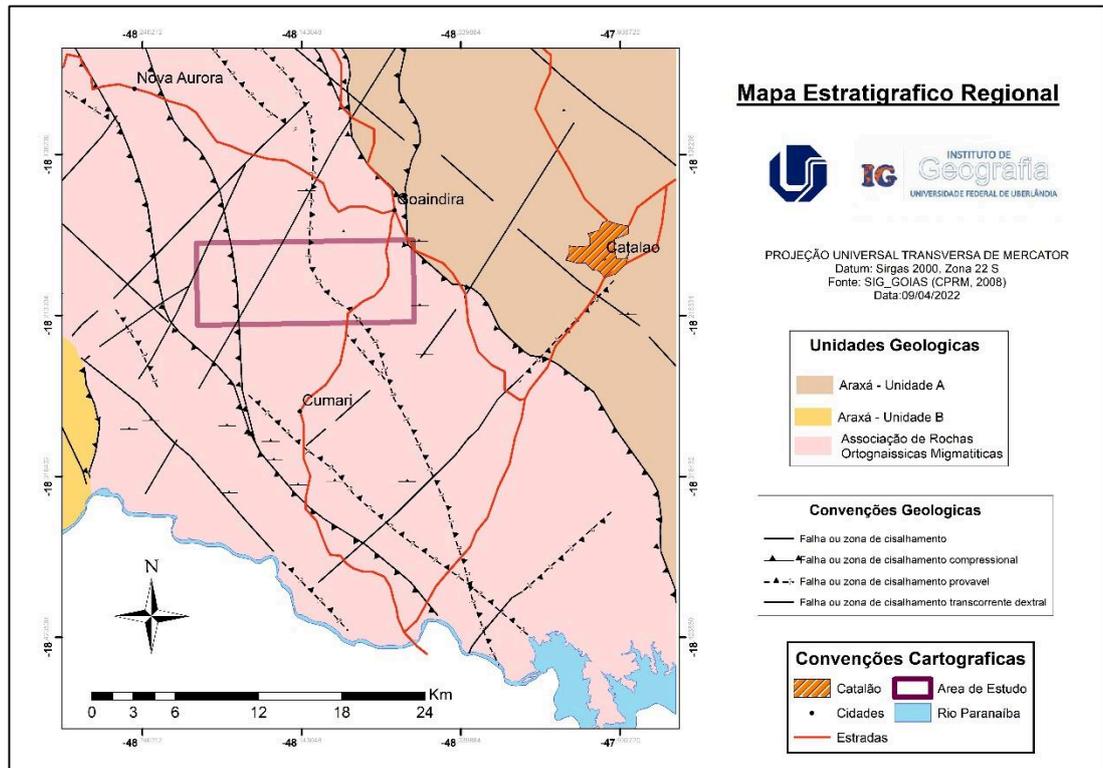
Fonte: Retirado e modificado de Ulhein et al. 2012.

3.2. Principais unidades litoestratigráfica

No entorno da área de estudo a região é composta por duas unidades litoestratigráficas distintas, sendo elas o Grupo Araxá (BARBOSA, 1955; BARBOSA et al., 1969; BARBOSA et al., 1970a,b), caracterizado por metassedimentos de margem ativa e a Associação de Rochas Ortognáissicas Migmatíticas, descritas como metagranitoides de

baixo potássio e ocorrência local de migmatitos (LACERDA FILHO & OLIVEIRA, 1995; LACERDA FILHO et al., 1999; KLEIN, 2008) (figura 5).

Figura 5: Mapa litoestratigráfico do Sudeste de Goiás cortado na região da área de estudo.



Fonte: Modificado de Araújo e Moreton, 2008.

3.2.1. Grupo Araxá

O Grupo Araxá foi definido inicialmente por Barbosa (1955), nas imediações da cidade de Araxá-MG e caracterizado como xistos verdes, micaxistos e migmatitos. Barbosa et al. (1969) e Barbosa et al. (1970a,b) estenderam sua cobertura até o norte do estado de Goiás subdividindo-o em Unidades A e B. Embora apresente variações, o Grupo Araxá é composto principalmente por rochas metassedimentares, sendo elas metapsamíticas e metapelíticas com ocorrência local de lentes gnáissicas, rochas metamáficas e metaultramáficas, assim como a presença de granitos sin- e pós-colisional (FUCK & MARINI, 1981; SEER & DARDENNE, 2000; NAVARRO et al., 2013; NAVARRO et al., 2019).

Adotando a subdivisão proposta por Barbosa et al., (1970b), Lacerda Filho et al., (2000) e Araújo & Moreton (2008) reconheceram em Goiás rochas metassedimentares de

origem pelítica e psamo-pelítica, depositadas em ambiente marinho raso e metamorfizadas em fácies xisto verde superior, classificando-as em Unidade A (pacote inferior). A Unidade B (pacote superior), é descrita pelos autores como rochas metassedimentares pelíticas, psamo-pelíticas e psamíticas depositadas em ambiente marinho distal e metamorfizadas em fácies anfibolito. Estes conceitos também foram adotados por Navarro et al., (2013; 2019), ao estudar rochas pertencentes ao Grupo Araxá no sul e no centro sul do Estado de Goiás.

Alguns estudos recentes apresentam dados isotópicos para as duas unidades supracitadas. Na região de Araxá, Falcin et al., (2018), através de datação U/Pb em zircões detríticos, reconhece para a Unidade A variação nas idades de proveniência. Com predomínio de idades de 1.0 e 2.5 Ga, relacionadas a sedimentos oriundos do Cráton São Francisco. Mas idades de 650 Ma também foram reconhecidas, indicando também fontes neoproterozoicas. Idades modelo (T_{DM}) para os metassedimentos, em torno de 1.8 e 2.0 e dados de $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ entre 0.761 e 0.891 também foram apresentados, indicando contribuição de fontes mais juvenis, que já apresentavam certo retrabalhamento crustal.

No centro-sul de Goiás, na região de Morrinhos – Marcelândia, Navarro et al. (2019), apresenta um modelo de evolução da Unidade B em um sistema de arco magmático continental, com idades $T_{DM(Nd)}$ variando entre 1.21 e 1.76 Ga, as idades U/Pb apresentada pelos autores sugere duas fontes para os zircões estudados, uma mesoproterozoica e outra neoproterozoica, caracterizando duas fontes distintas para a unidade estudada e destacando diferenças genéticas entre as unidades A e B.

Piuzana et al. (2003a), também realizou estudos de proveniência para o Grupo Araxá, encontrando através de datações U/Pb em zircões detríticos, variação entre 2.0 a 0.64 Ga, dados que sugerem fonte bimodal para os sedimentos. Klein (2008) apresenta dados de idade modelo entre 1.77 e 1.97, com valores negativos de $\epsilon_{Nd(T)}$ entre -7,26 a -9,48 que caracteriza fontes mais antigas para as rochas pertencentes ao Grupo Araxá, unidade A, na área estudada por ele.

3.2.2. Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas (AROM)

A Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas (AROM) foi inicialmente interpretada como terrenos de alto grau metamórfico pertencentes ao embasamento arqueano ou paleoproterozoico, associadas ao Complexo Basal (BARBOSA, 1966). Lacerda Filho & Oliveira (1995) as denominou como Associação Ortognáissica Migmatítica.

São caracterizadas por Lacerda Filho & Oliveira (1995) como granitoides calcissódicos a calcialcalinos com baixo potássio, compostos por tonalitos, metatonalitos, metagranodioritos e migmatitos, apresentando localmente rochas supracrustais que gradam lateralmente para gnaisses-feldspáticos migmatizados. Sugerindo assim uma fusão parcial a partir de gnaisses paraderivados do Complexo Anápolis-Ituaçu, com o qual apresenta contato tectônico (LACERDA FILHO & OLIVEIRA, 1994; LACERDA FILHO ET AL., 1999).

Os gnaisses paraderivados do Complexo Anápolis-Ituaçu são conhecidos como PAIS (Associação de Rochas Supracrustais) e caracterizados por serem gnaisses silico-aluminosos e quartzo-feldspáticos, granada gnaisses, granada quartzitos, rochas calcissilicáticas, diopsídio mármores e gonditos associados a granito-gnaisses anatóticos (LACERDA FILHO & OLIVEIRA, 1995).

De acordo com Piuzana et al., (2003b), estas rochas encontradas na PAIS, apresentam idades de metamorfismo regional de 650 a 640 Ma, o que permite interpretar a unidade como um complexo neoproterozoico de alto grau metamórfico. Os autores também apresentam fontes bimodais para os paragnaisses da unidade com idade que variam do meso ao neoproterozoico, ou seja, de 2.0 a 0.8 Ga e 0.93 a 0.64 Ga, respectivamente.

Ao propor a estruturação das unidades litoestratigráficas do estado de Goiás e do Distrito Federal, Araújo & Moreton (2008) associam essas rochas nomeadas como Associação Ortognáissica Migmatítica (LACERDA FILHO & OLIVEIRA, 1994), ao Granito Jurubatuba (PIUZANA et al., 2003a,b), localizado entre os municípios de Abadiânia, Anápolis, Leopoldo de Bulhões e Silvânia. Tal correlação é defendida pelos autores através de similaridade nos dados isotópicos e por apresentarem contato tectônico. Caracterizando assim o que eles (ARAÚJO & MORETON, 2008) interpretam como Suíte Jurubatuba.

Em trabalho realizado na região de Ipameri-Catalão-GO, Klein (2008) identifica rochas metamorfizadas em fácies xisto verde superior a anfíbolito, que ele interpreta como rochas ortognáissicas em função de eventuais texturas e estruturas ígneas preservadas. Segundo Klein (2008), esses ortognaisses se encontram empurrados sobre a Unidade A do Grupo Araxá.

Ao descrever os ortognaisses Klein (2008), destaca a diferença composicional dessas rochas, sendo elas de origem dioríticas, tonalíticas e granodioríticas com afinidade peraluminosa e de provável natureza alcalina. São geralmente mesocráticos a leucocráticos

com granulação fina a média, proeminente foliação e bandamento frequente. Os valores de ϵ_{Nd} encontrados variam de +2.52 a -11.69, sugerindo a participação tanto de magmas mais primitivos, quanto de magmas de retrabalhamento crustal.

Klein (2008) define então, através da interpretação de dados isotópicos, geoquímicos e petrográficos a existência de três domínios, sendo eles Domínio Nova Aurora (1.2 Ga), Domínio Ipameri (790 Ma) e Domínio Goiandira (640 Ma). É descrito também a presença de um quarto domínio, esse com características granulíticas a oeste do domínio Nova Aurora, chamado de domínio São Victor e que apresenta valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ semelhantes aos encontrados para o domínio Ipameri.

Para o autor, estas rochas ortognáissicas representam a continuação para sul do Complexo Anápolis-Itaçu (PIUZANA et al., 2003a,b), e argumenta que a variação do grau metamórfico observado entre essas duas unidades, é a evidência de que as rochas ortognáissicas podem ser um testemunho da evolução da tardia do orógeno Brasília.

Mapeamentos realizados nas Folhas Goiandira (SE.22-Z-B-III) e Catalão (SE.22-Z-B-II) dentro dos limites político-administrativos do estado de Minas Gerais por Serrano et al., (2017) e Moura & Fonte Boa (2017), projetam para sul o Domínio Goiandira interpretado pelo Klein (2008). Outros trabalhos como Santos et al., (2021) e Nunes (2021), aferem a presença deste domínio no estado de Minas Gerais.

3.3. Geologia estrutural

Como descrito anteriormente a faixa Brasília Meridional apresenta uma história evolutiva complexa e diacrônica, afetada por vários eventos deformacionais subsequentes envolvidos em um sistema acrescionário-colisional. Regionalmente alguns trabalhos se propõem a analisar a evolução tectôno-estrutural da faixa Brasília, tais estudos são descritos e sintetizados na tabela abaixo.

Tabela 2: Compilado dos principais trabalhos que discute evolução estrutural próximo a área de estudo

TRABALHO	Dn	Dn+1	Dn+2	Dn+3
Uhlein et al. (2012)	Foliação Sp-1 // S0. Associada ao desenvolvimento das <i>nappes</i> . Metamorfismo, Les W-E.	Foliação Sp (principal), xistosidade plano axial de baixo ângulo, transpondo totalmente a Sp-1, dobras assimétricas para E. Localmente, foliação milonítica. Les/Lm 270° a 300°. Foliação Sp (tardia), sistemas transcorrestes transversais.	Deformações heterogêneas de escala regional pouco expressivas. Ondulações suaves, abertas, com clivagem de crenulação, N-S. Dobras amplas que deformam falhas reversas ou empurrões sub-horizontais. Localmente dobras E-W	-
Simões (2005) ¹ (DOM)	Foliação Sn-1, direção NNW-SSE com alto mergulho	Foliação Sn (principal) com direção NNW-SSE, com mergulhos médios (260/30). Lm N-S	-	-
Klein (2008)	Foliação S1 (principal), sub-paralela a S0. Direção N-NW com mergulhos médios a baixos (270/16; 257/44) e Les (L1) para NE, SE e S	Dobras isoclinais com vergência para E. A foliação S2, plano axial, determinada pela orientação dos filossilicatos. Direção N-S com mergulhos variados. Presença de dobras heterogêneas. Les/Lm (L2) para E-NE e SE	Dobras métricas, suaves e abertas que afetam a S1 e a S2. Com crenulações milimétricas a decimétricas. Direção NW (320° a 330°)	-
Navarro et al. (2013)	Foliação Sn-1 // S0, caracterizados por bandamento composicional	Foliação Sn (principal), plano axial apertada a isoclinal. Com duas direções. Uma E-W com mergulhos médios para sul, e outra NW-SE com mergulhos médios para SW. Dobras de	Dobras suaves a abertas, localmente associadas a fraturas espaçadas centimetricamente, e micro-falhas preenchidas por epidoto e sericita são associadas à fase Dn-1.	-

¹ Simões (2005), são dados apresentados em Santos et al. (2021). DOM = domínio Ortognáisse migmatito, onde se insere a poligonal da área estudada (Simões, 2005 apud Santos et al. 2021).

		baixo ângulo, WNW-ENE // Les/Lm	Les/Lm/Li com transporte tectônico para E.	
Santos et al. (2021)	S1//S0, caracterizado por bandamento composicional e gnáissico	Foliação S2 (principal)//S1//S2 de direção N-S com mergulhos altos (263/85). Lm (170/20) e transporte tectônico para ESE, E.	Foliação S3, com direções variando entre WSW-ENE, com baixo mergulho (163/15) e Lm para E (170/20) e direções NW-SE com médio mergulho (242/37) e Lm para SW (130/10), transporte técnico para ESSE, NE	Dobras abertas a suaves sem formação de foliação plano axial

Fonte: Compilado pela autora, baseado nos dados encontrados nos respectivos autores citados acima.

3.4. Metamorfismo

De forma geral, o metamorfismo na faixa Brasília Meridional é descrito como progressivo aumentando o grau de leste para oeste (FUCK, 1994). Próximo a área de estudo, alguns trabalhos identificam paragêneses e trajetórias P-T-t para as rochas metassedimentares do Grupo Araxá, os gnaisses da Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas e as rochas metamáficas e metaultramáficas associados a essas unidades. Identificando rochas em fácies xisto verde a anfíbolito superior e localmente presença de fácies granulito (PIUZANA et al., 2003a;b; NAVARRO et al., 2013; KLEIN, 2008; PIAULINO et al., 2019;2021)

Para as rochas metassedimentares do Grupo Araxá, no centro sul de Goiás, Navarro et al., (2013) atribui o pico metamórfico a fácies anfíbolito media a superior em xistos aluminosos com paragêneses caracterizadas por: biotita + plagioclásio + granada + anfibólio; biotita + plagioclásio + granada; granada + plagioclásio + biotita + (estauroлита) + (cianita), (cianita) + biotita + plagioclásio + granada, tendo quartzo e muscovita como minerais essenciais e ilmenita e rutilo como principais óxidos acessórios.

Klein (2008) apresenta fácies xisto verde superior, podendo atingir localmente fácies anfíbolito, para os xistos e quartzitos encontrados na região Ipameri-Catalão, de granulometria média a grossa, frequentemente milonitizados. Piuzana et al., (2003a), mais a norte, apresenta para o Grupo Araxá metassedimentos protomiloníticos de mais alto grau.

O retrometamorfismo observado para as rochas metassedimentares é caracterizado por clorita secundaria sobre cristais de biotita e granada, intercrescimento de muscovitas e saussuritização dos plagioclásios (NAVARRO et al., 2013).

Para as rochas magmáticas, Klein (2008) define condições de pico metamórfico em fácies anfíbolito, em ortognaisses caracterizado por paragêneses compostas por biotita + granada + muscovita + plagioclásio (provavelmente oligoclásio) + feldspato potássico (microclínio ou ortoclásio) + quartzo e biotita + granada + muscovita + plagioclásio + quartzo. Localmente, mais ao norte da área estuda próximo ao complexo Anápolis-Itaçu o autor identifica fácies granulito, com paragêneses minerais marcadas por quartzo + plagioclásio + granada + muscovita (+ clorita) e hornblenda + ortopiroxênio + plagioclásio.

O retrometamorfismo é segundo Klein (2008), marcado pela substituição parcial de cristais de granada, biotita e anfíbólio pela clorita e epidoto, pela saussuritização do plagioclásio, substituído por zoizita e muscovita. Por fim, para as rochas metamáficas e metaultramáficas associadas ao Grupo Araxá são descritos picos metamórficos em fácies anfíbolito com retrometamorfismo em fácies xisto verde formando serpentina-talco-clorita xistos e talco-clorita xistos (NAVARRO et al., 2013; KLEIN, 2008).

4. FOTOINTERPRETAÇÃO

Durante a realização da fotointerpretação foram analisados alguns parâmetros com intuito de individualizar zona homologas na área de estudo. Tais parâmetros são caracterizados pela morfologia dos topos, grau de declividade, amplitude, grau de dissecação e rugosidade, densidade de drenagem, grau de tropia, morfologia e padrão das drenagens.

Foram reconhecidas então seis zona homologas, dispostas como faixas N-S. Da esquerda para a direita, a primeira zona homologa é caracterizada por topos arredondados, declividade moderada a baixa, amplitude média, dissecação moderada e baixa densidade de drenagem, o grau de tropia é baixo, apresentando lineamentos dispersos.

A segunda zona homologa apesar de bastante semelhante a primeira com características parecidas, se diferencia principalmente por apresentar maior grau de tropia, com drenagens dispostas paralelamente umas às outras na direção E-W.

Diferentemente a terceira zona homologa se diferencia das anteriores por apresentarem topos angulosos, declividade alta, amplitude média a alta, como também dissecação e densidade de drenagem alta, com grau de tropia alto apresentando lineamento NW-SE. A

quarta zona homologa é composta por elementos semelhantes a terceira, se diferenciando apenas por apresentar lineamentos N-S.

A quinta zona homologa é caracterizada por topos aplainados, com declividade, amplitude e dissecação e rugosidade baixas e também baixa densidade de drenagem. Além do baixo grau de tropia, com pouco presença de lineamentos comparada as outras zonas homologas.

A sexta e última zona homologa é caracterizada por topos angulosos, com declividade moderada a alta, amplitude média, dissecação de rugosidade média, e baixa a média densidade de drenagem. O grau de tropia é médio, e a zona homologa apresenta padrão de drenagens controlados por lineamentos que se interceptam em duas direções.

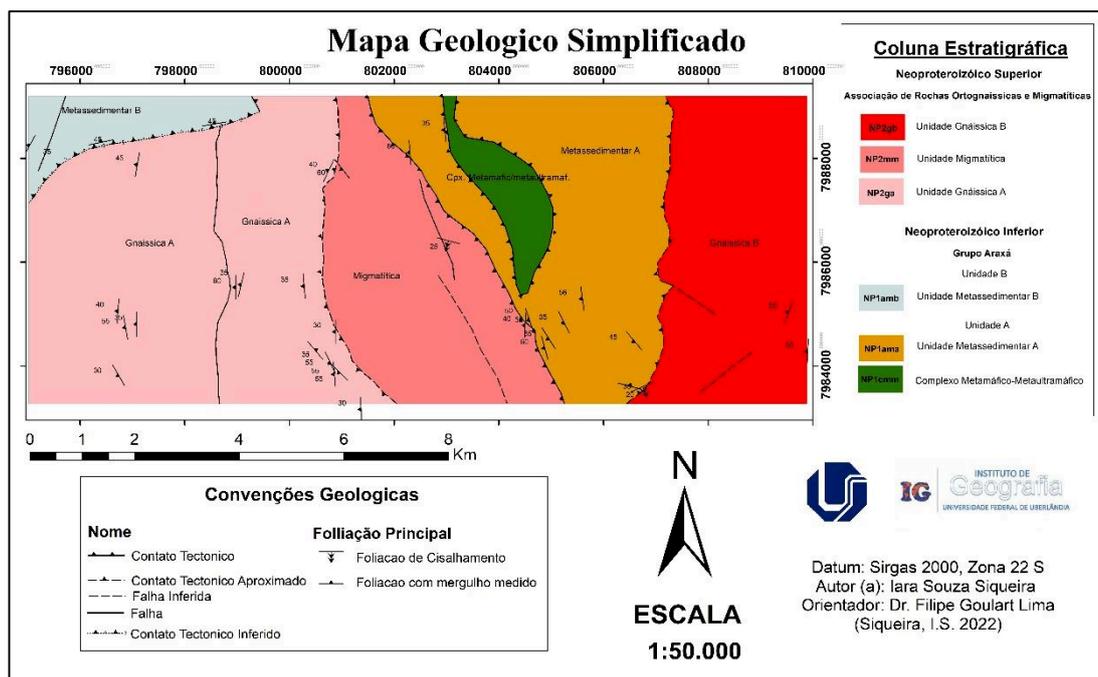
5. GEOLOGIA LOCAL

Na realização do mapeamento foram identificados em campo treze litotipos, subdivididos em seis unidades litológicas nomeadas como Complexo Metamáfico-Metaultramáfico, Unidade Metassedimentar A, Unidade Metassedimentar B, Unidade Gnáissica A, Unidade Gnáissica B e Unidade Migmatítica (figura 6).

O contato do Complexo Metamáfico-Metaultramáfico com a Unidade Metassedimentar A é tectônico, tendo ele sido empurrado sobre os xistos aluminosos. A Unidade Metassedimentar A também apresenta na sua margem oeste contato tectônico, neste caso, com a Unidade Migmatítica sendo marcado por falhas de empurrão na direção NNW-SSE. Na margem leste, a Unidade Metassedimentar A apresenta contato tectônico com a Unidade Gnáissica B.

Situada no noroeste da área, a Unidade Metassedimentar B apresenta contato tectônico com a unidade gnáissica. Já a unidade gnáissica, além do contato com a unidade Metassedimentar B supracitado, apresenta na sua margem leste contato tectônico com a unidade migmatítica, marcado por falhas compressionais NW-SE.

Figura 6: Mapa Geológico da Área mapeada



Fonte: Produção da autora

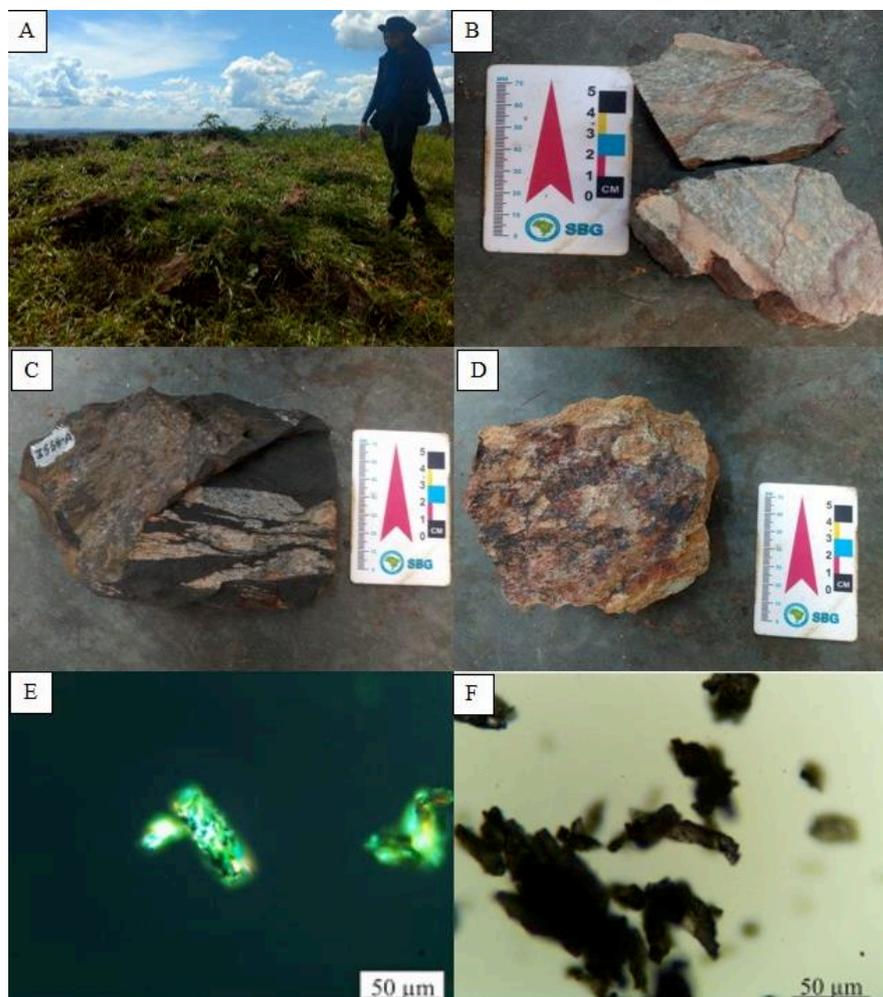
5.1. Complexo Metamáfico-Metaultramáfico

O Complexo Metamáfico-Metaultramáfico apresenta contato tectônico com a Unidade Metassedimentar A, as rochas metaultramáficas e metamáficas podem caracterizar restos de ofiólitos que foram empurrados sobre os xistos da unidade metassedimentar A. É composto por rochas metamáficas e metaultramáficas além de turmalinitos maciços associados.

5.1.1. Clorita-Anfibólio-Talco Xisto

As rochas afloram em um vale de fundo plano e assimétrico, com declividade moderada que contrasta com os topos aplainados e de baixo declive característicos da unidade limítrofe (Unidade Metassedimentar A). Pode aflorar tanto em estradas, com alto grau de intemperismo, quanto em pequenos morros agudos de até cinco metros de diâmetro, na forma de blocos angulosos e foleados (Figura 7a).

Figura 7: A) Afloramento em blocos rolados de anfibólio-clorita-talco xisto, no pasto. B) Amostra de anfibólio-clorita talco Xisto (amostra IS60-A). C) Amostra de turmalinito (amostra IS58-B). D) Amostra intemperizada (amostra IS58-A). E) Fotomicrografia de lâmina de pó do turmalinito à nicóis cruzados, demonstrando alta birrefringência dos cristais. F) Fotomicrografia de lâmina de pó à nicóis descruzados, evidenciando o leve pleocroísmo dos cristais, geralmente prismáticos.



Fonte: Produção da autora

O grau de intemperismo é moderado a alto, com rochas adquirindo um tom ocre e se tornando facilmente friável (figura 7b e 7d). A principal característica diagnóstica é o aspecto sedoso devido à grande presença do talco. Os solos sobre a unidade são, e quando ocorrem, neossolos amarelados utilizados para o pasto.

O anfibólio-clorita-talco xisto apresenta uma coloração esverdeada e uma estrutura xistosa, marcada pela orientação dos cristais de clorita. A textura é nemato-lepidoblástica e a granulação média com cristais de anfibólio de cerca de 1 mm, envoltos por cristais de clorita. O talco ocorre na forma de veios cortando as amostras. A rocha é composta por talco (40%), clorita (35%) e anfibólio (25%).

O talco apresenta cristais com hábito acicular, forma subédrica e baixa dureza, ocorrem como agregados alongados e não apresentam mais de 1 mm. A coloração varia entre tons

de verde claro e branco. O fato de se apresentarem na forma de veios cortando outras estruturas pode significar que sua origem é hidrotermal

A clorita apresenta uma coloração verde clara, com cristais de formas subédricas e com hábito micáceo, seus cristais têm menos que 0.5 mm, ocorre muitas vezes envolvendo cristais de anfibólio.

Os cristais de anfibólio são subédricos a euédricos e apresentam tamanho entorno de 0.5 a 1 mm, com uma coloração verde escura, e com hábito acicular. Caso a presença do talco na amostra seja de origem composicional, é possível que os anfibólitos apresentem composição mais magnésiana, podendo caracterizar então os anfibólitos como tremolita.

É possível encontrar próximo aos afloramentos de anfibólio-clorita-talco xisto morros compostos por turmalinitos. Os turmalinitos possuem coloração preta a cinza, e bandamento composicional formado por bandas de turmalina e bandas sericita, quartzo e caulinita (figura 7c). Em microescala os cristais apresentam birrefringência alta (figura 7e) e pleocroísmo marcante (figura 7f).

5.1.2. Anfibolito

Os corpos de anfibólitos descritos dentro do Complexo Metamáfico-Metaultramáfico não puderam ser descritos na escala do mapeamento realizado. Ocorrem como diques máficos metamorfizados e afloram ao lado da drenagem em encosta com menor grau de declividade, comparado ao anfibólio-clorita-talco xisto. Localmente também ocorrem corpos de Anfibolito com quartzo.

Os afloramentos ocorrem na forma de blocos em locais mais aplainados, com intemperismo moderado, formando espessas capas de alteração avermelhadas, resultado de intensa oxidação, mas sem afetar o interior das rochas. As rochas podem aflorar também como *boudins* de até 5 metros, onde encontra-se bem preservados (figura 8a). Ou então com alto grau de intemperismo, caracterizado pela coloração alaranjada que o solo adquire geralmente em pequenas ravinas saprolitizadas com presença de blocos rolados de até 25 cm de dimensão (figura 8b).

Os anfibólitos encontrados nesta unidade, são caracterizados pela coloração verde-escura e uma estrutura anisotrópica, com porfiroblastos de anfibólio margeados por cristais de biotita e clorita (figura 8c). A textura é nematoblástica com granulação média e variação no tamanho dos cristais entre 1.5 mm até tamanhos submilimétricos. É composta essencialmente por anfibólio, plagioclásio e clorita.

Figura 8: A) Afloramento na forma de grandes blocos com cerca de 5 m de diâmetro (ponto IS62) B) Saprólito do anfibolito (ponto IS65). C) Amostra de anfibolito de granulação média de coloração esverdeada (amostra IS58). D) Capa de alteração mais avermelhada (amostra IS59).



Fonte: Produção da autora

O anfibólio tem geralmente uma coloração preta a verde-escura e seus cristais apresentam uma forma subédrica, caracterizada pelo hábito acicular de cerca de 1 a 1.5 mm.

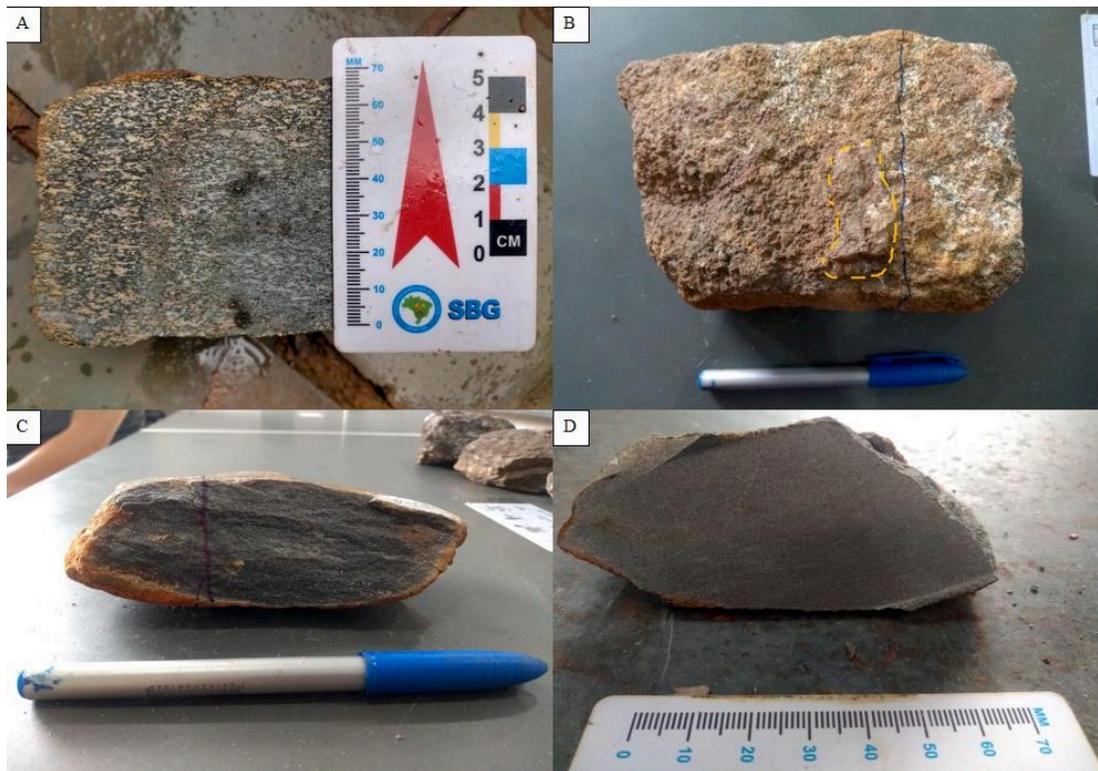
O plagioclásio é quase imperceptível em escala macroscópica, sendo visto apenas na forma de finas camadas submilimétricas próximo as bordas das amostras. Apresenta uma coloração esbranquiçada.

Os cristais de biotita são anédricos a subédricos, hábito plácoide e o tamanhos submilimétricos. São amarronzados e ocorrem comumente associados a clorita, margeando os cristais de anfibólio.

Assim como a biotita, a clorita é caracterizada por cristais anédricos a subédricos, hábito placoide e submilimétrico. E ocorre margeando porfiroblastos de anfibólio, a principal característica observada é a coloração, que nas cloritas é esverdeada.

Localmente foi observado anfibolitos com quartzo que se situam próximo ao contato com a Unidade Migmatítica, que além de apresentar uma quantidade elevada de quartzo possui um maior grau de deformação (figura 9a e 9b).

Figura 9: A) Amostra de Anfibolito grosso deformado (amostra IS10-A). B) Amostra de Anfibolito com porfiroblastos de quartzo (laranja) (amostra IS10-A). C) Amostra de Anfibolito fino com calcopirita (no centro de cor latão) (amostra IS10-B). D) Amostra IS10-B perpendicular a foliação.



Fonte: Produção da autora

O anfibolito com quartzo possui granulação grossa (figura 9a) a fina (figura 9c e 9d), de coloração acinzentada e textura grano-nematoblástica a nematoblástica, levemente deformados apresentando achatamento dos cristais perpendicular à direção de maior esforço e orientação dos cristais de anfibólio, plagioclásio, biotita, clorita e quartzo; tendo pirrotita como mineral acessório.

Os anfibólios são geralmente cristais anédricos a subédricos, de hábito tanto prismático quanto acicular e tamanhos variados, cerca de 1 mm a 0.5 mm. Apresentam coloração verde escura e estão deformados e orientados em relação a foliação. Os cristais de plagioclásio são comumente anédricos a subédricos, com hábito tabular e tamanhos variados, entre 0.5 mm e 2 mm. Possui uma coloração esbranquiçada e assim como os anfibólios apresentam-se deformados e orientados em relação a foliação.

O quartzo apresenta cristais anédricos, de hábito granular e tamanhos submilimétricos. São incolores e ocorrem em menor proporção nas amostras descritas. A pirrotita ocorre em algumas amostras, são massas amorfas de coloração amarelada (latão), que se espalham sobre os cristais sem padrão definido, pode ser resultado de alteração hidrotermal.

5.2. Unidade metassedimentar A

A Unidade Metassedimentar A aflora na região centro-leste da área de estudo, com a forma de um funil que diminui em direção ao sul. É composta principalmente por xistos ricos em micas, anfíbolitos médios, veios de quartzo centimétricos a métricos e presença de laterizações, comuns em regiões de topo e alta vertente. Foi descrito para a unidade um biotita–muscovita xisto e localmente foram observados granadas-muscovita xistos.

5.2.1. Biotita-Muscovita Xisto

A unidade ocorre geomorfologicamente como platôs de topo ondulado com declividade baixa e nível de dissecação moderado (figura 10a). Os afloramentos são comumente em fundo de vales (figura 10b), cortes de estrada e como exposições em encostas (figura 10c e 10d). Os veios de quartzo compõem pequenas cristas topográficas e se apresentam na forma de blocos angulosos, com textura sacaroide e fraturados.

O solo é avermelhado e bem desenvolvido formando latossolos vermelhos e cambissolos, usados em sua maioria para a lavoura e em menor proporção para a pecuária. Fraturas cortando toda a unidade são comuns, além de contribuírem para o alto grau de intemperismo encontrado.

Figura 10: Diferentes afloramentos da Unidade Metassedimentar A. A) Horizonte levemente ondulado com blocos angulosos de quartzo e quartzo leitoso (ponto IS07); B) Granada -muscovita xisto muito intemperizado aflorando em fundo de vale (ponto IS02); C) Afloramento de biotita-muscovita xisto em corte de estrada, com alta densidade de fraturas e intemperismo moderado (ponto IS05); D) Biotita-muscovita xisto, com lentes de quartzo de até 45 cm concordantes a foliação (ponto IS10).

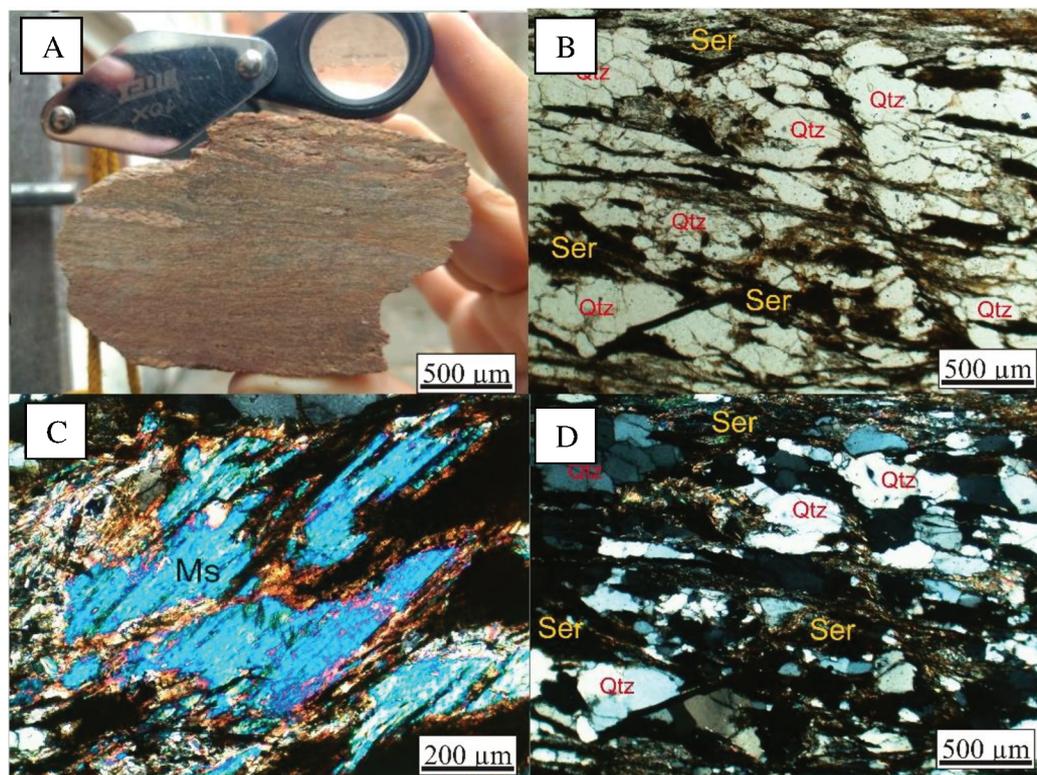


Fonte: Produção da autora

O grau de intemperismo é alto e a rocha adquire uma coloração amarelada a acinzentada. Próximo ao contato tectônico com a Unidade Migmatítica, encontram-se afloramentos muito intemperizados, compostos essencialmente por micas claras com aspecto amarronzado e fraturas preenchidas por óxido de manganês.

O biotita-muscovita xisto apresenta coloração avermelhada e estrutura xistosa, marcada pela orientação dos cristais de biotita e muscovita (figura 11a) no plano da xistosidade, localmente observado como uma foliação plano axial. A rocha é marcada pela variação no tamanho dos cristais e composição mineralógica ao longo dos afloramentos. Caracterizando uma textura lepidoblástica de granulação média (figura 11a e 11b).

Figura 11: A) Amostra de mão do biotita-muscovita xisto (amostra IS10-A). B) Fotomicrografia à nicóis descruzados (ND), do biotita-muscovita xisto (amostra IS10-A) mostrando a estruturação da rocha, com bandamento composicional e foliação. C) Fotomicrografia à nicóis cruzados (NC) de Porfiroblasto de muscovita retrometamorfizado nas bordas para sericita e minerais opacos presentes na amostra IS10-A. D) Fotomicrografia à nicóis cruzados (NC) da figura 11b, de cristais de quartzo recristalizados com contato poligonal, organizados em bandas quartzosas separadas entre si por finas camadas compostas por sericita e minerais opacos.



Fonte: Produção da autora

A rocha é composta de muscovita (50%), quartzo (35%), biotita (10%), como minerais secundários ocorre a sericita resultado do retrometamorfismo e os óxidos-hidróxidos de ferro resultado do intemperismo sobre a rocha.

Os cristais de muscovita tem uma forma subédrica e hábito placoide, variando de 0.2 mm até 4 mm, sempre orientados no sentido da foliação e formando junto a sericita uma xistosidade fina a média bem marcada. Encontra-se geralmente bastante sericitizadas, resultado do retrometamorfismo sobre as muscovitas (figura 11c).

O quartzo ocorre de duas formas, a primeira como cristais anédricos com tamanhos que variam entre 0.1 e 0.4 mm. Ocorrem em agregados e camadas quartzosas e estão recristalizados, apresentando contato poligonal entre os seus cristais (canto superior esquerdo, figura 11d). A outra forma, é como bolsões lobulares e alongados concordante a foliação principal, cristalizados e com até 45 cm (figura 10d).

Os cristais de biotita são raros nas lâminas, ocorrem como agregados de minerais anédricos, quase que totalmente alterados para óxidos-hidróxidos de ferro devido ao processo de intemperismo. Estão associados as bandas micáceas (figura 11b e 11d).

Localmente ocorre exemplares de granada-muscovita xistos (figura 12a), microdobrados (figura 12b), com presença de veios de sílica amorfa cortando toda a estrutura da rocha (12c), pseudomorfos de granada (figura 12d) e turmalinas (figura 12e), tipificando uma textura grano-lepidoblástica muito fina (com cristais <1 mm). Apresentando uma estrutura xistosa com clivagem de crenulação, registrada em bandas micáceas sericitizadas e microdobradas (figura 12a e 12b).

Os cristais de quartzo são anédricos, de tamanhos variados entre 0.2 a 0.5 mm. Ocorrem como agregados na forma de lentes e barras, recristalizados e com presença de extinção ondulante (figura 12b, 12c e 12e). Acompanham a foliação dobrada, observada nas bandas compostas por sericita (figura 12b).

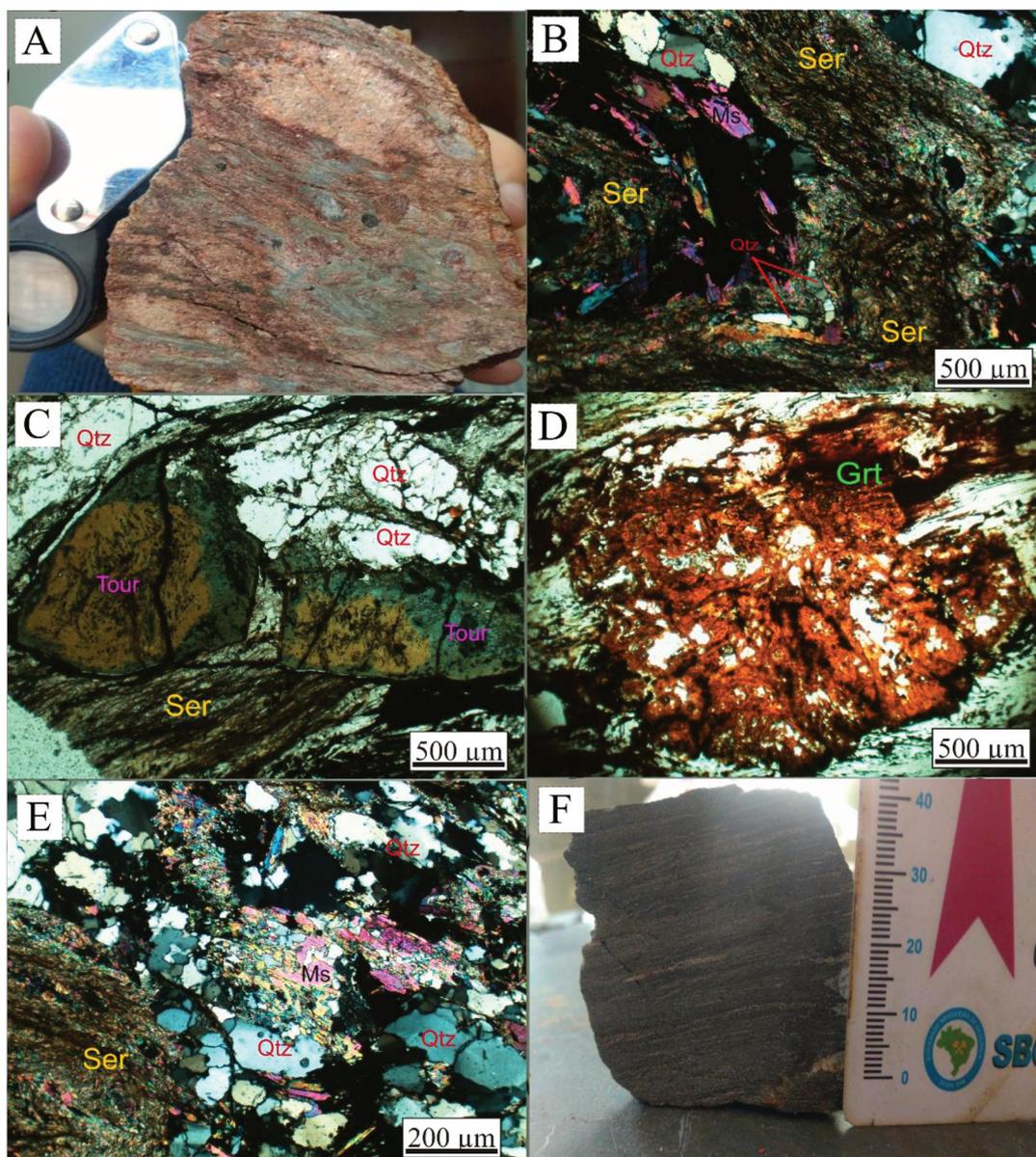
As muscovitas encontram-se praticamente todas alteradas para a sericita devido ao retrometamorfismo, quando observadas apresentam cristais anédricos e raramente subédricos, com hábito placoide e cerca de 0.1 a 0.3 mm de dimensão. Ocorre sempre associadas as bandas de sericita e conseqüentemente dobradas também (figura 12b e 12e).

As granadas ocorrem como pseudomorfos, porfiroblastos de granada compostos por óxidos-hidróxidos de ferro ocasionados pelo intemperismo (figura 12d). São cristais euédricos a subédricos, hábito granular com tamanhos de até 3 mm. Provavelmente afrisitas (schorlita).

Os cristais de turmalina são subédricos, com hábito prismático e tamanhos que variam de 0.3 mm (figura 12c) a quase 1.2 mm. São porfiroclastos dispersos nas amostras e que geralmente encontram-se fraturados e consumidos nas bordas.

Foram descritos também corpos de turmalinitos bandados, compostos essencialmente por turmalina e quartzo, esses corpos ocorrem geralmente bordejando intrusões anfíbolíticas no contato com os biotita-muscovita xistos (figura 12f). A turmalina é preta e submilimétrica.

Figura 12: A) Amostra do granada-muscovita xisto com porfiroblastos de granada evidenciando bolsões de quartzo e uma estrutura xistosa (amostra IS52). B) Fotomicrografia de bandas dobradas de sericita, detalhe para o cristal de quartzo recrystalizado e dobrado dentro da banda dobrada, à nicóis cruzados. C) Fotomicrografia de porfiroclastos de turmalina de aproximadamente 1 mm, que se encontra fraturado e consumido nas bordas. D) Fotomicrografia de pseudomorfo de porfiroblasto de granada constituído de óxido-hidróxido de ferro, com cerca de 3 mm (ND, nicóis descruzados). E) Fotomicrografia de cristal de muscovita (centro) consumido reagindo com quartzo (NC, nicóis cruzados). F) Amostra de Turmalinito bandado (amostra IS54-B).



Fonte: Produção da autora

5.2.2. Anfíbolito

Ocorrem na Unidade Metassedimentar A como afloramentos de rocha e saprólito, são rochas metamáficas (figura 13a) morfologicamente concordantes a foliação. Afloram tanto como blocos no pasto quanto como saprólitos em corte de estrada.

O grau de intemperismo é variado, pois apresentam-se bem preservados quando encontrados na forma de blocos, em afloramentos que formam pequenas anomalias topográficas positivas. Mas muito intemperizados quando encontrados *in situ*, geralmente em cortes de estrada e neste contexto, ocorrem alterando para saprólitos (figura 13a e 13b), são caracterizados pela cor ocre do solo e estrutura xistosa.

Figura 13: A) Anfibolito intrudido (amarelado) nos xistos (ponto IS05). B) Contato visual em detalhe entre o xisto (avermelhado) e o Anfibolito. C) Amostra de Anfibolito grosso (amostra IS54-A). D) Amostra da fotografia anterior em maior detalhe (amostra IS54-A).



Fonte: Produção da autora

As amostras encontradas em blocos caracterizam anfibolitos de granulação média a grossa, com coloração verde-escura a preta e estrutura anisotrópica com aspecto anastomosado, marcada pela orientação dos cristais de biotita e clorita que envolve os cristais de anfibólio. A textura é nematoblástica (figura 13c e 13d).

É composto por anfibólio (60%), plagioclásio (25%), a biotita e a clorita (15%). Como minerais secundários tem-se o caulim e os óxidos-hidróxidos de ferro, resultado do intemperismo.

O anfibólio apresenta uma coloração verde-escura a preta e ocorre como cristais aciculares, euédricos a subédricos, de até 2 mm. São porfiroblastos que ocorrem rodeados por cristais submilimétricos de clorita e biotita.

Os plagioclásios são visíveis apenas próximo as capas de alteração, como finas camadas, submilimétricos e esbranquiçadas.

A biotita tem uma cor acastanhada, que a difere das cloritas que são mais esverdeadas, ambos os filossilicatos são cristais anédricos a subédricos, de hábito placoide e com tamanhos submilimétricos. Ocorrem envolvendo os porfiroblastos de anfibólio.

5.3. Unidade metassedimentar B

A Unidade Metassedimentar B aflora no canto noroeste da área de estudo e apresenta contanto tectônico com a Unidade Gnáissica, delimitados por falhas tectônicas. É composta por rochas muito alteradas de estrutura xistosa com quase toda a assembleia mineral intemperizada, o que dificulta a sua identificação. Foi descrito para a unidade um litotipo caracterizado como biotita-granada-muscovita xisto.

5.3.1. Biotita-Granada-Muscovita Xisto

A rocha, descrita como biotita-granada-muscovita xisto se assenta sobre um relevo caracterizado por morros de topo convexo com moderado grau de declividade e dissecação, controlados pelo comportamento estrutural da região, geralmente alongados para NE. Os afloramentos encontram-se principalmente nas drenagens (figura 14a e 14b) e em cortes de estrada (figura 14c e 14d).

Figura 14: A) Leito de rio assoreado com granada-biotita-muscovita xistos aflorando na encosta a direita (ponto IS37). B) Granada – biotita – muscovita xisto aflorando na encosta da drenagem, muito intemperizados e caracterizados pela coloração esverdeada escura (IS37). C) e D) Afloramento muito intemperizado na estrada (pontos IS34 e IS33).



Fonte: Produção da autora

O grau de intemperismo é muito alto e a rocha adquire uma coloração avermelhada (figura 14c e 14d) marcante. Não é incomum a rocha se desfazer ao contato das mãos, tanto nos afloramentos quanto as amostras coletadas.

O solo apresenta um tom mais alaranjado e são classificados como neossolos e cambissolos que se desenvolvem superficialmente em locais menos declivosos. Nas drenagens, quando afloram ocorrem muito intemperizados (figura 14b), em cortes de estradas a presença de fraturas é grande, o que facilita os processos de intemperismo.

Os biotita-granada-muscovita xistos (figura 15a) apresentam variação no volume de quartzo, muscovita e biotita ao longo dos afloramentos. A rocha apresenta coloração avermelhada, estrutura xistosa caracterizada pela orientação dos cristais de muscovita e biotita e textura lepidoblástica média com lentes de quartzo de até 3 cm (figura 15b), concordantes a foliação. Fica evidente ao contato do tato que a quantidade quartzo na composição da rocha ao longo dos afloramentos varia bastante.

Figura 15: A) Granada - muscovita xisto, com detalhe para pseudomorfos de granada (amostra IS33-A; ponto IS33); B) Granada - biotita - muscovita xisto (amostra IS37; ponto IS37).



Fonte: Produção da autora

A composição mineralógica é de muscovita (40%), biotita (25%), granada (25%), quartzo (10%) como minerais principais; os minerais acessórios encontrados foram feldspato, turmalina, clorita, sericita e alguns argilominerais produtos do intemperismo.

A muscovita se apresenta bastante alterada para sericitas. São geralmente cristais submilimétricos, anédricos a subédricos e que marcam a orientação principal do afloramento.

Apesar de estarem presentes em toda a unidade, o que se encontra das granadas são seus espaços reliquiais preservando apenas o hábito euédrico com aproximadamente 0.5 a 1 mm, geralmente ocupados por óxidos/hidróxidos de ferro (figura 15a).

A biotita costuma estar quase toda alterada para a vermiculita. E quando encontradas em boas condições, são caracterizadas por cristais subédricos e submilimétricos de coloração acastanhada e hábito placoide.

O quartzo ocorre de forma granular e submilimétrica na composição de rocha ou na forma de bolsões sigmodais (figura 15b), que lembram quartzitos maciços.

5.4. Unidade gnáissica A

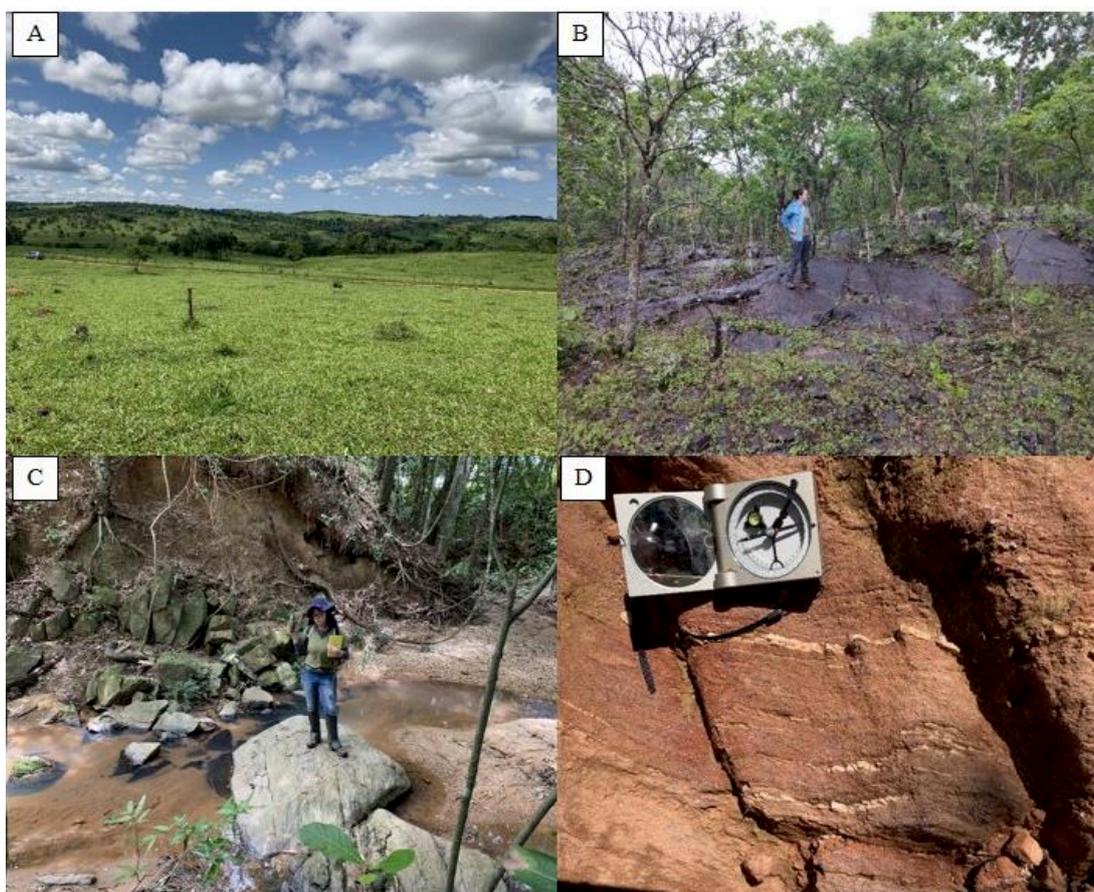
Aflora em toda a extensão centro-oeste da área de estudo e apresenta contato tectônico com a Unidade Metassedimentar B a noroeste. O contato na margem leste também é tectônico, marcado por falhas de empurrão com a Unidade Migmatítica, e ocorre concordante a foliação observada, seguindo uma direção geral N-NW.

É composta, pelos litotipos muscovita-biotita gnaisses e biotita gnaisses. Mas ao longo da unidade é possível encontrar afloramentos localizados de clorita-granada xistos, biotita-muscovita xistos e granada quartzitos.

5.4.1. *Muscovita-Biotita Gnaiss*

Geomorfologicamente, a unidade é caracterizada por morros convexos de topo arredondado com grau de declividade e dissecação moderados (figura 16a) controlados principalmente pelo comportamento estrutural da área. Os afloramentos ocorrem de maneira diversa, na forma de lajedos em drenagens e próximo a elas (figura 16b), como blocos, matacões (figura 16c) e também como exposições em cortes de estrada (figura 16d).

Figura 16: Afloramentos de muscovita - biotita gnaiss. A) Geomorfologia, marcada por morros suaves de topo arredondado (ponto IS26); B) Afloramento de lajedo próximo a drenagem (ponto IS14); C) Afloramento em blocos na drenagem muito fraturado (ponto IS45). D) Afloramento na estrada muito intemperizado, mas preservando ainda relações de estrutura e textura (ponto IS25).

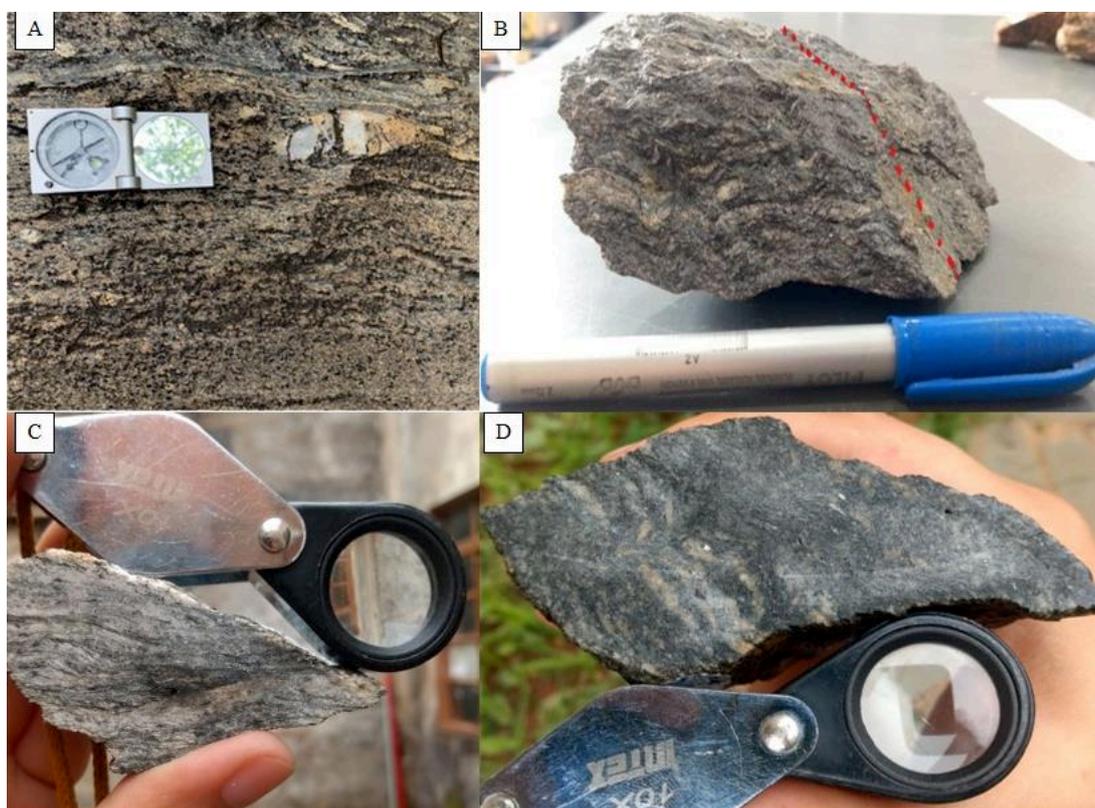


Fonte: Produção da autora

O grau de intemperismo é variado para toda a unidade, nas drenagens as rochas encontram-se bem preservadas (16a, 16b e 16c), mas em regiões de topo e alta vertente geralmente aparenta alto grau de intemperismo, caracterizado por uma coloração rosa a avermelhada com banda quartzo-feldspáticas muito alteradas, sendo substituídas por caulim e apresentando um aspecto mais argiloso (figura 16d).

O biotita-muscovita gnaiss é marcado pela grande quantidade de micas, com bandamento fino (figura 17b). A rocha apresenta planos de fraqueza paralelamente a foliação, visto que ela costuma deslocar sob impacto nesse sentido. É comum encontrar em um mesmo afloramento diferentes feições, como na figura abaixo (figura 17), onde as duas amostras de composições diferentes, uma mais félsica (figura 17c) e outra mais máfica (figura 17d), foram coletadas a poucos metros de distância.

Figura 17: Algumas relações de textura, estrutura e composição observadas nos pontos IS14 e IS38; A) Foliação bem marcada pelos cristais de mica com porfiroclastos de quartzo alongados no sentido da foliação; B) Amostra IS38-de composição mais máfica e textura mais lepidoblástica; C) Amostra IS14-A de composição mais félsica, estrutura foliada e textura grano-lepidoblástica; D) Amostra IS38-C em detalhe, com plano de corte perpendicular a foliação.



Fonte: Produção da autora

A estrutura é marcada pelo bandamento gnáissico que individualiza partes máficas, caracterizadas por cristais de muscovita, biotita e clorita orientados no sentido da foliação e partes félsicas, caracterizadas por cristais de quartzo e feldspato. Porfiroblastos de quartzo, achatados e alongados na direção da foliação são comuns (figura 17a). Apesar de apresentar uma textura geral grano-lepidoblástica fina, a litologia é naturalmente heterogênea, como dito acima.

É composta por quartzo (35%), feldspato (25%), muscovita (20%), biotita (15%), clorita (5%); ocorrem como mineral acessório a granada e como minerais secundários o caulim e alguns argilominerais, resultado do intemperismo.

Os cristais de quartzo são anédricos de forma geral, apresentam tamanho submilimétrico (<1 mm) e ocorre sempre associado a minerais feldspáticos, formando bandas félsicas. Os cristais de feldspato são anédricos a subédricos (<1 mm), ocorrem como cristais alongados no sentido da foliação principal e geralmente se encontram bastante alterados. Alterando principalmente para o caulim.

Os cristais de muscovita ocorrem associados a biotita e a clorita, são anédricos a subédricos, de hábito placoide e submilimétricos. A biotita de coloração preta, forma bandas máficas junto aos minerais de muscovita, muito características, são bandas finas de até 2 mm. Os cristais são subédricos a euédricos, com hábito placoide e tamanho submilimétricos.

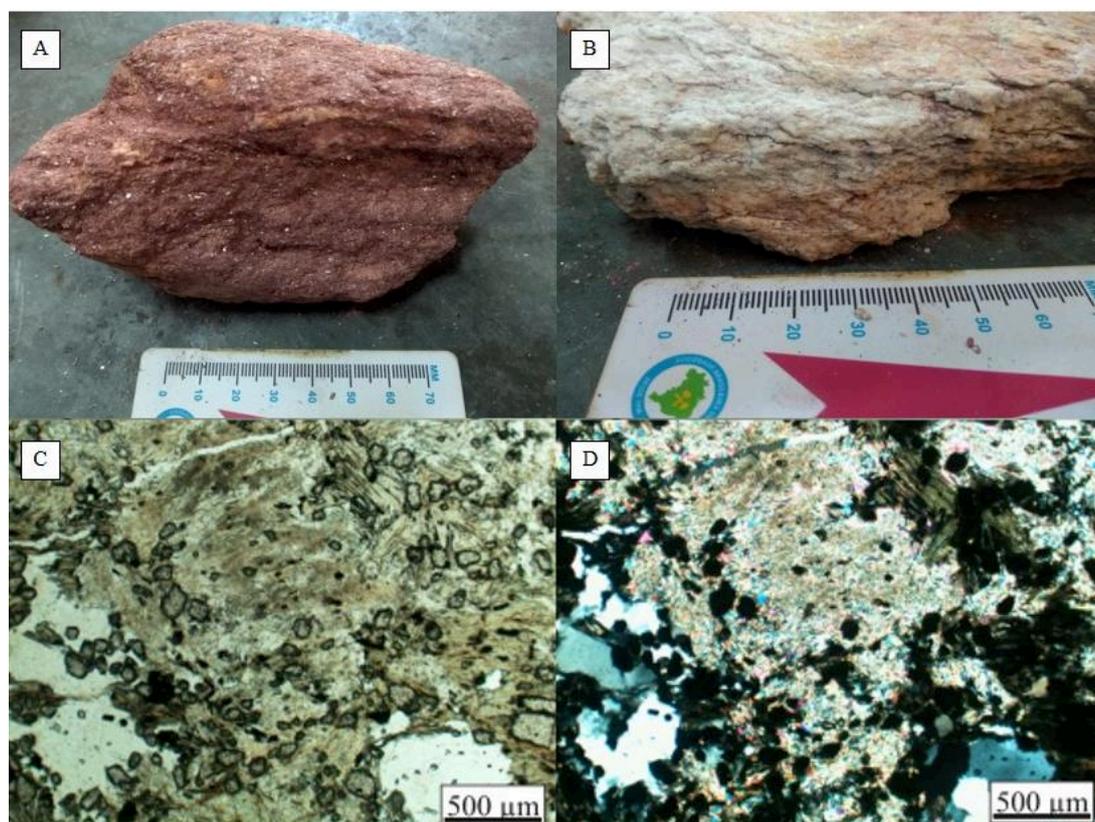
A caulitina e os argilominerais principalmente, ocorrem como produto do intemperismo atuantes sobre as rochas. O primeiro como resultado da alteração dos feldspatos e o segundo das micas em geral.

Pontualmente ocorrem afloramentos de biotita-muscovita xistos (figura 18a), granada quartzitos (18b) e clorita-granada xistos (18c e 18d). Os biotita-muscovita xistos encontram-se comumente bastante intemperizados, com toda a sua assembleia mineral alterando para argilominerais.

O granada quartzito apresenta granulação grossa e foliação marcada pela orientação dos cristais de quartzo achatados e alongados (figura 19b), são compostos por quartzo, granada e muscovitas.

Já exemplares de clorita-granada xisto, ocorre em regiões de falha e pode ser resultado de alteração hidrotermal, no canto superior esquerdo das figuras 19c e 19d é possível observar uma fratura preenchida por quartzo descontínua que parece ser sobreposta pela assembleia sericita + clorita + granada.

Figura 18: A) Amostra de biotita-muscovita xisto bastante intemperizada (IS72-B). B) Amostra IS70-A de granada quartzito, nota-se pontos avermelhados na amostra, que caracterizam as granadas, além da granulação grossa da rocha. C) Fotomicrofotografia de seção delgada à nicóis descruzados, que mostra porfiroblastos de granada envolvidos por uma massa composta por sericita e clorita (amostra IS45-B). D) Fotomicrofotografia à nicóis cruzados do mesmo contexto da figura 19C.

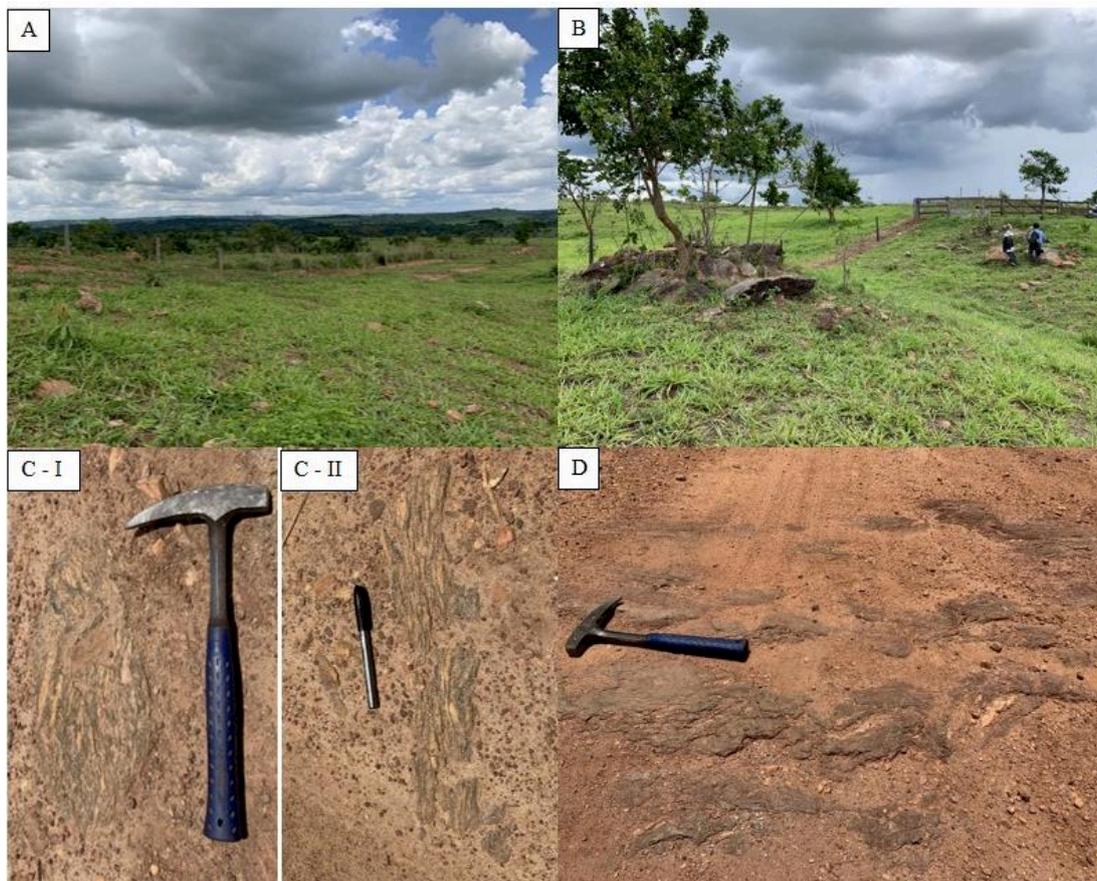


Fonte: Produção da autora

5.4.2. Granada-Biotita Gnaisse

A unidade é composta por granada-biotita gnaisses e ocorre geomorfologicamente como morros convexos de topos arredondados, diferenciando-se do muscovita-biotita gnaisse por serem mais arrasados, com declividade média e alta dissecação (figura 19a). Os rios são meandrantos e apresentam cotovelos ortogonais devido ao forte controle estrutural da área. Já os afloramentos são de natureza diversa, podendo ser na forma de blocos e matacões (figura 19b), exposições em estradas (figura 19c-I/II e 19d) ou lajedos no leito dos rios.

Figura 19: A) Relevo arrasado e levemente ondulado (ponto IS31); B) Afloramentos na forma de blocos angulosos dispostos no pasto (ponto IS31); C) Corresponde a exposições em estradas muito intemperizadas, mas que preserva em alguns locais partes da rocha (ponto IS30); D) Exposição de rocha em estrada muito intemperizada (ponto IS29).



Fonte: Produção da autora

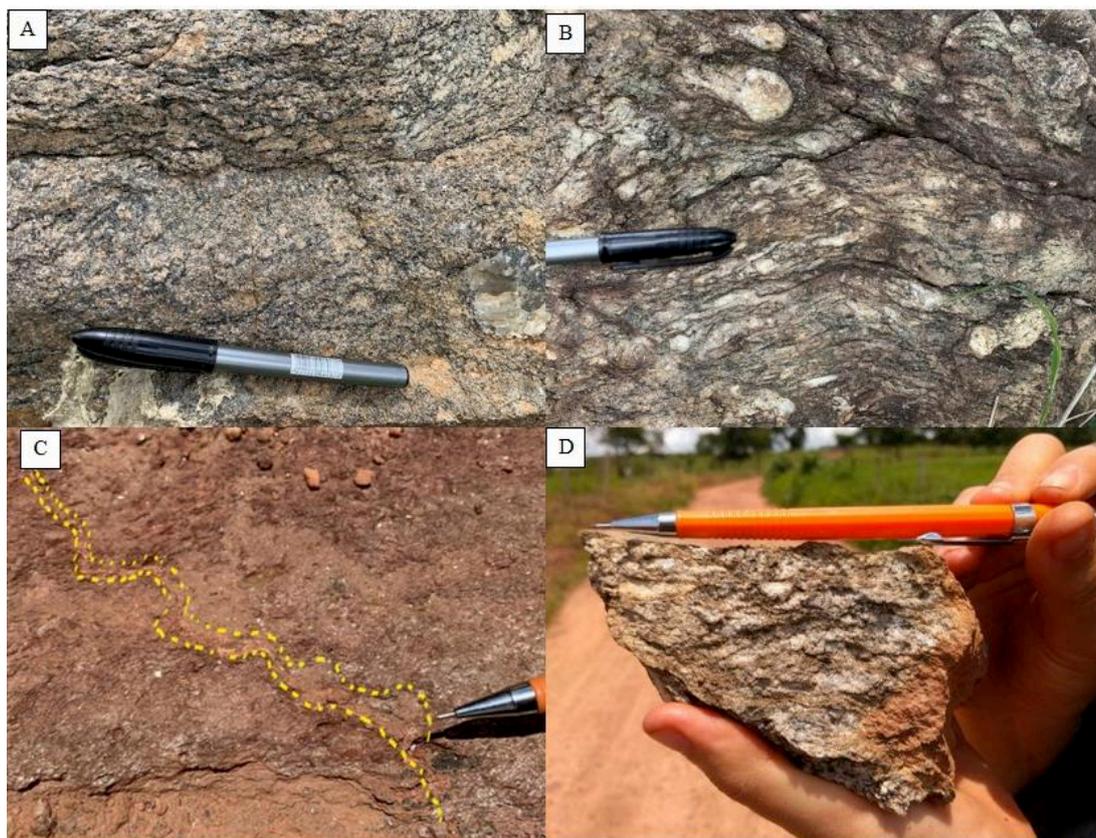
O grau de intemperismo é moderado e observado apenas em exposições de estradas, onde apresentam uma coloração pálida tendendo a rosa (figura 19d). É comum encontrar associações minerais completamente intemperizadas, onde a rocha já tenha perdido quase que na totalidade o feldspato, neste caso, nota-se o desenvolvimento de neossolos caracterizados por serem mais sedosos que os observados para o muscovita-biotita gnaiss.

As rochas são descritas como granada-biotita gnaisses e se diferenciam dos muscovita-biotita gnaiss, principalmente pelas relações de estrutura e composição mineral da rocha, visto que o conteúdo de feldspato aqui é evidentemente maior e a quantidade de muscovitas é menor.

A rocha apresenta coloração acinzentada e estrutura gnáissica, caracterizada por bandas quartzo feldspáticas de tamanho variado (<1 mm até 10 cm) (figura 20a, 20b e 20d), envolvidas por bandas micáceas submilimétricas, bastante deformadas. Porfiroblastos de

feldspato de até 5 cm, arredondados e rotacionados, também foram encontrados (figura 20b). A textura predominante é grano-lepidoblástica (20a, 20b e 20d).

Figura 20: A) Diferença textural bem marcada com cristais grossos acima e médio a finos em direção a caneta (ponto IS31); B) Rocha muito deformada com porfiroclastos de quartzo e feldspatos, cisalhados e rotacionados (ponto IS32); C) Pequeno veio de quartzo e caulim formando dobras ptigmáticas (ponto IS29); D) Amostra mostrando estrutura de “augen” (olho) (ponto IS30).



Fonte: Produção da autora

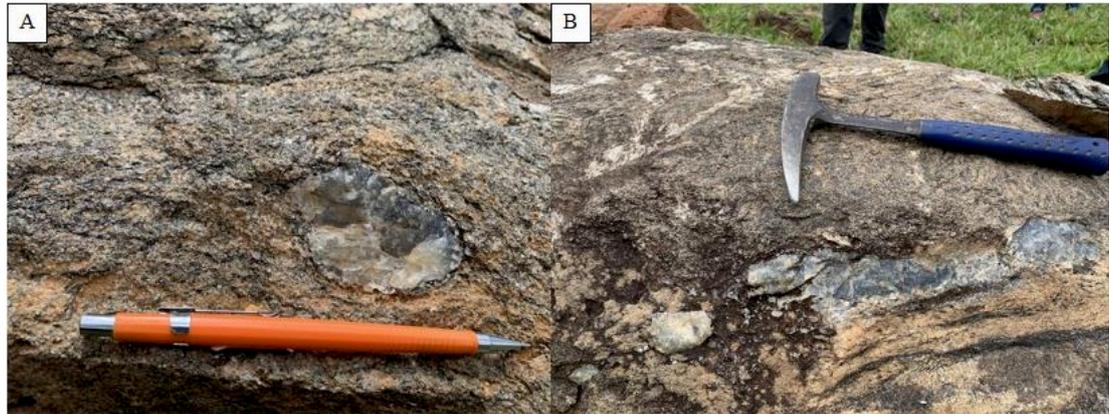
São observadas algumas feições características, estruturas monolíticas, como dobras ptigmáticas (figura 20c) e foliação de cisalhamento (figura 20d) que também se encontram presentes.

A rocha é composta por quartzo (30%), plagioclásio (20%), microclínio (15%), biotita (15%), muscovita (10%) e granada (8%), como minerais acessórios ocorrem o zircão, a apatita e o rutilo e como minerais de alteração a clorita, o epidoto e a sericita resultado do retrometamorfismo e alguns argilominerais e óxidos resultado do intemperismo.

Os cristais de quartzo são anédricos a subédricos, de tamanhos variados. Apresentam extinção ondulante com recuperação de contato, em alguns locais encontram-se totalmente recristalizados (figura 22a e 22b). O contato entre os cristais é irregular e lobulado, o que

denota um padrão de menor temperatura. Quando se apresentam na forma de bolsões de quartzo puro, em escala de afloramento, encontram-se rotacionados (figura 21a) e alongado paralelamente a foliação principal, com até quase 30 cm de comprimento (figura 21b).

Figura 21: A) Porfiroclasto de quartzo. B) Bolsão de quartzo de quase 30 cm.

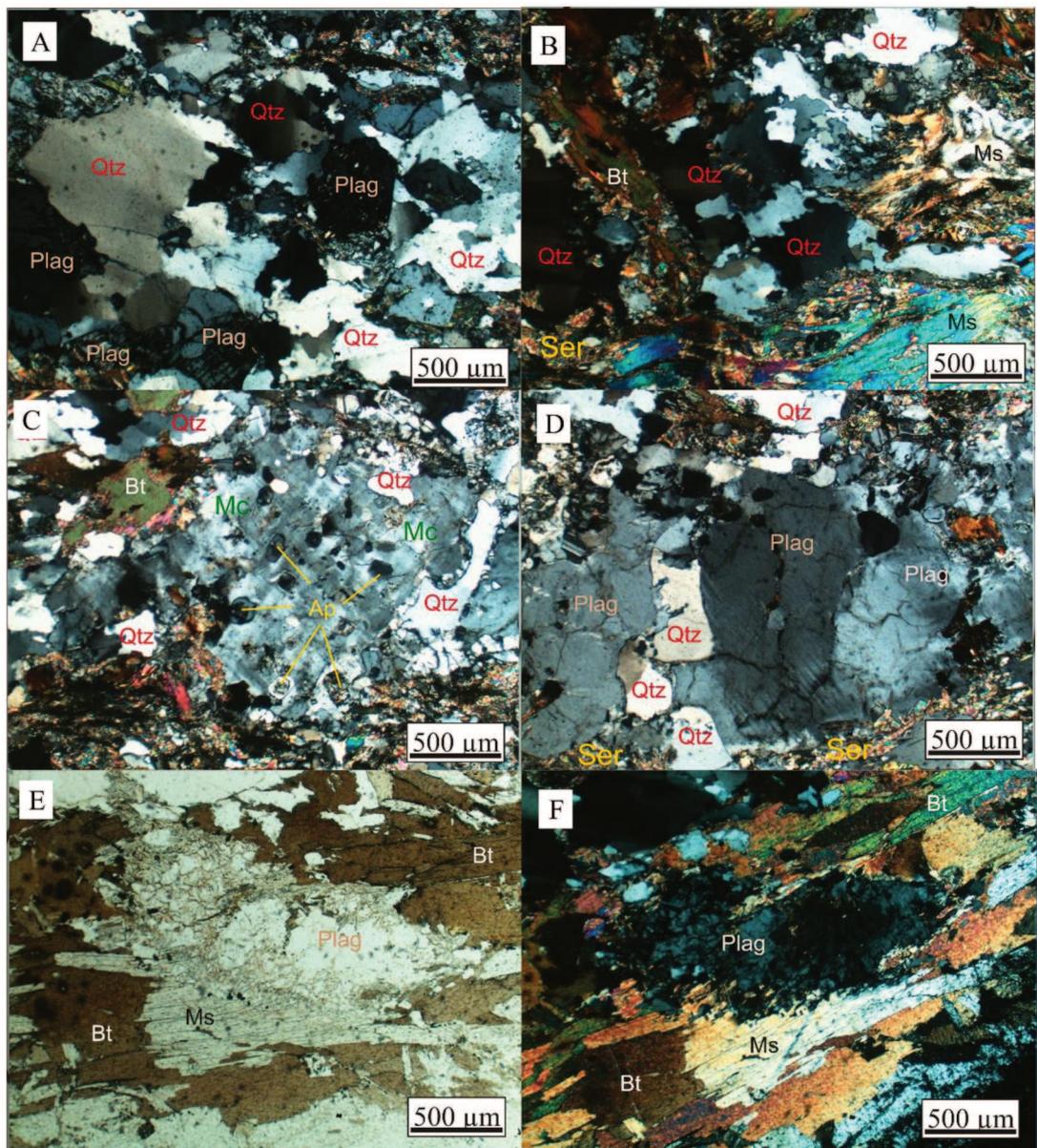


Fonte: Produção da autora

Os cristais de plagioclásio são comumente anédricos a subédricos com cerca de 0.3 a 0.6 mm, apresentam extinção ondulante com recuperação de contato e se encontram quase que inteiramente albitizados e saussuritizado (figura 22d). Ocorrem associados aos quartzos com os quais apresenta contato lobulado e ao feldspato potássico em bandas félsicas. Alguns cristais apresentam sericitização e oxidação nas fraturas e nos planos de clivagem (figura 22a).

Os cristais de microclínio podem ocorrer de duas formas, a primeira com dimensões de cerca de 0.2 mm, hábito prismático e formas subédricas, associados a pequenos cristais de quartzo. A segunda como porfiroblastos de aproximadamente 1 mm, são cristais subédricos a anédricos com presença de inclusões de apatita e gotas de quartzo dentro dos cristais maiores (figura 22c).

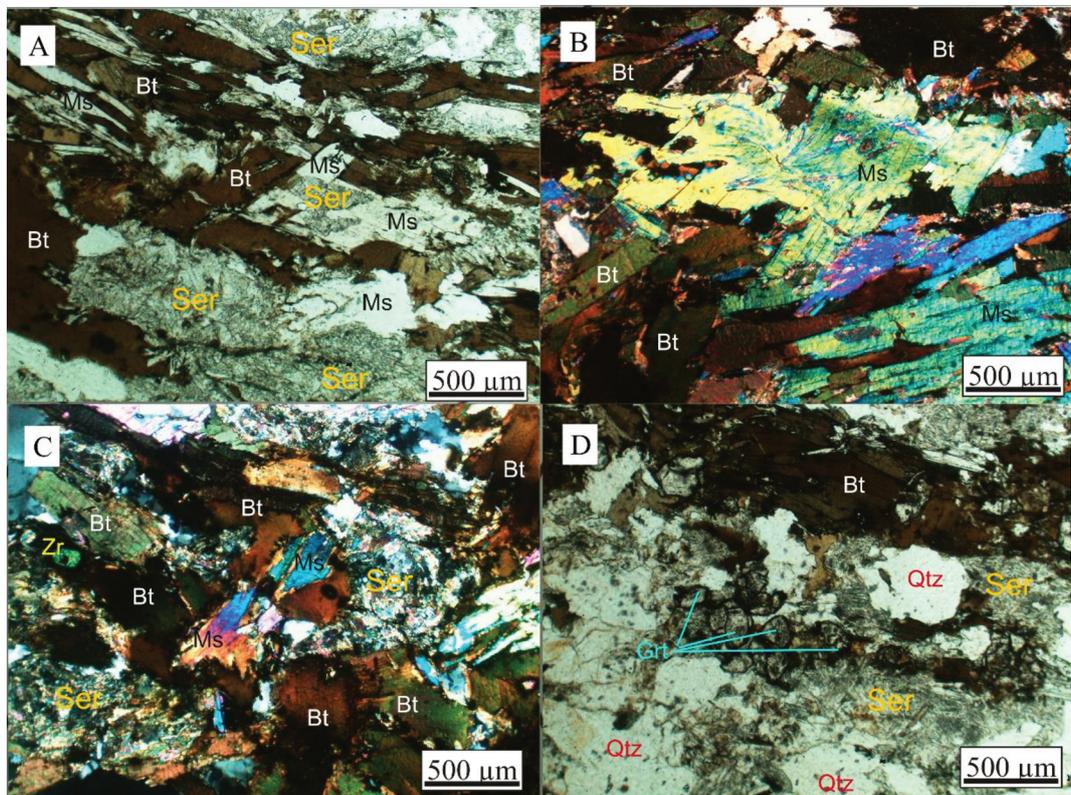
Figura 22: A) Fotomicrografia demonstrando aglomerados de quartzo (Qtz) com extinção ondulante e contatos serrilhados entre si, ocorre cristais de plagioclásio (Plag) subédricos sericitizados (Ser) e oxidados nas fraturas e planos de clivagem (NC). B) Fotomicrografia de aglomerado de quartzo (Qtz) recristalizado em baixa temperatura, com contato lobulado e irregular entre seus cristais, margeado por cristais de muscovita (Ms) e biotita (Bt) deformados e sericitizados (Ser) (NC). C) Fotomicrografia de porfiroclasto de microclínio (Mc) com inclusões de apatita (Ap) e contato lobulado com cristais de quartzo (Qtz) (NC). D) Fotomicrografia de cristais de plagioclásio (Plag) com geminação albita, extinção ondulante e contato lobulado com cristais anédricos de quartzo (NC). E) Fotomicrografia à nicóis descruzados (ND) e F) Fotomicrografia à nicóis cruzados (NC) de cristal de plagioclásio (Plag) zonado em contato com cristal de biotita (Bt) muscovitizado, o contato entre o plagioclásio e a muscovita (Ms) aparece sericitizado.



Fonte: Produção da autora

Os cristais de biotita são anédricos a subédricos com cerca de 0.4 mm, hábito plaçoide e pleocroísmo marcante em tons amarronzados (figura 23a). Apresentam halos pleocróicos ocasionados por cristais de zircão dentro das biotitas (figura 23c). Podem ocorrer consumindo cristais de granada e sendo consumidos por muscovitas formando bandas máficas (figura 23a, 23b, 23c e 23d) e formando agregados lenticulares.

Figura 23: A) Fotomicrografia mostrando cristais de biotita (Bt) sendo consumidos por cristais de muscovita (Ms) que se encontram sericitizando (Ser) (ND). B) Fotomicrografia de porfiroblasto de muscovita (Ms) com deformação intracristalina, consumindo cristais de biotita (Bt) (NC). C) Fotomicrografia de cristais de zircão inclusos em cristais de biotita muscovitizados (NC). D) Fotomicrografia de granadas granulares, alterando para biotitas (ND).



Fonte: Produção da autora

Os cristais de muscovita também ocorrem associados a bandas máficas, juntamente com a biotita e a sericita (figura 23a). São cristais subédricos de aproximadamente 0.4 a 0.6 mm e apresentam deformações intracristalinas (figura 23b). São geralmente porfiroblastos com extinção ondulante que ocorrem sericitizados nas bordas e nas estrias de clivagem, formados a partir da alteração das biotitas (figura 23a, 23b, 23c e 23d).

Os cristais de granada (figura 23d) ocorrem dispersos na lâmina, e são subédricos a euédricos, apresentam hábito granular, e tamanho variando entre 0.2 e 0.4 mm. Ocorrem

geralmente associados a bandas máficas. Podem estar alterando para biotitas em função do retrometamorfismo.

Os cristais de zircão, ocorrem associados as biotitas, formando halos pleocróicos. Apresentam tamanhos variados entre 0.01 mm e 0.07 mm. A apatita ocorre como inclusões euédricas a subédricas de até 0.1 mm nos porfiroclastos de microclínio.

A sericita ocorre como produto de alteração sobre os cristais de biotita, muscovita e principalmente sobre os plagioclásios, que também apresentam albitização e saussuritização, todos resultados do retrometamorfismo. Já os argilominerais e os óxidos-hidróxidos encontrados são resultado da alteração supergênica sobre a rocha.

5.4.3. Biotita- Anfibólio Gnaisse

Afloram localmente como corpos concordantes a foliação de biotita-muscovita xisto, na forma de *boudins* e apresentam solos um pouco mais avermelhados que os solos sobre a unidade marginal (figura 24a e 23b). O grau de intemperismo é moderado, com presença de esfoliação esferoidal e maior índice de alteração nas bordas, mantendo o núcleo bem preservado (figura 24b).

Figura 24: A) Afloramento de anfibolito na forma de boudin. B) Amostra coletada na borda do corpo aflorante, apresenta maior quantidade de plagioclásio e a estruturação gnáissica se torna visível (amostra IS11-A). C) Anfibolito com textura anastomosada. D) Cristais de quartzo centímetros apresentando-se como boudins.



Fonte: Produção da autora

São descritos como biotita-anfibólio gnaisses e se diferenciam dos anfibolitos encontrados na unidade Metassedimentar A e no Complexo Metamáfico-Metaultramáfico pela quantidade de plagioclásios (>20%). Apresentam bandamento composicional formado por bandas máficas, compostas por minerais micáceo e anfibólios e bandas félsicas compostos essencialmente por plagioclásio. Boudins de quartzo com cristais (figura 24d) de aproximadamente 5 cm também são comuns. A textura é grano-nematoblástica média.

São compostos por hornblenda (50%), plagioclásio (35%), biotita (10%), e quartzo (5%). Os cristais de hornblenda são esverdeados, subédricos com aproximadamente 1 a 2 mm. Ocorrem geralmente associado aos cristais de biotita.

Os cristais de biotita são subédricos a euédricos, com hábito placoide e tamanhos submilimétricos, ocorrem envolvendo os cristais de hornblenda o que dá o padrão anastomosado a rocha.

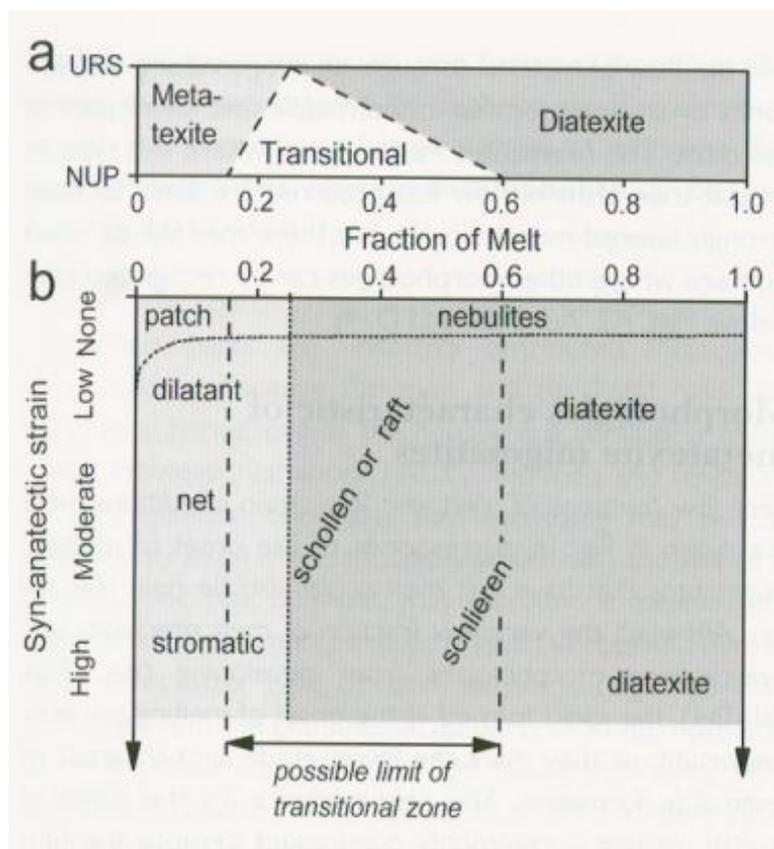
Os cristais de plagioclásio são subédricos a anédricos que formam camadas esbranquiçadas de até 1 cm segregadas de camadas máficas (compostas por biotita e hornblenda), os cristais do mineral são geralmente submilimétricos, se concentram nas bordas da rocha, próximo as capas de alteração. O quartzo ocorre como veios ou *boudins* cortando a foliação do corpo anfibolítico (figura 24d).

5.5. Unidade migmatítica

A Unidade Migmatítica aflora como uma faixa de sentido NW na parte central do mapa. Apresentando contato tectônico com a Unidade Gnáissica A à oeste e contato tectônico por falhas de empurrão com a Unidade Metassedimentar A à leste. A Unidade Migmatítica é composta por metatexitos e biotita-muscovita gnaisse.

Para a classificação e reconhecimento das estruturas migmatíticas foi utilizado as definições de primeira e segunda ordem apresentados por Sawyer (2008) no *Atlas of Migmatites*. Onde são definidos parâmetros de reconhecimento das estruturas, bem como subclassificações baseadas nas morfologias observadas em afloramento através do grau de deformação sin-anatética vs fração do fundido (figura 25).

Figura 25: Classificação esquemática dos migmatitos proposta por Sawyer (2008). A) Classificação de primeira ordem entre metatexitos, diatexitos e rochas intermediárias entre as duas. B) Sub-classificações baseado no grau de deformação sin-anatética x fração do fundido.



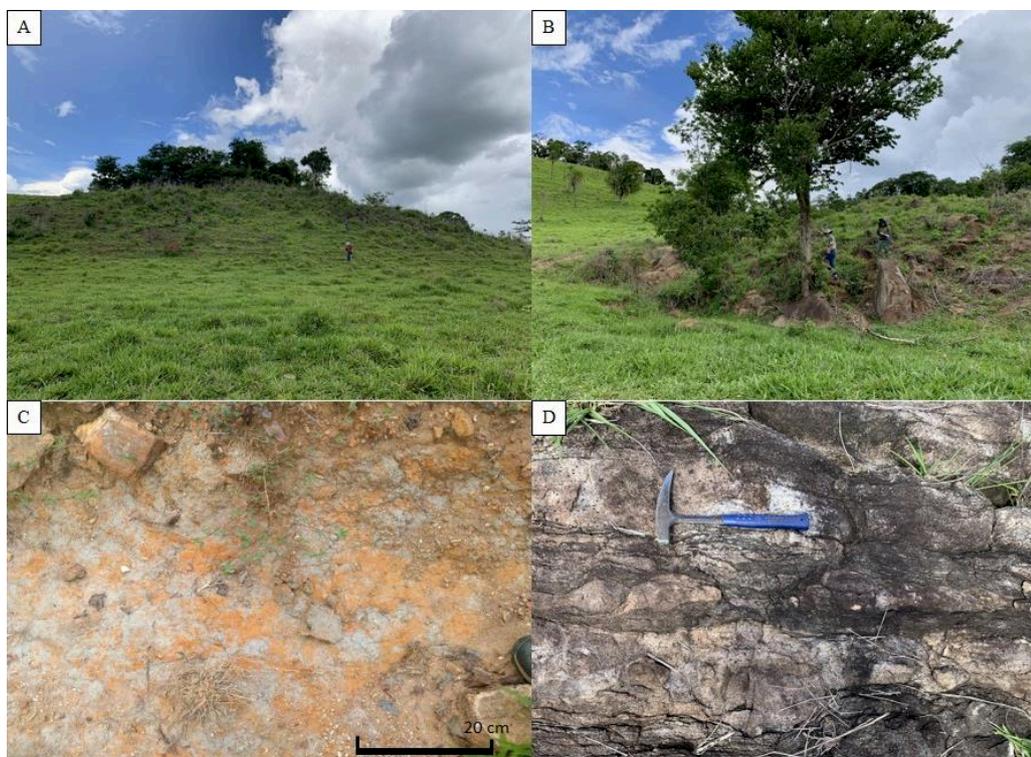
Fonte: Retirado e modificado de Sawyer (2008).

5.5.1. Granada-biotita Gnaisses (Metatexitos Estromáticos)

Os metatexitos ocorrem geomorfologicamente como colinas sinuosas com pequenos topos arredondados e alta declividade, caracterizando anomalias topográficas muito evidentes (figura 26a). Os afloramentos são geralmente em blocos (figura 26b), matacões e exposições in situ, ocorrendo ocasionalmente como saprólitos em cortes de estrada (figura 26c).

O grau de intemperismo é variado, podendo estar bem preservados quando encontrados na forma de blocos e matacões, ou bastante alterados, geralmente em exposições de estradas onde apresentam um aspecto mosqueado (figura 26c), caracterizado por uma coloração alaranjada e acinzentada, resultado do intemperismo sobre o resíduo, o leucossoma e o melanossoma.

Figura 26: A) Morros sinuoso onde aflora o litotipo (ponto IS49). B) Afloramento de blocos e matacões (ponto IS50). C) Alto grau de intemperismo em corte de estrada (ponto IS51). D) Afloramento do metatexito com padrão estromático (ponto IS49).



Fonte: Produção da autora

Apesar da grande complexidade existente nos afloramentos dessa unidade, que resultam em várias feições distintas em questão de metros ou até mesmo centímetros de distância. Foi reconhecido principalmente um metatexito estromático (figura 26d), com presença de estruturas bandadas, caracterizadas principalmente pela intercalação do resíduo, do melanossoma e do leucossoma (figura 27).

Importante ressaltar que foi realizado a petrografia de uma lâmina delgada da seção estratificada (figura 27d), na qual a rocha apresenta-se totalmente reequilibrada, sem registro de assembleias de alto grau, caracterizando um processo de gnaissificação do metatexito. A amostra IS49-G, caracterizaria então partes do neossoma com bandamento composicional entre camadas máficas, compostas por granada, biotita e sericita e camadas compostas por barras de quartzo recristalizadas cristais de plagioclásio e principalmente microclínio, que se encontram saussuritizado.

Figura 27: Afloramentos do ponto IS49, R=resíduo, M=melanossoma e L=leucossoma. A) Bolsão de quartzo apresentando boudinagem. B) Estrutura estromatica com bolsões de quartzo C) Leucossoma com granadas euédricas de quase 2 cm. D) Amostra IS49-G, toda estratificada, caracterizando o leucossoma in situ e o melanossoma.



Fonte: Produção da autora

5.5.1.1. *Resíduo*

O resíduo descrito em afloramento, caracteriza uma biotita gnaiss de coloração amarronzada (figura 28), com textura granoblástica e granulação média, com o aumento da granulação provavelmente associado as condições de temperatura e fusão que afetou a rocha. Se diferenciam dos gnaisses encontrados na Unidade Gnáissica A pela menor quantidade de muscovitas.

A estrutura é folheada, marcada pelos cristais de biotita, mas o alto grau de deformação sin-anatética em muitos locais obstruiu a foliação original impossibilitando que seja feitas medidas estruturais.

Figura 28: A) Resíduo (rosado) cortado pelo neossoma com aumento da granulometria em direção a borda do afloramento B) Detalhe do resíduo aumentando a granulação.



Fonte: Produção da autora

A composição do resíduo é caracterizada por biotita, quartzo e feldspato, as granadas e a muscovita ocorrem como minerais acessórios e o único mineral de alteração identificado nos afloramentos foram argilominerais resultado do intemperismo sobre os feldspatos.

A biotita ocorre como pequenos cristais submilimétricos na matriz granoblástica e quartzo-feldspática da rocha, são geralmente cristais subédricos a anédricos com hábito placoide.

O quartzo no paleossoma é anédrico e granular com tamanhos variados, ocorre geralmente associado a cristais de feldspato.

O feldspato ocorre como cristais anédricos a subédricos de tamanho submilimétrico, coloração rosada e associados aos quartzos.

Os cristais de granada são euédricos e apresentam tamanhos variados, apresentado desde dimensões submilimétricas a centimétricas (com algumas apresentando até 3 cm).

5.5.1.2. *Melanossoma*

O Melanossoma é caracterizado por serem bandas máficas nos afloramentos, se comportando como camadas mais competentes, margeando o leucossoma (figura 29a). Apresentam textura grano-lepidoblástica fina a média, estrutura folheada, marcada pela disposição dos cristais de biotita (figura 29b) e são compostos principalmente por biotita, feldspato e granadas.

Os cristais de biotita são subédricos a euédricos e apresentam tamanhos variados (0.3 a > 0.1 mm), com hábito placoide irregular e pleocroísmo marcante variando entre tons

claros e escuros de marrom. Ocorrem sempre nas barras ou lentes compostas por quartzo, plagioclásio e microclínio, associados a sericita e granadas. Comumente podem ocorrer consumindo cristais de granada como resultado do retrometamorfismo, as biotitas também ocorrem sericitizando, o que pode significar um segundo evento retrometamórfico sobre a unidade, ou então a intensificação do retrometamorfismo.

Os cristais de plagioclásio são geralmente euédricos com hábito tabular e até 3 mm de tamanho, a coloração é branca. Encontram-se com albitização e sericitização bem desenvolvida. Pequenos cristais de epidoto ocorrem como subproduto destes processos.

Os cristais de granada são porfiroblastos euédricos com dimensões entre 1 mm e 2 mm, ocorrem associadas as bandas máficas, são cristais arredondados. Encontram-se bastante fraturados com inclusões de quartzo intracristalinas e intercrescimento de biotitas, em muitos casos consumindo os cristais de granada.

Figura 29: A) Melanossoma (bandas pretas) estratificado com o leucossoma. B) Amostra IS49-G, com o melanossoma margeando o leucossoma. C) Fotomicrografia destacando a estratificação da rocha em microescala, com bandas máficas caracterizadas por granada, biotita e sericita separados de barras de quartzo recristalizados (ND). D) Fotomicrografia de cristal de granada sendo consumido por um cristal de biotita, caracterizando o retrometamorfismo e que se apresenta alterado para óxido-hidróxido de ferro nas bordas, resultado do intemperismo (ND).



Fonte: Produção da autora

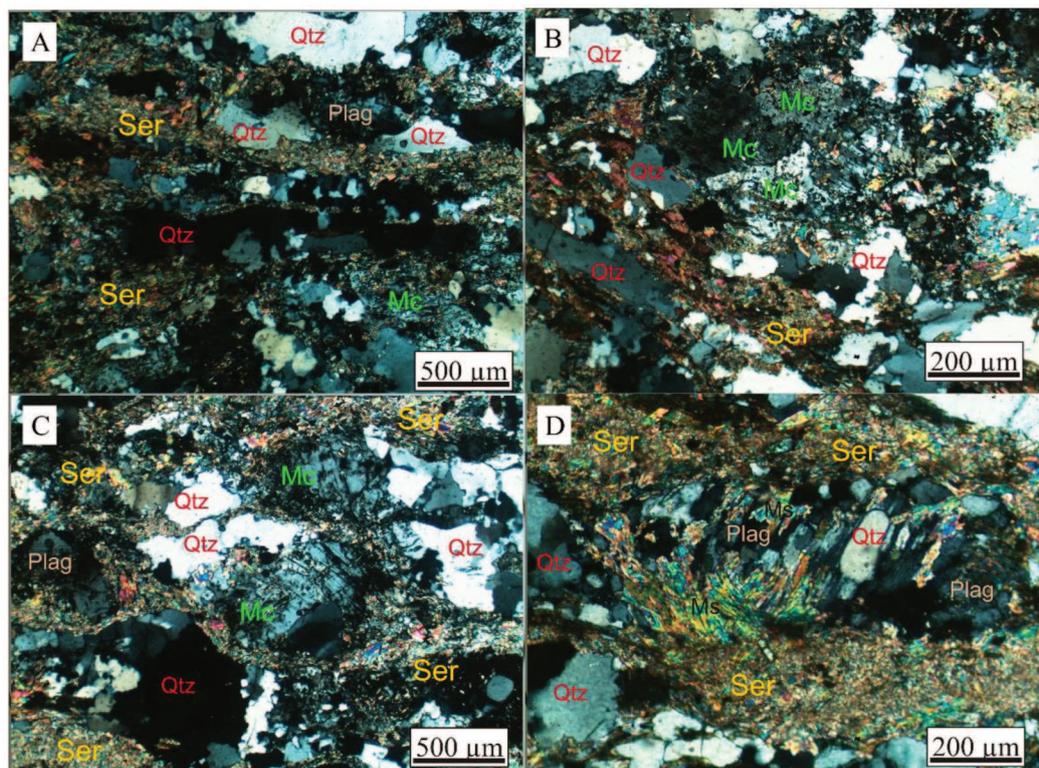
5.5.1.3. *Leucossoma*

O leucossoma ocorre tanto *in situ* quando formam partes do fundido que se cristalizou no mesmo local onde se formou, sendo resultado apenas da segregação das partes leucocráticas e melanocráticas, como observado na amostra IS49-G (figura 29c e 30). Quanto *in source*, onde é resultado da cristalização do fundido, ou parte dele, que migrou para fora de onde foi formado, mas continua próximo ao seu local de origem (Sawyer, 2008).

Em seção delgada da amostra IS49-G, observada na figura 30, é possível perceber camadas félsicas compostas principalmente por quartzo, plagioclásio e microclínio recrystalizadas e com extinção ondulante.

É possível que esses minerais representem partes do leucossoma “*in situ*” que se recrystalizou lentamente, sendo segregado das camadas máficas (figura 29), e posteriormente passou por um processo retrometamórfico muito intenso, responsável pela muscovitização dos plagioclásios e consequente sericitização das muscovitas e sericitas.

Figura 30:A) Fotomicrografia mostrando a segregação das camadas compostas por sericita e outra composta por barras de quartzo recrystalizadas. B) Fotomicrografia Mostrando cristais de microclínio (Mc) recrystalizado em cuspide, com extinção ondulante e saussuritizados. C) Fotomicrografia de cristais de quartzo, plagioclásio, e microclínio com intenso saussuritização formando camadas segregada de camadas compostas por sericita. D) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio muscovitizado e consequentemente sericizado nas bordas, com presença de gotas de quartzo lobuladas.



Fonte: Produção da autora

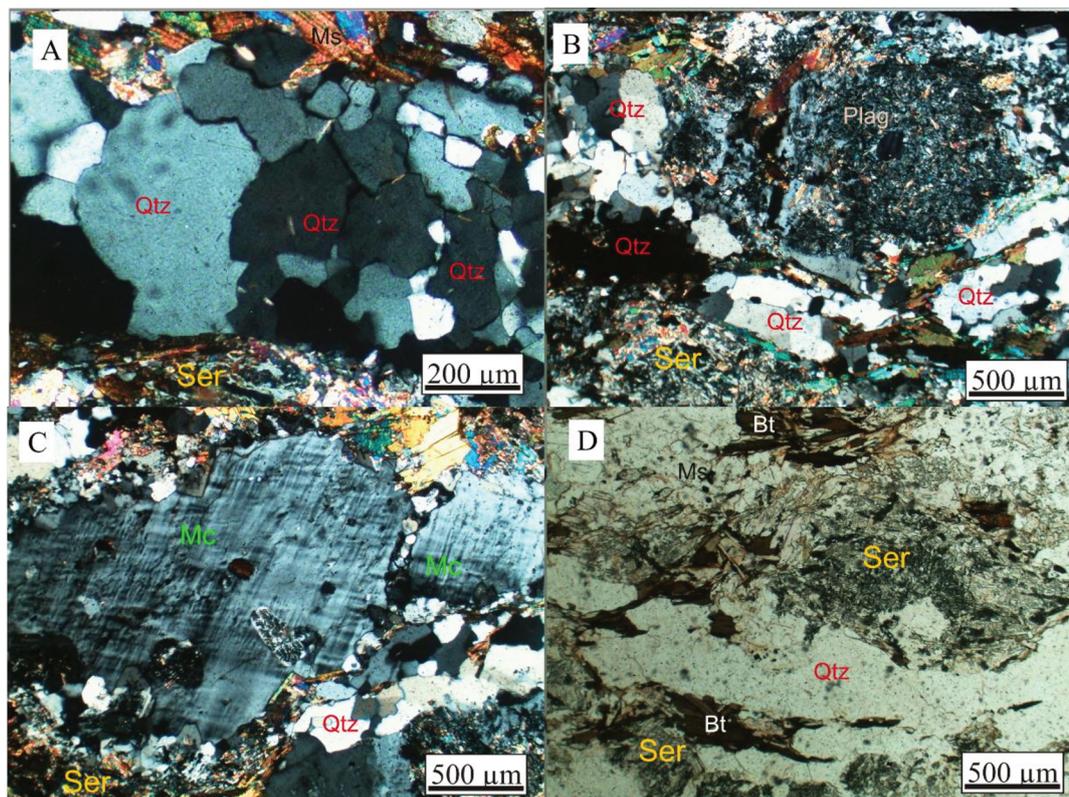
5.5.1.3.1. Leucossoma “in source”

O leucossoma “*in source*”, ocorre como partes félsicas com continuidade lateral nas rochas bandadas. As bandas esbranquiçadas apresentam tamanhos variados podendo ser finas camadas milimétricas até camadas de aproximadamente 10-15 cm de espessura. A estrutura é maciça, a textura granoblástica média e suas paragêneses encontram-se reequilibradas. É composto por quartzo (30%), plagioclásio (25%), feldspato potássico (20%), biotita (15%), muscovita (3%), como acessórios ocorrem o rutilo e a apatita e como secundários o epidoto, sericita, a albita e óxidos de ferro.

Quando plotados no diagrama de QAP (STRECKEISEN, 1979), apresentam Q=40%, A=27% e P=33% caracterizando composições monzograníticas.

Os cristais de quartzo são euédricos a subédricos de 0.05 mm até 0.1 mm, ocorrem como na forma de barras ou lentes recristalizadas, com extinção ondulante, e presença de contato poligonal em alguns cristais (figura 31a).

Figura 31: A) Fotomicrografia dos cristais de quartzo recrystalizados com contatos poligonais (NC). B) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio sericitizado, com inclusões de apatita (NC). C) Fotomicrografia de porfiroclasto de Microclínio muito alterado nas bordas (NC). D) Fotomicrografia de cristais de Biotita e muscovita associados a cristais de plagioclásio alterados, as biotitas apresentam muscovitização resultado do retrometamorfismo e também ocorrem alterando para óxidos-hidróxidos de ferro (ND).



Fonte: Produção da autora

Os cristais de plagioclásio (figura 31b) ocorrem geralmente de forma granular associados aos cristais de quartzo e envolvidos pelas biotitas, são submilimétricos, com cerca de 0.2 mm, anédricos a subédricos e apresentam extinção ondulante. Podem ocorrer como pequenos cristais dentro dos cristais de microclínio, neste contexto apresentam perfitas. Encontram-se bastante alterados, com cristais albitizados e saussuritizados.

O microclínio (figura 31c), ocorre como cristais subédricos, com hábito tabular e como porfiroclastos de até 1 mm, também ocorrem como pequenos cristais de 0.2 mm associados aos cristais de quartzo. Apresentam inclusões de quartzo nos cristais de plagioclásio que se encontram sericitizados e raramente biotitas. Seus contatos com os cristais de quartzo e plagioclásio são lobulados e irregulares, com as micas, apresenta contato reto.

Os cristais de biotita são subédricos de aproximadamente 0.4 mm, são cristais amarronzados/acastanhados, com formato placoide. Ocorrem associados aos cristais de

plagioclásio alterados e apresentam oxidação nas bordas dos cristais e nas estrias de clivagem (figura 31d). Os cristais de muscovita são euédricos a subédricos de aproximadamente 0.2 mm, ocorrem associados as biotitas ou nas bordas dos cristais de plagioclásio sericitizados.

5.5.2. *Biotita-Muscovita Gnaisse*

A rocha ocorre à leste da Unidade Migmatítica em contato com a Unidade Metassedimentar A. Geomorfologicamente se assenta sobre vertentes de alto declive e com alto grau de dissecação. Seus afloramentos são diversos como blocos e matacões (figura 37a), lajedos em drenagens (figura 32b) ou como exposições de saprólito em corte de estradas e ao longo das encostas (figura 32d).

O grau de intemperismo é variado e se manifesta de forma distinta no litotipo descrito, apresenta uma coloração avermelhada e em estágios mais avançados de intemperismo um tom quase ocre, devido a maior quantidade de minerais máficos (figura 32c) ou então uma coloração mais esbranquiçada e um aspecto sedoso em função da grande presença de caulim (figura 33a).

Figura 32: A) Afloramento em blocos (ponto IS66). B) Afloramento na forma de lajedos em drenagem (ponto IS67). C) Porfiroblastos de K-F subédricos, orientados e cisalhados (ponto IS18). D) Afloramento muito intemperizado (ponto IS05).



Fonte: Produção da autora

A rocha apresenta coloração esbranquiçada, textura grano-lepidoblástica grossa, com porfiroblastos de K-feldspato de até 4 cm, tabulares, margeado por bandas micáceas (figura 32c e 33c). Suas composições se assemelha as encontradas no leucossoma dos metatexitos da Unidade Migmatítica.

A estruturação é marcada pela orientação dos cristais de biotita, caracterizando uma foliação de cisalhamento, que circunda os cristais de k-feldspato, que por sua vez se apresentam levemente orientados paralelamente a direção principal observada (figura 33c). Não é incomum ao longo dos afloramentos se observar variação no tamanho dos cristais (figura 33b), caracterizando para o litotipo granulometrias médias a grossas.

Figura 33: A) Amostra bastante intemperizada (amostra IS63-A). B) Amostra menos intemperizada (amostra IS63-B). C) Amostra mostrando o contato entre uma granulometria mais grossa (escura) e uma mais fina (clara) (amostra IS63-C). D) Amostra de granulometria e cisalhada, relativa a bolsões dentro do litotipo (amostra IS67).



Fonte: Produção da autora

É composto por quartzo (33%), plagioclásio (30%), k-feldspato (18%), muscovita (10%) e biotita (6%) essencialmente, podendo ocorrer zircão como mineral acessório e clorita, clinzoisita, caulim, óxidos de ferro e argilominerais como minerais secundários.

Quando plotados no diagrama de QAP (STRECKEISEN, 1979), apresentam Q=39%, A=23% e P=38%, indicando composições monzograníticas.

Os cristais de quartzo são anédricos a subédricos com cerca de 0.2 mm a 0.3 mm. Apresentam extinção ondulante e recuperação de contato, é possível observar que em alguns locais o quartzo encontra-se totalmente recristalizado, apresentando contato poligonal entre seus cristais (figura 34a).

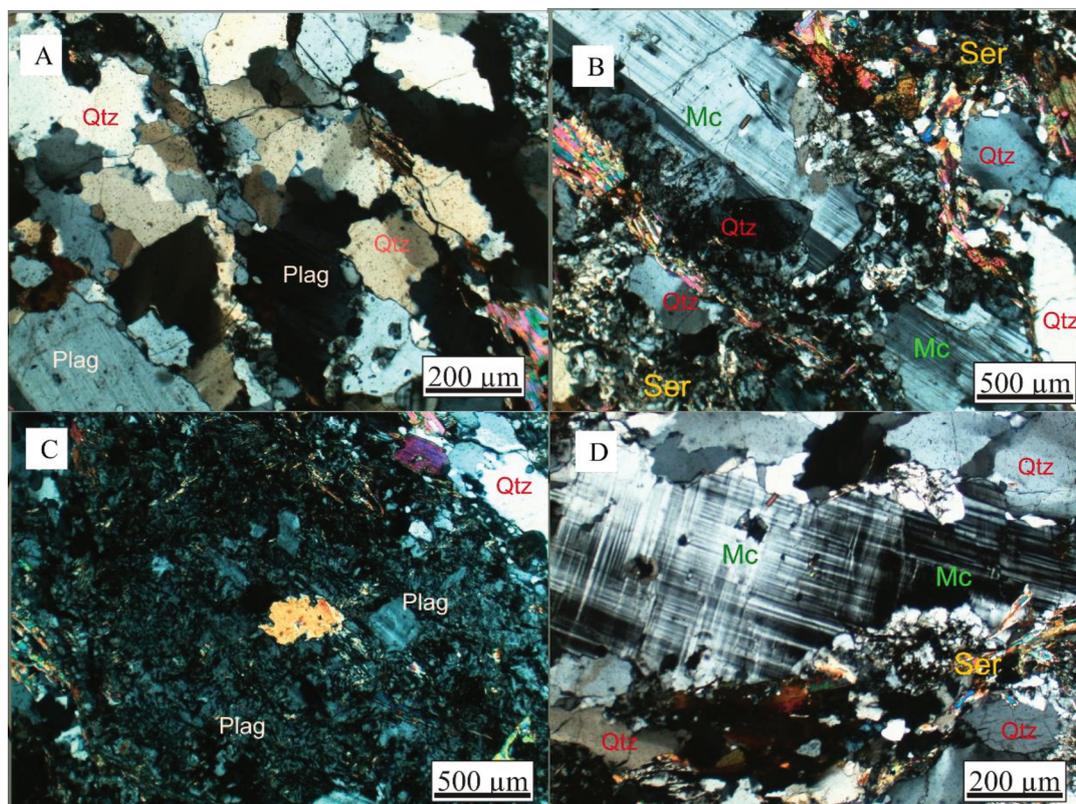
Os cristais de plagioclásio são anédricos e apresentam entorno de 0.4 a 0.5 mm. Encontram-se quase que completamente alterados para albitas (figura 34b) com presença de sericitização e epidotização como subprodutos (figura 34c). Podem ocorrer também como cristais menores dentro de porfiroclastos de microclínio, onde se apresentam subédricos a anédricos. Devido a alteração supergênica, ocorrem em afloramentos mais atingidos pelo intemperismo totalmente alterados para o caulim.

Os cristais de microclínio, são caracterizados por porfiroclastos com alta taxa de deformação nas bordas dos cristais, geralmente compostos por quartzo recristalizado e sericita (figura 34d). São cristais subédricos de aproximadamente 0.7 mm, hábito tabular e apresentam extinção ondulante com recuperação de contato

Os cristais de muscovita são subédricos, placoides, apresentam no máximo 0.2 mm. Se localizam nas bandas de deformação ou bordas de alteração dos cristais de plagioclásio (figura 34b) sempre associados a cristais de biotita. Apresentam sericitização como resultado do retrometamorfismo atuante sobre a rocha.

Figura 34: A) Fotomicrografia dos cristais de quartzo com recuperação de contato e extinção ondulante (NC). B) Fotomicrografia de porfiroclasto de Microclínio com geminação albita bem desenvolvida de deformação intensa na borda do cristal (NC). C) Fotomicrografia de plagioclásio

saussuritizado (NC). D) Fotomicrografia de porfiroclasto de microclínio, consumido nas bordas e recristalizado por pequenos cristais de quartzo nas bordas (NC).



Fonte: Produção da autora

Os cristais de biotita apresentam pleocroísmo marcante em tons castanho-esverdeado-amarronzado. São cristais subédricos a anédricos de aproximadamente 0.3 a 0.4 mm que ocorrem associados as muscovitas, marcando a deformação. Apresentam halos pleocróicos devido a presença de zircão dentro dos cristais. Altera-se para argilominerais devido ao intemperismo.

5.6. Unidade gnáissica B

É composta por um biotita gnaisse bastando deformado e cisalhado. É caracterizada principalmente pelo solo branco e arenoso, evidente na imagem de satélite, destacando-se um corpo elíptico, alongado no sentido N-S e atravessado por falhas.

5.6.1. Biotita Gnaisse

O biotita gnaisse ocorre geomorfologicamente na forma de morros convexos de topo arredondado, sinuosos, com alta declividade e nível de dissecação moderado. Ravinas ficam evidentes ao longo das encostas, e os afloramentos ocorrem principalmente na forma

de blocos ou lajedos em cortes de estrada (figura 35a, 35b e 35c), quando encontrados em encostas apresentam-se como saprólitos (figura 35d).

Figura 35: A) Afloramento em blocos em meio ao pasto (ponto IS21). B) Afloramento orientado, com a rocha orientada no sentido do cisalhamento, para NE (ponto IS19). C) Afloramento na forma de lajedos na drenagem (ponto IS55). D) Ravina com saprólito aflorando (ponto IS56).



Fonte: Produção da autora

O grau de intemperismo é moderado a alto, com afloramentos em blocos bem preservados, mas exposições em encostas ocorrem comumente como saprólitos. Quando alterada, a rocha apresenta uma coloração acinzentada, mosqueada em tons amarelados (figura 36d). As estradas de terra sobre a unidade são muito arenosas e irregulares, com lajedos fraturados e intemperizados pavimentando-as.

O biotita gnaisse, possui coloração cinza clara e estrutura cisalhada, às vezes isotrópica, marcada pela orientação dos cristais de muscovita, que geralmente constituem aglomerados ondulados. Também foram afetados pela deformação, os cristais de quartzo e feldspato que se apresentam alongados no sentido da foliação. A textura é granoblástica fina, com cristais <1 mm.

Figura 36: A) Amostra IS21-A. B) Amostra 21-A cortada perpendicular a foliação. C) Amostra IS21-A levemente estruturada e com textura granoblástica. D) Amostra IS55-A de coloração amarelada devido ao intemperismo



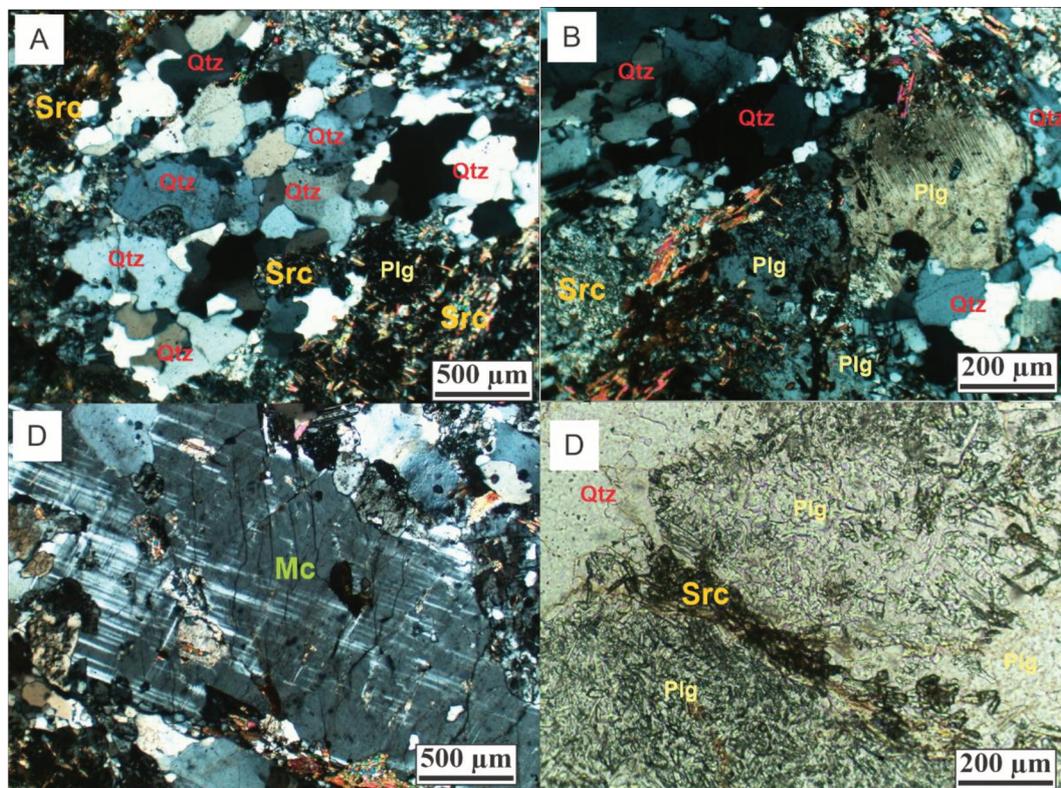
Fonte: Produção da autora

A rocha apresenta foliação de cisalhamento, e textura granoblástica com granulação fina a média. A rocha apresenta em alguns locais variação na quantidade de muscovitas, ocasionado pela presença de alterações hidrotermais na rocha, processo evidenciado pela presença de dois tipos de muscovitas distintos, tanto cristais menores presentes na composição original da rocha, quanto porfiroblastos resultado da percolação de fluidos.

A rocha é composta por plagioclásio (40%-30%), quartzo (35-30%), microclínio (20%), muscovita (30-5%), biotita (7 - >1%), ocorre como minerais acessórios a apatita e o zircão. A sericita e a clinozoisita são resultado do retrometamorfismo e o caulim do intemperismo. Segundo a relação de quartzo (33%), feldspato alcalino (22%) e plagioclásio (45%), plotadas no diagrama de QAP (STRECKEISEN, 1979), o biotita gnaiss teria uma composição granodiorítica.

Os cristais de quartzo são anédricos a subédricos, variando entre 0.4 e 0.8 mm, que formam agregados levemente deformados e alongados de acordo com a foliação. Apresentam extinção ondulante e recuperação de contato (figura 37A).

Figura 37: A) Fotomicrografia de cristais de quartzo, recristalizados e com extinção ondulante, apresentando contato lobulado entre si (NC). B) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio recristalizado e saussuritizado (NC). C) Fotomicrografia de porfiroclasto de Microclínio microfraturado com presença de inclusões de quartzo e bordas recristalizadas (NC). D) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio saussuritizado a nicóis descruzados, mostrando os cristais de epidoto resultado desse processo (ND).

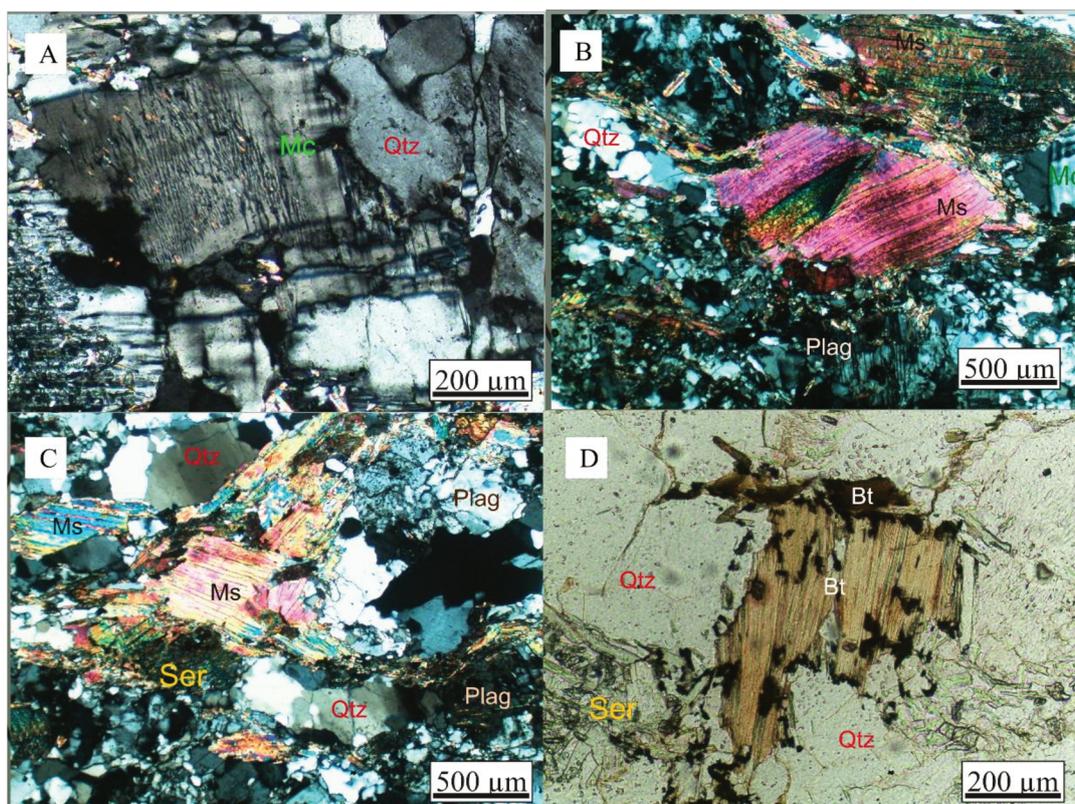


Fonte: Produção da autora

Os cristais de plagioclásio são prismáticos, subédricos a anédricos, de tamanhos variando entre 0.2 e 0.7 mm. Apresentam extinção ondulante e se encontram extremamente alterados por processos de albitização, sericitização e epidotização que consomem o núcleo e as bordas dos cristais (figura 37b e 37d). Estão comumente associados aos cristais de quartzo e de microclínio em bandas félsicas.

Os cristais de microclínio, são prismáticos, subédricos a euédricos, com tamanhos variados, podendo ocorrer como pequenos cristais de 0.1 a 0.5 mm, que ocorrem junto a pequenos cristais de quartzo, ou então como porfiroclastos subédricos de quase 1.3 mm (figura 37c). Apresentam zonação, extinção ondulante, pertitas (figura 38a) e inclusões de quartzo. Também apresentam alteração com o desenvolvimento de sericitização nas suas bordas e em planos de fratura dentro do cristal.

Figura 38: A) Fotomicrografia de porfiroclasto de microclínio com pertitas (NC). B) Fotomicrografia de porfiroblasto de muscovita (micafish) (NC). C) Fotomicrografia de porfiroblasto de muscovita com *Kick-band* (NC). D) Fotomicrografia de cristal de biotita com presença halos pleocróicos resultado de emissões radiogênicas ocasionadas por cristais de zircão que se encontram no núcleo destes halos (ND).



Fonte: Produção da autora

Os cristais de muscovita são anédricos a euédricos e ocorrem de duas formas diferentes. Podem ocorrer como cristais anédricos, menores que 0.1 mm, que se organizam como agregado e ocorrem associados a sericita. Ou, na forma de porfiroblastos euédricos a subédricos, com dimensões entre 0.4 e 0.7 mm, sendo que alguns cristais formam *micafish* (figura 38b) e outros *kink-band* (figura 38c). Esses porfiroblastos se encontram pouco alterados e exibem leve pleocroísmo verde claro a incolor.

Os cristais de biotita são anédricos a subédricos e apresentam de 0.05 a 0.2 mm, são cristais com pleocroísmo marcante variando entre tons acastanhados e amarronzados (figura 38d), que se encontram bastante alterados nas bordas para pequenos cristais de muscovitas. Apresentam também halos pleocróicos, ocasionados por cristais de zircão.

Como minerais acessórios ocorrem zircões (<1 mm), envolvidos por cristais de biotita e também apatitas, que geralmente ocorrem associadas aos cristais de feldspatos, tanto os alcalinos quanto os plagioclásios, na forma de inclusões intracristalinas.

Cristais como os de sericita e epidoto, ocorrem como resultado da saussuritização dos plagioclásios e em menor grau do microclínio e configuram o processo de retrometamorfismo sobre a rocha. Já os argilominerais, o caulim e os óxidos e hidróxidos de ferro são resultado do intemperismo atuante sobre a rocha.

6. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A análise dos dados estruturais coletados nas etapas de campo resultou na identificação de dois domínios estruturais distintos. Apesar de apresentarem direções muito distintas entre as suas foliações principais, o contato entre os dois domínios identificados não é claro, sendo descrito então como um contato tectônico inferido

O primeiro domínio descrito, é o noroeste que é caracterizado pela Unidade Metassedimentar B. Foram identificadas nessa parte uma fase de deformação dúctil (D_n), marcada pelo desenvolvimento da foliação principal (S_n).

O outro domínio identificado é o domínio sudeste que abrange quase 90% da totalidade da área e é caracterizado pelas unidades Gnáissica A, Gnáissica B, Migmatítica, Metassedimentar A e o Complexo Metamáfico-Metaultramáfico. Foram identificadas nessa parte três fases de deformação dúcteis (D_{n-1} , D_n e D_{n+1}), responsáveis respectivamente pela formação da primeira foliação (S_{n-1}), observada no bandamento composicional dos xistos e que aparece truncado pela foliação principal (S_n), marcada pela direção plano axial da crenulação vista nos xistos e do bandamento gnáissico observado nas rochas quartzo-feldspáticas.

A última fase de deformação identificada ocorre localmente na área e está associada a zonas de cisalhamento, com a formação de foliações de cisalhamento (S_{n+1}), observada nos gnaisses, concordante a S_n observada no domínio NW.

6.1. Domínio Noroeste

As rochas, presentes na área refletem estruturas planares e lineares, resultado da deformação (D_n) observada. São caracterizadas desenvolvimento da foliação principal (S_n), marcada por finas bandas compostas por quartzo e feldspato orientadas de forma concordante a compostas essencialmente por cristais filossilicáticos, sericita e raramente alguns cristais de muscovita e biotita.

6.1.1. Dn

A deformação principal observada na área é responsável por desenvolver a foliação principal (S_n) uma foliação de crenulação caracterizada por microdobras apertadas e abertas que afetam as foliações pretéritas, na maioria dos casos transpondo completamente. A S_n é caracterizada por uma xistosidade fina a média, dominada pelos cristais de filossilicatos dispostos na direção da foliação.

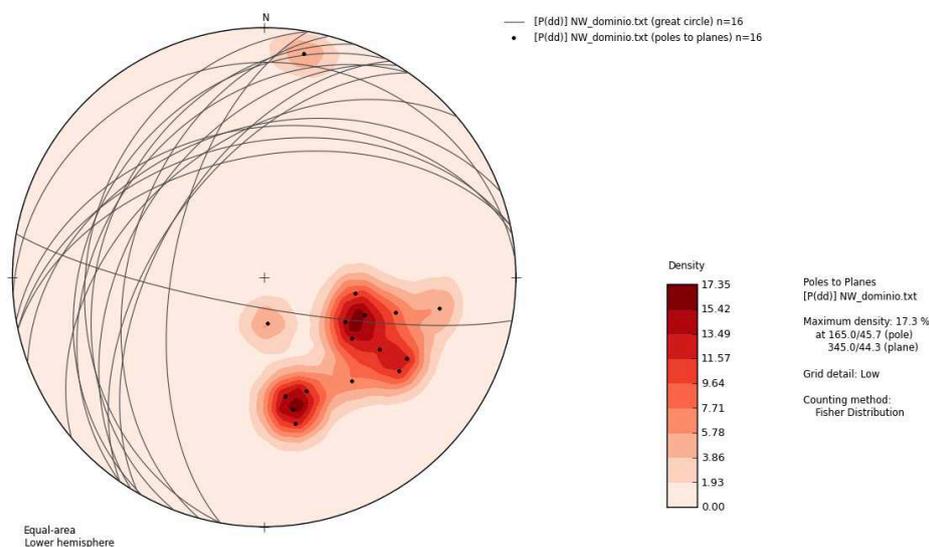
Figura 39: A) Cristais de muscovita dispostos na foliação. B) Amostra com foliação de crenulação.



Fonte: Produção da autora

As atitudes medidas encontram-se restritas ao quadrante NW (figura 39c), apresentando uma direção geral NE-SW com atitude média de (345/44). Observa-se uma leve dispersão devido a pequenas variações locais do ângulo de mergulho e um padrão em guirlanda perturbações da foliação. A lineação mineral (Lm), se torna visível em alguns pontos e é marcada por cristais euédricos a subédricos de muscovitas, orientados para NE (52/05).

Figura 40: Estereogramas da S_n do domínio NW, apresenta $n=16$ (número de medidas) e direção média 345/44.



Fonte: Produção da autora

6.2. Domínio Sudeste

Este domínio é caracterizado pelas unidades Gnáissicas A e B, Migmatítica, Metassedimentar A e o Complexo Metamáfico-Metaultramáfico que juntas refletem uma extensa e complexa história evolutiva lito-estrutural, isso devido à grande diversidade de litotipos imbricados tectonicamente uns aos outros.

A primeira deformação (D_n) é responsável por formar a foliação principal (S_n), observada no bandamento gnáissico e na xistosidade da unidade Metassedimentar A. A segunda deformação observada em campo (D_{n+1}) é observada localmente ao longo da área, corresponde a foliações de cisalhamento (S_{n+1}) concordantes a S_n do domínio NW.

6.2.1. D_{n-1}

A primeira fase de deformação é responsável por formar acamamento sedimentar observado localmente nos xistos (S_{n-1}), com direção NW-SE e mergulhos altos (46/70). Devido a deformação e ao metamorfismo progressivo sobre as rochas do domínio SE a foliação S_{n-1} encontra-se praticamente toda transposta, sendo preservada raramente em alguns locais, como no ponto IS53, onde ocorre truncada pela S_n .

Figura 41: Biotita-muscovita xisto com presença de bandamento composicional incipiente, com bandas quartzo-feldspáticas e argilominerais.



Fonte: Produção da autora

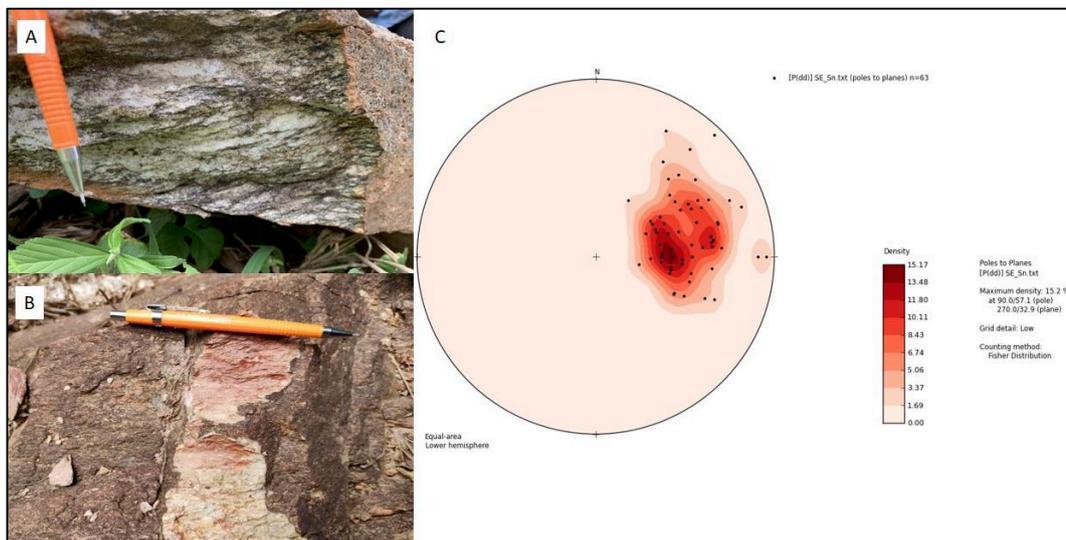
6.2.2. *Dn*

A segunda fase de deformação (*Dn*) é responsável por formar a foliação principal (*Sn*), caracterizada nos gnaisses pelo bandamento, com a separação entre bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e máficas (compostas geralmente por clorita, biotita, muscovita e/ou granada), sendo essa última com orientação dos filossilicatos.

Nos xistos da Unidade Metassedimentar A, a *Sn* se caracteriza pela xistosidade média a fina com orientação dos cristais de muscovita e biotita preferencialmente, ocorre também lentes de quartzo centimétricas alongadas de acordo com a foliação. É possível também observar em alguns locais deformação dos anfibolitos, com cristais achatados e alongados no sentido da *Sn*.

As atitudes encontradas no domínio SE refletem direções N-S com atitude média de (270/32), é possível observar grande tendência NW-SE com mergulhos médios também, refletindo uma pequena variação NW-N na direção da *Sn* que pode, ou não, representar mudança na direção dos esforços durante da deformação principal.

Figura 42: A) Foliação observada no bandamento composicional nos xistos. (Ponto IS31) B) S_n presente na xistosidade nos afloramentos de biotita-muscovita xisto (ponto IS05). C) Estereogramas da S_n observada no domínio sudeste, com $n=63$ (número de medidas) e atitude média 270/33.



Fonte: Produção da autora

Foram descritas dentro do domínio algumas lineações, como as de intersecção (L_i) e mineral (L_m), veios preenchidos por quartzo e porfiroblastos de quartzo deformados, alongados e/ou rotacionados de acordo com a deformação. A lineação mineral, observada também na unidade Metassedimentar A, é marcada pela direção dos cristais de muscovita no plano da foliação S_n , apresenta atitude (337/05).

Os porfiroblastos de quartzo encontrados na unidade Gnáissica A, apresentam se alongados e achatados (358/03), é possível também que encontrar porfiroblastos rotacionados indicando sentido de movimento dextral. Veios preenchidos por quartzo são comuns por todo o domínio, ocorrem concordantes quando vistos na unidade Metassedimentar A e com direções diversas sem padrão aparente nas unidades Gnáissicas A e B.

6.2.3. D_{n+1}

A segunda fase de deformação é responsável pelo desenvolvimento de foliações de cisalhamento (S_{n+1}) encontradas localmente na área de estudo, duas direções foram descritas a primeira para E-W ocorre junto a Unidade Migmatítica (figura 40b) e a segunda de direção NE-SW que ocorre na unidade Gnáissica B (figura 41c). Devido a insuficiência

de dados acerca dessas foliações, torna-se difícil posicioná-las no curso evolutivo da área. O que se pode afirmar é que as S_{n+1} se limitam a unidades litoestratigráficas diferentes.

Dentro da Unidade Migmatítica os biotita gnaisses, que afloram no contato com a unidade Metassedimentar A, apresentam direção de cisalhamento quase E-W com baixo mergulho (15/25), ocorrem cisalhando falhas e deformando toda a rocha.

Figura 43: A) Afloramento em fundo de vale do biotita-muscovita gnaisses, bastante fraturado (ponto IS67). B) Amostra de biotita-muscovita gnaisses com estrutura cisalhada (ponto IS66).



Fonte: Produção da autora

A outra direção de cisalhamento descrita é observada ao longo da unidade Gnáissica B, onde é possível encontrar afloramentos orientados na direção da foliação de cisalhamento e veios de quartzo cisalhados. A S_{n+1} na unidade Gnáissica B apresenta uma direção NE-SW com baixo mergulho (336/20).

Figura 44:A) Afloramento de biotita gnaisse da Unidade Gnáissica B, todo orientado (ponto IS19). B) Amostra com foliação de cisalhamento (amostra IS19). C) Veio de quartzo intemperizado de direção 20/70, cisalhado (ponto IS56).



Fonte: Produção da autora

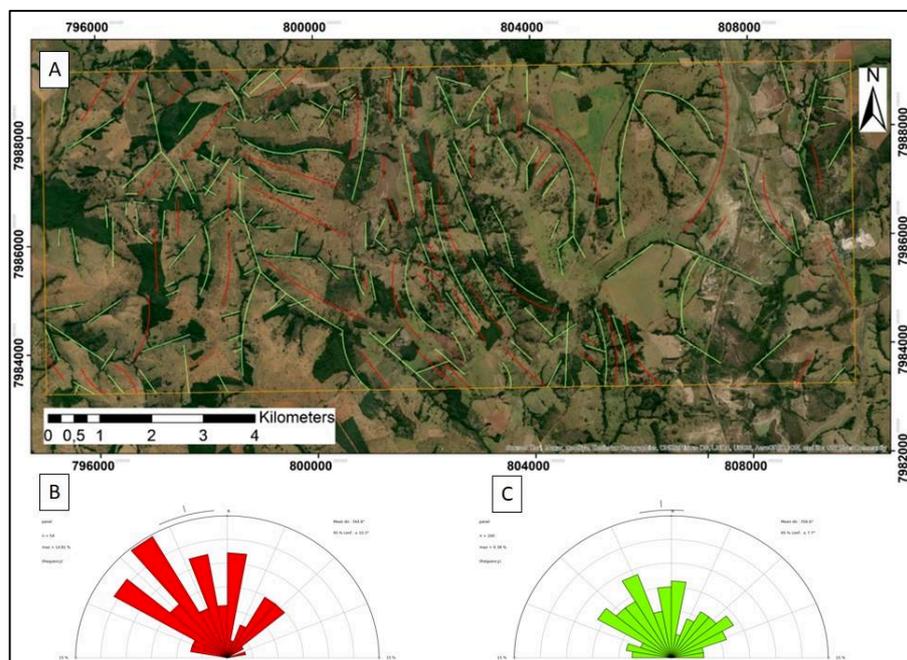
6.3. Falhas e fraturas

Falhas e fraturas são recorrentes em toda a área mapeada, estando presente nos dois domínios discutidos acima. As fraturas de forma geral representam uma fase importante da deformação, pois podem caracterizar diferentes processos e momentos da evolução geológica de uma região, a depender da intensidade da tensão exercida. São estruturas planares que caracterizam interação de tração, alívio ou cisalhante entre dois blocos.

Apesar da extensa discussão acerca da nomenclatura ideal para se referir a estruturas lineares rúpteis (ZERFASS & CHEMALE JR, 2011; FOSSEN, 2012), neste trabalho tais estruturas serão tratadas como fraturas e falhas de forma geral. Fraturas quando não apresentarem aparente movimento entre os blocos e falhas quando se observar a presença de movimento, as falhas podem ainda serem caracterizadas como falhas normais, quando ocorre distensão ou então falhas de cisalhamento, quando ocorre compressão.

No tratamento das fraturas e dos lineamentos efetuado neste trabalho, inicialmente procurou-se identificar os lineamentos estruturais positivos e negativos mais proeminentes (figura 37). O traçado dos lineamentos estruturais durante a fotointerpretação permitiu, através da observação do comportamento das drenagens o reconhecimento de aspectos tectônicos da região (ARCANJO, 2011).

Figura 45: Lineamentos estruturais da área de estudo, A) lineamentos traçados sobre a poligonal de estudo. B) Diagrama de roseta dos lineamentos negativos. C) Diagrama de Roseta dos Lineamentos positivos.



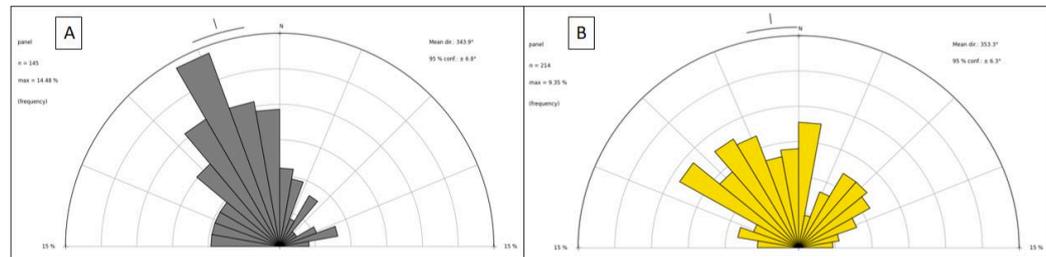
Fonte: Produção da autora

Foram gerados diagramas de rosetas a partir da direção azimutal dos lineamentos, os lineamentos positivos (vermelho) apresentam direção média preferencial para NW (345°), mas com presença de direções para N e em menor frequência para NE, nota-se a ausência de direções E-W. Já os lineamentos negativos (verde) apresentam maior dispersão das medidas, podendo ocorrer em todos os sentidos com direção média preferencial para N (357°).

Ao observar o mapa de lineamentos estruturais (figura 40a) é possível visualizar no centro da área há maior densidade de lineamentos NW-SE, tal região se assenta sobre a Unidade Migmatítica e se encontra próximo ao contato tectônico entre duas unidades litoestratigráficas muito distintas entre si, o Grupo Araxá e a Associação de Rochas Ortognáissicas Migmatíticas.

Durante o mapeamento foram coletadas medidas de fraturas em todos os domínios descritos, esses dados foram sintetizados no diagrama de roseta (figura 41a) abaixo, que apresenta direção média para NW (344°). Fazendo um comparativo com as direções dos lineamentos (figura 41b), neste caso todos os lineamentos tanto positivos quanto negativos (amarelo), é possível observar que a maioria das estruturas encontradas na área de estudo, apresentam uma direção preferencial NW-N, que é concordante a Sn do domínio SE descrito acima.

Figura 46: A) Diagrama de roseta indicando as direções principais das fraturas medidas em campo. B) Diagrama de roseta indicando as direções principais dos lineamentos traçados.



Fonte: Produção da autora

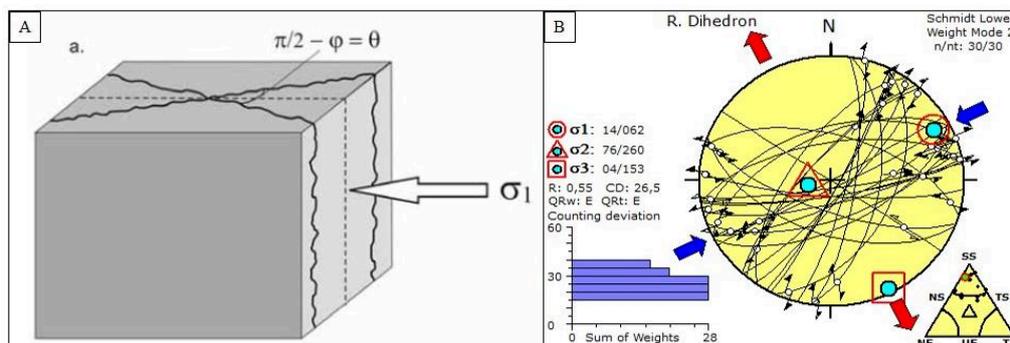
Para a análise e interpretação das medidas de fraturas, pares conjugados obtidas na área de estudo foi utilizado o *software* Win-Tensor, que tratou os dados coletados em campo.

6.3.1. Fraturas

6.3.1.1. Pares Conjugados

Pares conjugados caracterizam dois conjuntos de fraturas com mergulhos opostos, onde as lineações são perpendiculares a linha de intersecção das fraturas. Revelando assim a orientação do eixo de tensão principal (σ_1). Em resumo a medida é dada pela bissetriz do menor ângulo da intersecção dos planos (figura 45a). Na área os pares conjugados medidos foram plotados no software Win-Tensor, que indicou direções de σ_1 para NE.

Figura 47: A) Relação geométrica entre o par conjugado de fraturas e o eixo principal de tensão (σ_1). Retirado e modificado de Zerfass & Chemale Jr. (2011). B) Gráfico Dihedron Direto, gerado pelo software Win-Tensor que posiciona os vetores de tensão de acordo com as medidas plotadas. Indicando maior esforço para NE.



Fonte: Produção da autora

7. METAMORFISMO

O metamorfismo corresponde a processos responsáveis por alterar parcial ou totalmente, a composição química de uma rocha. Tais processos ocorrem devido a mudanças nas condições de equilíbrio que a rocha se encontra, podem ser causados por variação nas condições de temperatura, pressão, profundidade e composição (graças a presença de algum fluido). O processo se torna então contínuo até que a rocha entre novamente em equilíbrio (BUCHER & GRAPES, 2011).

No que tange ao metamorfismo, a área estudada apresenta um retrometamorfismo em fácies xisto verde dominante, com reequilíbrio quase que total das suas paragêneses, situação observada tanto nas rochas quartzo-feldspáticas quanto nos xistos da Unidade Metassedimentar A.

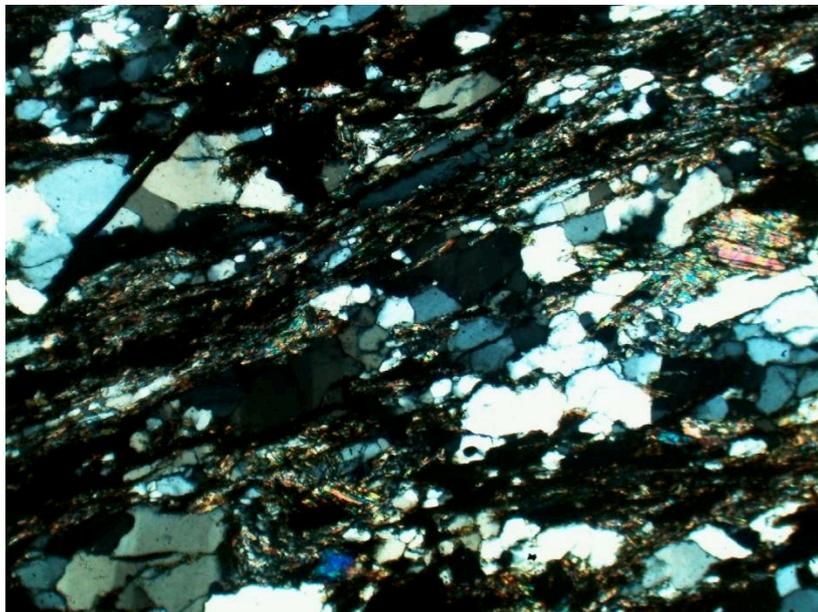
Apesar do retrometamorfismo marcante e da ausência de paragêneses de médio a alto grau, as estruturas migmatíticas e padrões de recristalização nos cristais de quartzo e de feldspatos, indicam que a área possa ter atingido durante o pico metamórfico fácies anfibolito a fácies anfibolito superior.

O biotita-muscovita xistos, apresenta uma paragênesese composta essencialmente por biotita, quartzo e muscovita. Tais composições são de acordo com Bucher & Grapes (2011), produtos metamórficos típicos de composições semi-pelíticas (folhelhos e siltitos), e em função disso não desenvolvem assembleias diagnósticas, com presença de polimorfos de alumínio.

Os granada-muscovita xistos, dentro do contexto que se inserem, podem caracterizar o aumento progressivo do grau metamórfico. A reação biotita-granada nas rochas pelíticas caracterizam condições metamórficas na transição fácies xisto verde superior a fácies anfibolito, a granada, teria então se formado a aproximadamente 480°C (BUCHER & GRAPES, 2011).

Além das paragêneses observadas nos metassedimentos aluminosos, o padrão de recristalização observado nos cristais de quartzo (figura 49), indicam temperaturas entre 400° e 500°C (PASSCHEIR & TROUW, 2005). O processo de retrometamorfismo é marcado pela sericitização das muscovitas.

Figura 48: Fotomicrografia de biotita-muscovita xisto com bandas de quartzo recristalizadas (amostra IS10-A) (NC).



Fonte: Produção da autora

A presença de granada quartzitos denota metamorfismo de médio grau em fácies anfibolito (BUCHER & GRAPES, 2011). A rocha ainda apresenta granulação grossa, formatos tabulares e planos de quebras regulares, ou seja, a presença de foliações que em quartzitos é incomum a baixas temperaturas (figura 50).

Figura 49: Amostra IS72-A, com orientação dos cristais de quartzo, formando foliação.

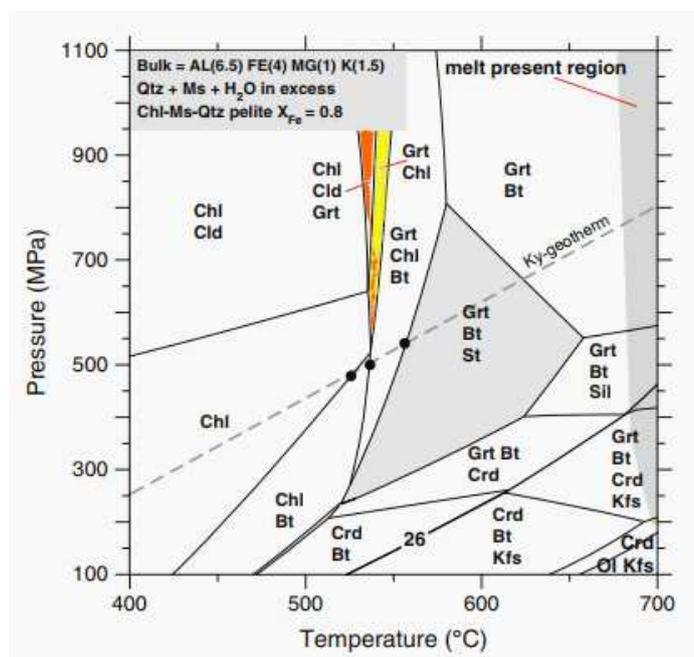


Fonte: Produção da autora

O clorita-granada xisto, apresenta além do retrometamorfismo inerente, paragêneses em desequilíbrio. Sua assembleia mineral é caracterizada por granada, clorita, plagioclásio, biotita, epidoto, apatita, com quartzo livre no sistema. Em condições normais de metamorfismo progressivo em média pressão, a granada e a clorita não coexistiriam simultaneamente na mesma rocha, visto que caracterizam condições distintas, a clorita representa menor grau metamórfico e a granada maior grau.

Situação que abre precedentes para algumas interpretações, uma delas consiste na ideia de que assembleias estáveis de rochas pelíticas ricas em Fe e Mg (sistema KFMASH), em condições de média temperatura e alta pressão ($P > 650$ MPa), assembleias contendo clorita \pm cloritoide \pm granada ou clorita \pm granada podem coexistir (BUCHER & GRAPES, 2011) (figura 51).

Figura 50: Assembleias estáveis em rochas metapelíticas ricas em Fe que originalmente continham Chl–Ms–Qtz (sistema modelo KFMASH). Destaque para os campos demonstrando estabilidade Chl-Cld-Grt (laranja) e Chl-Grt (amarelo). Modificado de Bucher & Grapes (2011).

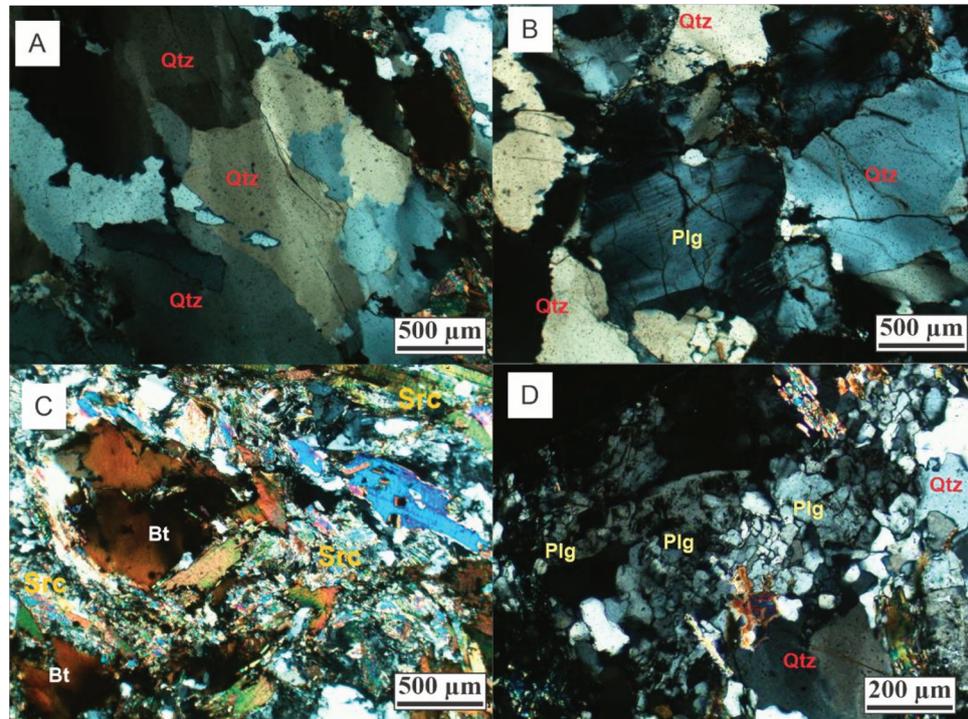


Fonte: Retirado e modificado de Buche & Grapes (2011).

As rochas quartzo-feldspáticas, observadas nas unidades Gnáissica A, Gnáissica e Migmatíticas são caracterizadas principalmente pelo retrometamorfismo de baixo grau, com paragêneses compostas por plagioclásio, k-feldspato, biotita, muscovita e granada com quartzo em excesso no sistema, assembleia (não diagnóstica) semelhante a apresentada por Bucher & Grapes (2011) para metagrauvascas de médio a alto grau, fácies anfibolito, metamorfinizadas em condições de média pressão.

Microtexturas, aferem condições de elevado grau metamórfico, como a presença de extinção ondulante nos cristais de quartzo, muscovita, biotita e nos feldspatos e também na rara identificação de recristalização do feldspato, que podem apresentar reliquiariamente contatos poligonais (figura 52). A recristalização dos feldspatos, com recuperação de contatos e desenvolvimento de pertitas caracteriza condições de médio grau (450° a 600°C) (PASSCHIER & TROUW, 2005).

Figura 51: A) Fotomicrografia mostrando cristais de quartzo recristalizados em menor grau com extinção ondulante e contanto serrilhados (amostra IS19) (NC). B) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio com extinção ondulante (amostra IS29) (NC). C) Fotomicrografia de cristal de biotita com extinção ondulante rodeado por sericita (amostra IS29) (NC). D) Fotomicrografia de aglomerado recristalizado composto por pequenos cristais de Plagioclásios (amostra IS70) (NC).



Fonte: Produção da autora

As condições de retrometamorfismo nessas rochas são evidenciadas pelos processos de albitização e saussuritização dos feldspatos, e da sericitização que atinge as muscovitas. Nos granada-biotita-muscovita gnaisses da unidade gnáissica A e nos metaxitos da unidade Migmatíticas é possível observar duas fases de retrometamorfismo, onde as granadas ocorrem se alterando para a biotita e conseqüentemente a biotita se alterando para sericita.

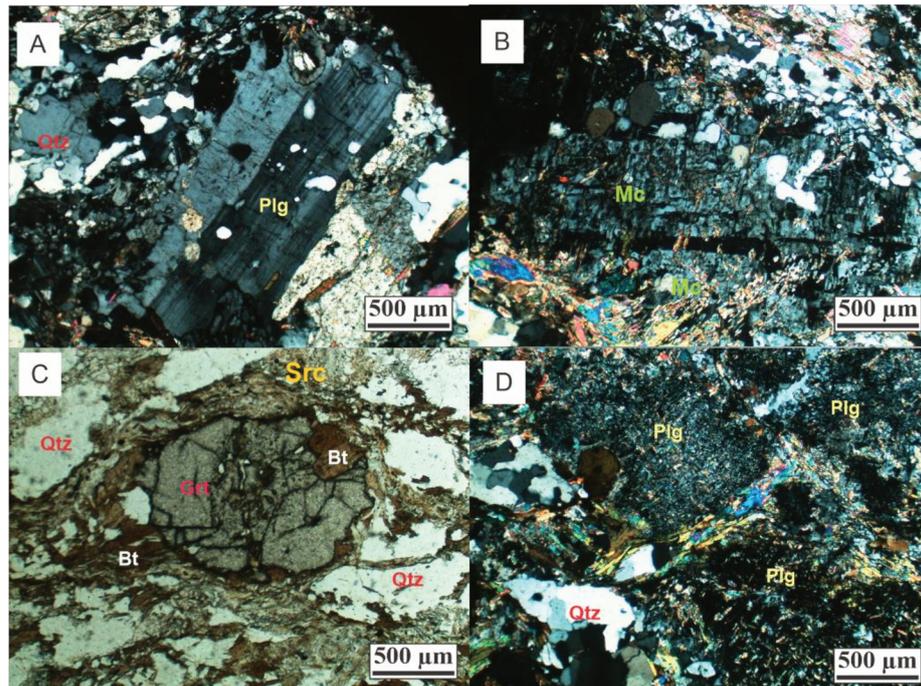
Essa última reação específica é um fator que pode explicar a ausência de paragêneses de alto grau nas rochas descritas. De acordo com White & Powell (2002), para se preservar minerais anidros de alto grau metamórfico, é necessário que o fundido saia da estrutura na qual se formou, ou seja, que ele migre da sua origem. Caso o fundido permaneça no local, ele resultaria em sucessivas reações de retrogressão, com provável reidratação das paragêneses anidras.

Os cristais de feldspato apresentam muscovitização e conseqüente sericitização. Pode ser que essa situação caracterize duas fases distintas de alteração retrometamórfica sobre a rocha, ou então que a sericitização seja resultado fase catalisadora, de um mesmo evento

retrometamórfico onde o aumento da deformação superimosta desenvolveu a sericitização sobre as micas.

Estes são processos de baixo grau metamórfico, reforçando a ideia de que um intenso retrometamorfismo de baixo grau metamórfico atingiu toda a área de estudo.

Figura 52: A) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio albitizado (NC). B) Fotomicrografia de porfiroclasto de microclínio saussuritizado (NC). C) Fotomicrografia de cristal de granada sendo consumido nas bordas por biotitas que estão sericitizando (ND). D) Fotomicrografia de cristais de plagioclásio saussuritizados (NC).

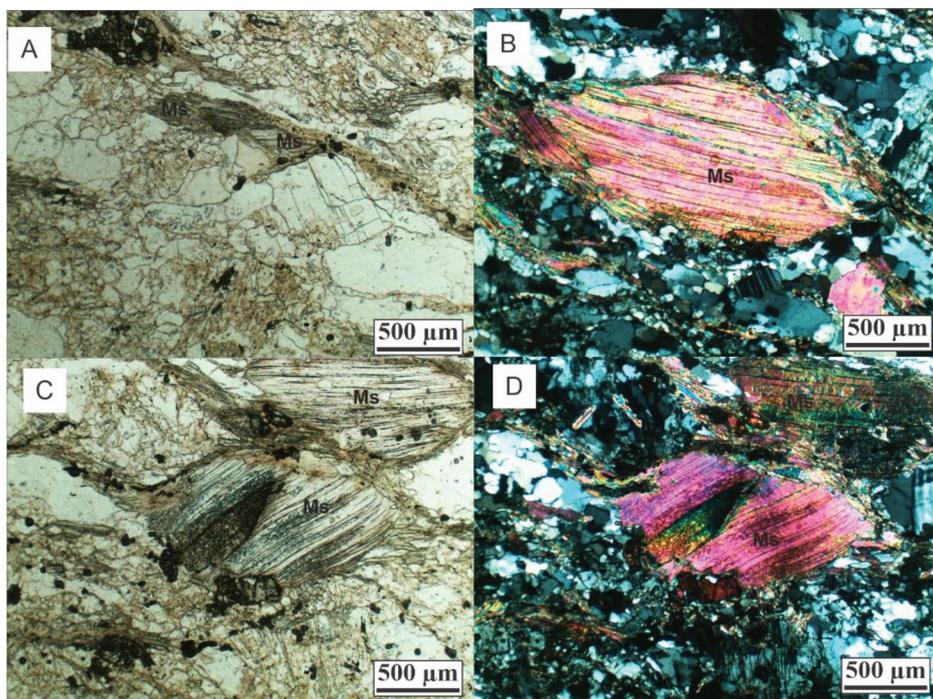


Fonte: Produção da autora

Localmente nos biotita gnaisses, pertencentes a unidade Gnáissica B, são encontrados dois tamanhos distintos para as micas brancas, a sericitização dos feldspatos produz pequenos cristais que se aglomeram em bandas com deformação mais intensa, resultado do retrometamorfismo (figura 54a).

Posteriormente a percolação de um fluido, ocasionou no desenvolvimento de porfiroblastos de muscovita, que se apresentam como micafish, estruturas presentes em rochas milonitizadas (figura 54b, 54c e 54d). (PASSCHIER & TROUW, 2005).

Figura 53: A) Fotomicrografia de pequenos cristais de muscovita na borda de feldspatos, consumidos pela sericitização (ND). B) Fotomicrografia de porfiroblasto de muscovita (NC). C) Fotomicrografia à nicóis descruzados de porfiroblasto de muscovita micafish. D) Fotomicrografia a nicóis cruzados do mesmo contexto encontrado na figura 54C.



Fonte: Produção da autora

8. ASPECTOS ECONOMICOS

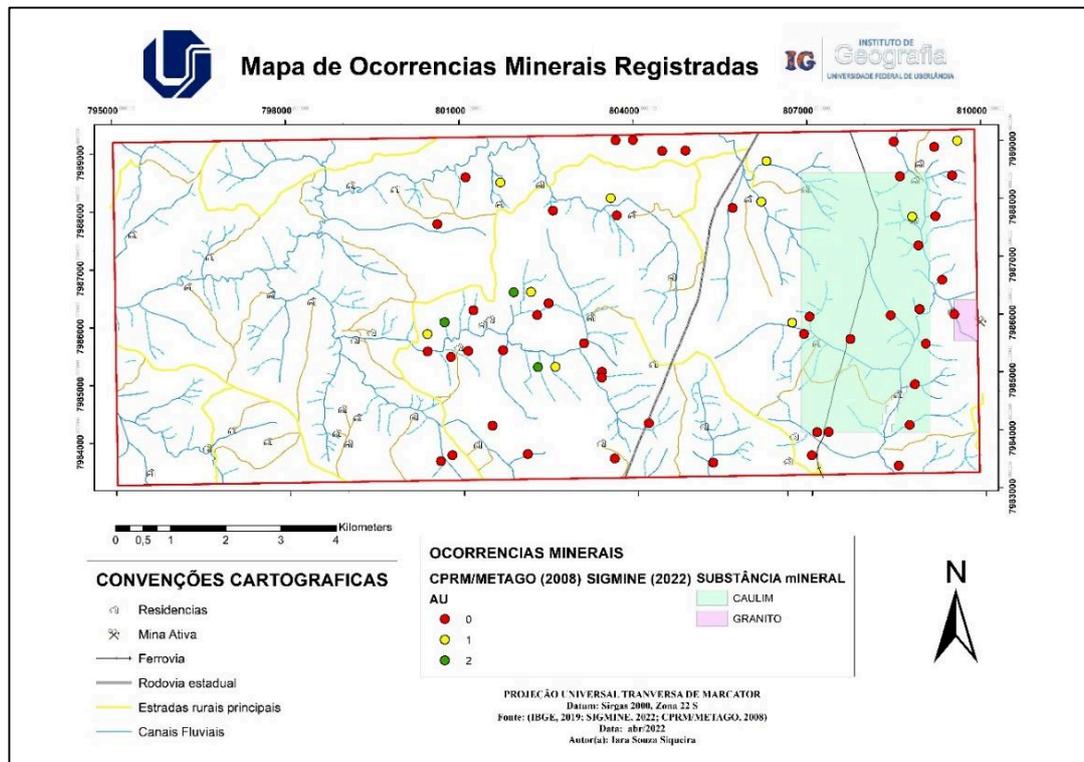
Não é intuito do trabalho investigar o potencial econômico da área de estudo, mas algumas considerações acerca das ocorrências minerais presentes são discutidas abaixo.

8.1. Ocorrências minerais

Dentro da poligonal são registradas a presença dois requerimentos frente a ANM (Agência Nacional de Mineração), um licenciamento já em fase de exploração para brita e outro aferindo disponibilidade para a exploração de caulim. Outra ocorrência registrada dentro da poligonal é a presença de Ouro (Au), de acordo com levantamento realizado pela METAGO (1978) e disponibilizado atualmente pela CPRM no SIG Goiás (figura 55).

Durante a realização dos mapeamentos foi observado a presença de bens minerais com aparente potencial exploratório sendo eles o caulim (como dito acima), o feldspato e o talco.

Figura 54: Mapa de Ocorrências minerais dentro da poligonal da área, sintetizando os dados do site da SIGMINE, 2022 e dados fornecidos pelas CPRM/METAGO, 2008.



Fonte: Produção da autora

O caulim disponível na área se concentra sob a Unidade Gnáissica B, caracterizada por rochas de composições granodioríticas, sendo o argilomineral o resultado do intemperismo sobre as rochas dessa unidade. O processo ocorre pela hidratação do feldspato potássico que resulta na formação da caulinita, principal mineral constituinte do caulim, sílica e hidróxidos de potássio. No Brasil o caulim primário de origem intempérica é utilizado principalmente como constituinte da indústria de papéis (LUZ et al., 2008).



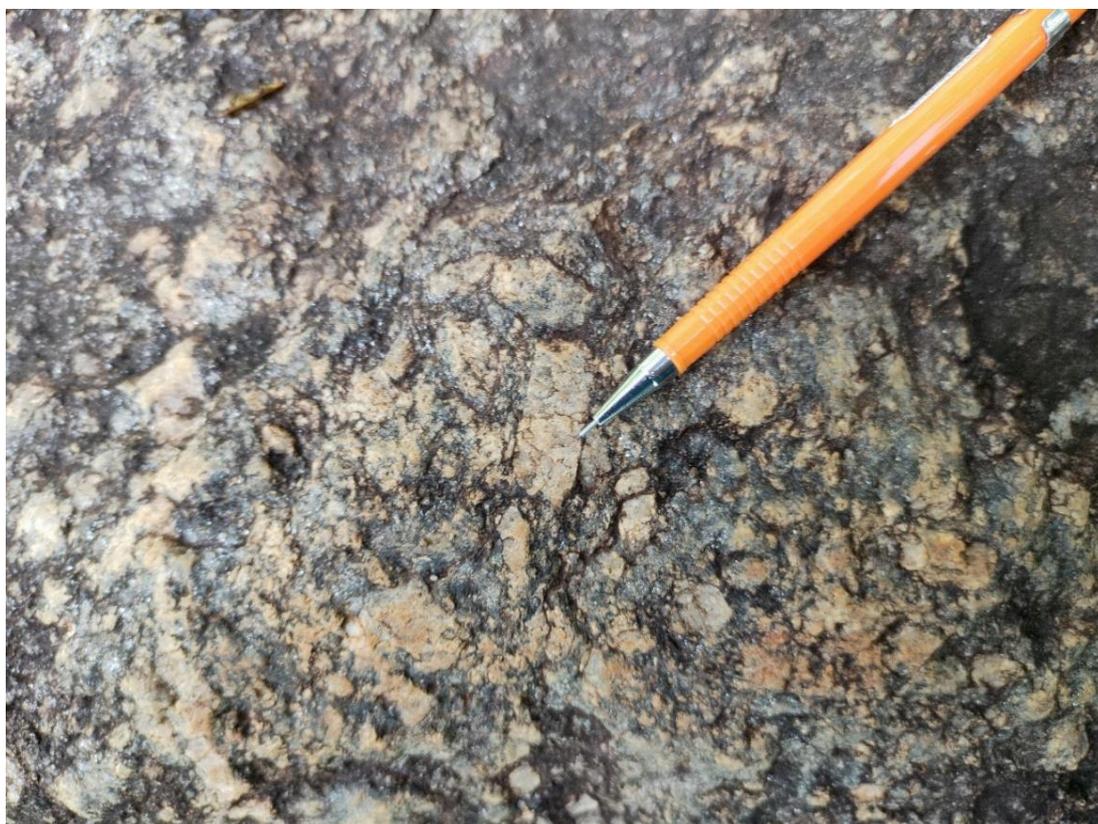
A rocha utilizada para a fabricação de brita também pertence a unidade magmática, são rochas ricas em quartzo e feldspato e com veios de quartzo centimétricos cortando as amostras, o que afere a rocha quando bem preservada um alto grau de dureza. Na área a extração de brita é feita pela Empresa Brasileira de Quartzo (EBQ) e ocorre na pedreira melhor brita.

O ouro encontrado na área pela METAGO em trabalhos realizados na década de 70 e fornecidos atualmente pela CPRM (2008) se apresenta como pintas de ouro em

concentrados de bateia. É possível notar uma certa dispersão nos pontos com presença de pintas de ouro (verde e amarelo), impossibilitando a delimitação de zonas com maior concentração do minério, mas com incidência significativa sobre a unidade migmatitos e/ou no contato com a Unidade Metassedimentar A.

Durante a realização das etapas de campo não se observou a presença de Au como metal puro. Mas observou-se a presença de calcopirita (sulfeto de cobre) associadas a anfibolitos do Complexo Metamáfico-metaultramáfico, nesse caso é possível que o Au esteja disseminado na estruturação química do mineral (Au refratário).

Figura 55: Cristal euédrico de feldspato presente no Biotita leucogranito cisalhado com porfiroblastos de K-F.



Fonte: Produção da autora

Outro mineral encontrado na unidade migmatitos com presença de valor agregado são os feldspatos potássicos, são geralmente cristais euédricos a subédricos com até 3 cm de comprimento (figura 56). Os feldspatos são utilizados principalmente na indústria de cerâmica e porcelanatos (LUZ et al., 2008), mas a complexidade do processo de beneficiamento do mineral pode ocasionar em perda do valor agregado, inviabilizando a exploração deste bem mineral na área de estudo.

Por fim o último mineral encontrado na poligonal mapeada é o Talco, presente nos xistos ultramáficos encontrados no complexo máfico-ultramáfico. Ocorrem tanto nas bordas dos cristais de anfibólio como na forma de veios compostos unicamente por talco, apresentam coloração avermelhada e esbranquiçada. O talco apresenta várias aplicações, mas no Brasil o seu consumo está atrelado principalmente a indústria de cerâmica (LUZ et al., 2008).

9. DISCUSSÃO

Foram identificadas dentro da área de estudo a presença de seis unidades litoestratigráficas, o Complexo Metamáfico-Metaultramáfico, a Unidade Metassedimentar A, a Unidade Metassedimentar B, a Unidade Gnáissica A, a Unidade Gnáissica B e a Unidade Migmatítica, alocadas em dois domínios estruturais distintos, o domínio noroeste e o domínio sudeste. A interpretação das litologias e das suas respectivas estruturas, permitiu posicionar as rochas descritas nesse trabalho dentro dos principais domínios litoestratigráficos regionais existentes, o Grupo Araxá e a Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas.

A unidade Metassedimentar A é caracterizada por biotita-muscovita xistos e granadamuscovita xistos, rochas compostas essencialmente por quartzo, muscovita, biotita e granada, assembleia nas quais não se desenvolvem polimorfos de Al. Tais Paragêneses configuram protólitos semi-pelíticos, ou folhelhos de plataforma (BUCHER & GRAPES, 2011), metamorfizados em fácies xisto verde.

Semi-pelitos são rochas depositadas em ambiente marinho, interpretado na geologia sedimentar como regiões mais distais dentro da plataforma continental, onde sedimentos clásticos, representados por silte e argila, irão se depositar (SUGUIO, 2003). Apesar de se depositarem em regiões mais distais dentro da plataforma continental, os semi-pelitos ainda ocorrem em ambiente marinho raso. Regionalmente Lacerda Filho et al., (1999) e Araujo & Moreton (2008), atribuem estas características na determinação das rochas pertencentes ao Grupo Araxá, unidade A.

Associadas aos metassedimentos da Unidade Metassedimentar A, ocorrem anfibolitos e xistos ultramáficos delimitados dentro do Complexo Metamáfico-Metaultramáfico ou como pequenos corpos não cartografáveis intrudidos dentro dos xistos semi-pelíticos, rente ao contato com a Unidade Migmatítica. Próximo à área de estudo, Piauilino et al., (2019) estudou corpos anfibolíticos semelhante os encontrados na área, aos quais atribuiu

composições do tipo E-MORB de cerca de 0.98 Ga, e interpretou os protólitos como basaltos toleíticos de cadeias meso-oceânicas neoproterozoicos.

A presença de rochas metamáficas e metaultramáficas é descrita em toda a faixa Brasília Meridional, como associadas ao Grupo Araxá e sendo constantemente interpretadas como restos de ofiólitos que foram formados durante a colagem tectônica da região (SEER & DARDENNE, 2000; PIUZANA, 2003a; PIAUILINO et al., 2021; NAVARRO, 2013; SANTOS et al., 2021).

Corpos de turmalinitos bandados associados aos metassedimentos, como vistos na área, são frequentes. Santos (2020) caracteriza esses corpos como “tipo” formação ferrífera bandada, sugerindo origem a partir de sedimentação química em ambientes vulcânicos exalativos. O contexto de campo encontrado durante o mapeamento, reafirma esta ideia, visto que os turmalinitos ocorrem sempre associados aos corpos anfibolíticos.

Adotando a proposta feita por Piauilino et al., (2021), que acredita que os anfibolitos sejam fragmentos de assoalhos oceânicos, é possível que as fumarolas, ambientes vulcânicos exalativos, estavam associadas a esse contexto, como resultado de riftes ou então ou de intensa atividade hidrotermal submarina, ou seja, regiões com alta atividade geotérmica (BONE, 1988; SLACK et al., 1984).

A Unidade Metassedimentar B, se apresenta bastante intemperizada o que em muitos casos dificultou o reconhecimento das suas assembleias e estruturas, mas algumas considerações podem ser feitas acerca dos dados levantados. A unidade é composta por um biotita-granada-muscovita xisto, que apresenta variação composicional ao longo dos afloramentos. A presença variável de quartzo é resultado de reações metamórficas sem apresentar relação direta com a quantidade de quartzo presente na composição do protólito.

Assembleias semelhantes às apresentadas para a Unidade Metassedimentar B, são apresentadas por Nunes (2020) e Navarro et al., (2013), ao sul e a leste da área mapeada, respectivamente. A relação biotita-granada observada pode ser um indicativo de médio a alto grau metamórfico, em fácies xisto verde superior a anfibolito (BUCHER & GRAPES, 2011).

Todas as características apresentadas permitem associar a Unidade Metassedimentar B aos metassedimentos do Grupo Araxá, unidade B. Definidos por Lacerda Filhos et al., (1999) e Araújo & Moreton (2008), como metapelitos depositados em ambiente marinho e metamorfizados em fácies anfibolito. Para Navarro et al., (2013), a unidade B do grupo Araxá apresenta sedimentação bimodal e configura uma bacia de *fore-arc*.

A unidade Gnáissica A é subdividida em dois litotipos dominantes, os biotita-muscovita gnaisses e os granada-biotita gnaisses. A primeira unidade supracitada compreende gnaisses aluminosos, com notável variação nas proporções de muscovita e biotita ao longo dos afloramentos, característica que de acordo com Bucher & Grapes (2011), pode ser resultado de sequencias metapelíticas metamorfizadas em alto grau. Um argumento que reforça essa ideia é a existência de afloramentos de granada quartzitos ao longo das unidades, o que denota variação composicional marcante.

Já os granada-biotita gnaisses são rochas que apresentam em campo grande quantidade de estruturas de deformação, mas que em lâminas delgadas encontram-se quase que inteiramente reequilibrados, com a presença de um retrometamorfismo intenso que obstruiu várias estruturas pretéritas. É possível que a unidade Gnáissica A, descrita no presente trabalho apresenta uma possível relação com a unidade Migmatítica.

Fotomicrografias dos feldspatos e do contato destes cristais com os de quartzo (figuras 22c, 22d, 30b e 31c) apresentam microtexturas que indicam, de acordo com Holness e Sawyer (2008) cristalização de leucossoma, como a forma em cúspide dos cristais de microclínio, cristais intersticiais de quartzo nos porfiroclastos de feldspato formando gotículas, cristais de plagioclásio anédricos como dutos, contatos lobulados entre os cristais de quartzo e feldspato.

Tais feições são observadas tanto na unidade migmatítica, quanto na unidade gnáissica A, particularmente nos granada-biotita gnaisses, são características que podem sugerir relação genética entre as unidades, devido a semelhança de composição, feições e processos observados, no entanto para que tal sugestão sejam comprovadas, se faz necessário a presença de mais evidencias.

Geograficamente os granada-biotita gnaisses encontram-se assentados sobre o domínio Nova Aurora (Klein, 2008), caracterizado por gnaisses de composições granodioríticas a graníticas ricos em muscovita, biotita e granada. De fato, as assembleias apresentadas por Klein (2008) para o domínio Nova Aurora, são semelhantes às encontradas na unidade Gnáissica A. Entretanto, não foram identificadas na petrografia texturas ígneas reliquiares que possibilitem, classificar as rochas mapeadas neste trabalho como meta-ígneas e assim uma fazer uma correlação com as rochas descritas por Klein (2008), reforçando a ideia de que sejam paragneisses.

Ao definir a Associação de Rochas Ortogneissicas e Migmatíticas Lacerda Filho e Oliveira (1994), descrevem a presença local de gnaisses-feldspáticos migmatizados,

resultado de anatexia sobre rochas metassedimentares, atribuindo relação entre a unidade descrita por eles e a PAIS (Associação de Rochas Supracrustais), pertencente ao Complexo Anápolis-Itaçu (LACERDA FILHO & OLIVEIRA, 1995), que dentre as rochas descritas apresentam gnaisses sílico-aluminosos, quartzo-feldspáticos e granada quartzitos.

O fato da Unidade Gnáissica A apresentar contato com a Unidade Migmatítica na sua margem leste e possuir similaridade composicional e textural, pode contribuir para reforçar a ideia de que possam ser rochas co-geneticamente associadas. Traçando um paralelo com o que é discutido na literatura e com os dados apresentados nesta monografia, é possível que a Unidade Gnáissica A caracterize rochas quartzo-feldspáticas paraderivadas que gradam para migmatitos, mas é necessário que mais evidências que atestem essa relação sejam discutidas.

Em contrapartida, a unidade Gnáissica B, apresentou composições granodioríticas quando plotadas no diagrama de QAP, diferenciando das composições monzograníticas encontradas nas Unidades Gnáissica A e Migmatíticas, são caracterizadas por biotita gnaisses, com presença massiva de muscovitas associadas a alteração hidrotermal e processos posteriores ligados ao cisalhamento superimposto sobre a unidade.

Comparados aos gnaisses encontrados na Unidade Gnáissica A é palpável a menor proporção de micas existentes na composição dos biotita gnaisses encontrados na Unidade Gnáissica B. Apesar de Bucher & Grapes (2011), sugerir que gnaisses ricos em biotita e muscovita possa ser resultado de sequências supracrustais metamorfizadas em alto grau, a falta de texturas magmáticas que de fato atestem uma composição meta-ígnea aos biotita gnaisses da Unidade Gnáissica B, torna inconclusiva a sua classificação genética.

Geograficamente a unidade se insere sobre o domínio Goiandira, determinado por Klein (2008) como biotita gnaisses e biotita-muscovita gnaisses com composições do protólito variando entre monzodioríticas, tonalíticas, granodioríticas e monzograníticas.

Estruturalmente a área é caracterizada pela existência de dois domínios estruturais com direções da foliação principal distintas. O primeiro é o domínio NW, composto basicamente pela unidade Metassedimentar B. Já o segundo é o domínio SE, composto pelas unidades Gnáissica A, Migmatítica, Metassedimentar A, Gnáissica B e pelo Complexo Metamáfico-Metaultramáfico.

Ao comparar os dados estruturais com as informações existentes na literatura é possível posicionar os eventos descritos neste trabalho. A Sn-1, observada no bandamento composicional dos xistos, apresenta direção NW-SE, com altos mergulhos para NE, dados

parecidos são apresentados por Simões (2005) apud. Santos (2021). A foliação principal (Sn) é observada dentro do domínio SE, de direção N-NW com mergulhos médios para SW é concordante a segunda fase de deformação regional (SANTOS et al., 2021; ULHEIN et al., 2012; KLEIN, 2008; NAVARRO et al., 2013).

A direção NE-SW da foliação observada no domínio NW, também afeta a unidade Gnáissica B, gerando uma segunda foliação (Sn+1), de caráter cisalhante além de ser observada em direções de σ_1 em pares conjugados ao longo do domínio SE, o que leva a pensar que corresponde a um segundo evento deformacional que afetou a área. Apesar disso, a existência de uma fase de deformação posterior a deformação principal com direções NE não é discutida na literatura.

Os dados referentes as medidas de fraturas indicam para a área um sistema predominantemente transcorrente, que também é apontado por Ulhein et al., (2012), como a terceira fase e última fase de deformação sobre a faixa Brasília meridional.

Localmente é observada a presença de outra foliação de cisalhamento associada ao domínio SE, dentro da unidade Migmatítica com direções quase E-W, baixo mergulho e caimento para NE. Santos et al., (2021), apresenta direções semelhantes para a D3 (terceira fase de deformação), encontrada por eles, tendo afetado a foliação gerada durante a deformação principal (D2).

10. SINTESE DA EVOLUÇÃO GEOLOGICA DA AREA

A faixa Brasília meridional compreende uma complexa história evolutiva com o desenvolvimento de extenso um, envolvidos nas fases intermediárias e finais do ciclo de Wilson (figura 57), relacionado a amalgamação oeste do paleocontinente Gondwana (ALMEIDA et al., 1961; BRITO NEVES et al., 2014). E suas litoestruturas são o reflexo dessa evolução, bem como de processos posteriores que atingiram a área, discutidas aqui de forma simplificada.

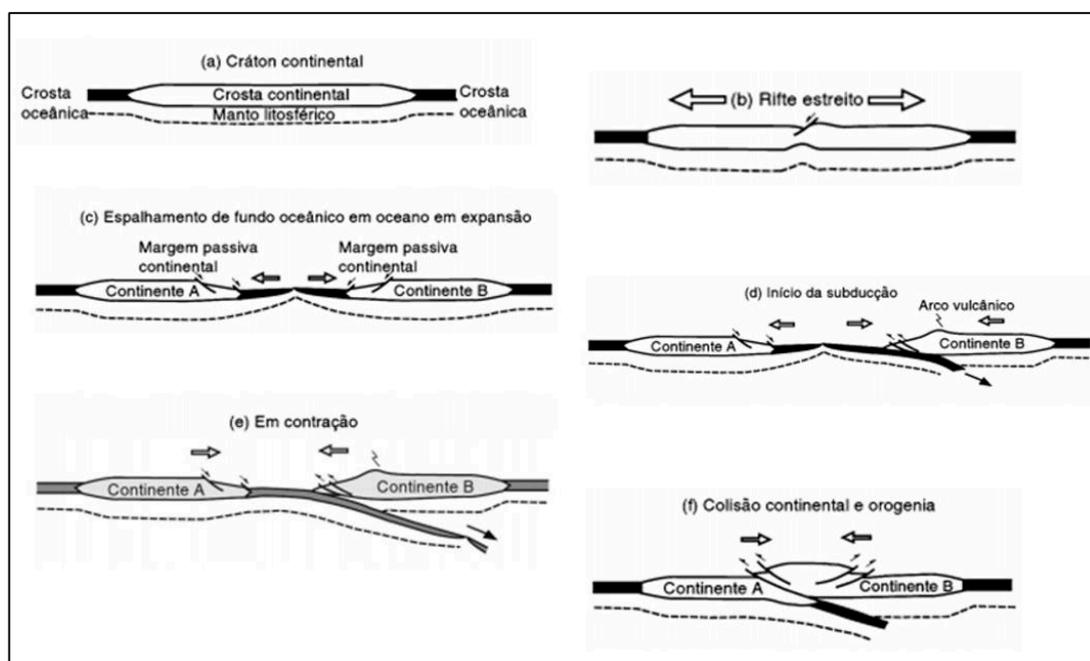
Regionalmente, Klein (2008) interpreta para a área na qual se insere a poligonal mapeada uma gênese que envolve estruturas desenvolvidas durante uma orogenia do tipo “*Andean* ou *Hercynian*”, ou seja, tipo arco continental.

Na área estuda a presença de algumas litoestruturas reforçam essa ideia, como xistos metapelíticos que se desenvolveram em ambiente marinho e marinho raso com presença de restos de ofiólitos (figura 48C e D), sequencias arenosas e sequencias metapelíticas de

médio a alto grau, denotando a paleo-existência de uma possível crosta continental oceânica, envolvidos em um sistema de frente de arco (*fore-arc*) (figura 48e).

Para Klein (2008) e Piauilino et al., (2021) o domínio Nova Aurora com idade de 1.2 Ga, configuraria um arco de ilha que teria se chocado a essa margem ativa durante a fase de convergência. Por fim, a colisão final entre os crátons do São Francisco e Paranapanema, desenvolveria sistemas transcorrentes responsável por atingir toda a faixa meridional (ULHEIN et al., 2012).

Figura 56: O ciclo de Wilson mostrando: (a) cráton continental, (b) formação de um rifte estreito, (c) início da expansão dos fundos oceânicos e formação de margens continentais passivas em uma bacia oceânica em expansão; (d) início da subducção; (e) fechamento da bacia oceânica; (f) colisão continental e orogenia. Retirado e modificado de Kearey et al. (2014).



Fonte: Retirado e modificado de Kearey et al., (2014).

11. CONCLUSÃO

Como previsto esta monografia resultou na confecção deste relatório e dos mapas temáticos em escala 1:50.000, permitindo a atualização da base de dados existente e contribuindo para a discussão genética da região, bem como para o traçado dos contatos geológicos presentes em escala de maior detalhe.

Foi possível durante a realização desse trabalho o reconhecimento seis unidades litológicas atribuídas ao Grupo Araxá e a Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas. O Grupo Araxá é caracterizado pelas unidades Metassedimentares A e B,

associadas respectivamente as unidades A e B do grupo Araxá descritas na literatura. Já as unidades Gnáissicas A, B e Migmatíticas foram alocadas dentro da Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas.

Algumas considerações gerais encontradas na área são pontuadas abaixo:

- Estruturalmente a área como um todo apresenta duas direções preferenciais, a primeira que caracteriza a Sn do domínio SE, com direções N-NW, corresponde a deformação principal apresentada na literatura para a região. E a segunda observada no domínio NW e em estruturas de deformação do domínio SE, com direções NE-SW, configura uma segunda fase de deformação posterior a Sn.
- O metamorfismo é de médio a alto grau com presença de algumas feições reliquiares que denotam fácies anfíbolito a fácies anfíbolito superior. Apesar disso a estrutura mais marcante na área é um retrometamorfismo de baixo grau em fácies xisto verde inferior, marcado pela albitização, sericitização e epidotização do plagioclásio e em alguns casos das muscovitas e do feldspato potássico.
- Quanto a discussão acerca da gênese das rochas quartzo-feldspáticas encontradas na região, contribuições significativas são apresentadas neste trabalho. Diferenças expressivas são visualmente observadas entre as unidades Gnáissicas A e B, a primeira aponta para uma origem paraderivada gradando lateralmente para migmatitos, com notável variação composicional e estruturas de alto grau metamórfico, apesar da relação entre os gnaiesses dessa unidade e os migmatitos não estarem muito claras ainda. Já a segunda, apresenta composição bastante distinta, mas a falta de evidências diagnósticas torna inconclusiva sua interpretação genética. Portanto é necessário a existência de novos trabalhos que busquem entender as relações entre essas rochas e as suas gênese para que possa haver um melhor entendimento sobre a evolução da área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, p. 349–364, 1977.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; DE BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth Science Reviews**, v. 17, n. 1–2, p. 1–29, 1981.
- ARAÚJO, V. A.; MORETO, L. C. Unidade Litoestratigráficas. In: MOREIRA, M. L. O.; MORETON, L. C.; ARAÚJO, V. A.; LACERDA FILHO, J. V.; COSTA, H. F. **Geologia do Estado de Goiás e do Distrito Federal**. Goiânia, CPRM/METAGO S.A./UnB (conv.), 2008.
- ARCANJO, J. B. A. Fotogeologia: Conceitos, métodos e aplicações. Salvador, CPRM/SGB. 144 p. 2011.
- BARBOSA, O.; BRAUN, C. P. G.; DYER, R. C.; DA CUNHA, C. A. B. R. **Geologia da Região do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 136, 1970.
- BARBOSA, O. O Guia das Excursões. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. São Paulo, n.3, 1955.
- BARBOSA, O.; DE ANDRADE RAMOS, J. R.; DE ANDRADE GOMES, F.; HELMBOLD, R. **Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da Área do “Projeto Araguaia”**. Rio de Janeiro, DNPM, 1966.
- BRASIL. Ministério das Minas e Energia. **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SE.22 Goiânia: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1983. 768 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 31).
- BRITO NEVES, B. B. DE; FUCK, R. A. The basement of the South American platform: Half Laurentian (N-NW)+half Gondwanan (E-SE) domains. **Precambrian Research**, v. 244, n. 1, p. 75–86, 2014. Elsevier B.V. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.020>>.
- BRITO NEVES, B. B. DE; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M. The Brasiliano collage in South America: A review. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 3, p. 493–518, 2014.
- BONE, Y. The geological setting of tourmalinite at Rum Jungle, N.T., Australia — genetic and economic implications. **Mineral. Deposita** **23**, 34–41 (1988).
<https://doi.org/10.1007/BF00204226>
- BUCHER, K.; GRAPES, R. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. **Springer**. Ed. 8, 458 p. 2011.
- CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. Tectonic_Evolution_South_America. In: **Congresso Internacional de Geologia**, Rio de Janeiro, n.31, 2000.
- DARDENNE, M. A. The Brasília Fold Belt. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, & D. A. Campos (Org.). Tectonic Evolution of South America. **International Geological Congress**, 31, Rio de Janeiro, p. 231–263, 2000.

DAVIS, G. H.; STEPHEN, J. R. Structural Geology of Rocks and Regions. **John Wiley & Sons, Inc.** v2, 800 p. 1996

DELVAUX, D.; SPERNER, B. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: New Insights into Structural Interpretation and Modelling (D. Nieuwland Ed.). **Geological Society**, London, Special Publications, 212: 75-100, 2003.

FALCI, A. 2017 **Proveniência sedimentar e ambientes tectônicos do Grupo Araxá em sua área tipo baseado em dados U-Pb de zircões detríticos, Sm-Nd e 87Sr/86Sr Implicações para a evolução da porção meridional da Faixa Brasília durante o Neoproterozóico.**

Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Dissertação de Mestrado, 2017, 111p. Disponível em:

<http://www.bibliotecadigital.ufmg.br/dspace/bitstream/handle/1843/IGCC-AKWG3K/disserta__o_andr__falci.pdf?sequence=1>.

FOSSSEN, H. Geologia estrutural. Tradução: Fabio R. D. de Andrade. **Oficina de Textos**. São Paulo, v1, 608 p. 2012.

FUCK, R. A. A Faixa Brasília e a Compartimentação Tectônica na Província Tocantins. **IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste**, Brasília, p. 184–187, 1994.

FUCK, R. A.; MARINI, O. J. O Grupo Araxá e Unidades Homotaxiais. In: Anais do Simpósio do Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. **I Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais**. Salvador, p. 118-129, 1981.

HOLNESS, M.; SAWYER, E. W. On the Pseudomorphing of Melt-filled Pores During the Crystallization of Migmatites. *Journal of Petrology*. **Oxford University Press**, v49, n7, p 1343-1363. July/2008.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Censo Demográfico**, 2010. Rio de Janeiro: IBGE, 2012. INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE).

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA DE ESTATÍSTICA (IBGE). **Biomass e Sistema Costeiro-Marinheiro do Brasil: compatível com a escala 1:250.00**. **IBGE, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais**. Rio de Janeiro, v.45, 164 p. 2019.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Censo Agropecuário**, 2017. https://censoagro2017.ibge.gov.br/templates/censo_agro/resultadosagro/index.html.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Área Territorial Brasileira** 2020. Rio de Janeiro, IBGE, 2021.

KEAREY, P. Tectônica Global/ Philip Kearey, Keith A. Klepeis, Frederick J. Vin; tradução: Daniel França de Godoy, Peter Christian Hackspacher. **Bookman**, 3ed, Porto Alegre-RS. 2014.

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)**. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 154 p. 2008.

LACERDA FILHO, J. V.; OLIVEIRA, C. C. **Geologia da Região Sudeste de Goiás. IV Simpósio de Geologia do Centro-Oeste**, p. 157–159, maio 1994. Brasília.

LACERDA FILHO, J. V. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. **Caraíba, Folha SE.22-X-B-VI**. Estado de Goiás. Escala 1:100.000. DNPM/CPRM, Brasília, 168p. 1994.

LACERDA FILHO, J. V.; REZENDE, A.; DA SILVA, A. **GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DO ESTADO DE GOIÁS E DISTRITO FEDERAL**. Goiânia: CPRM (Conv. CPRM/METAGO S.A./UnB), 1999.

LUZ, A. B.; LINS, F. A. F. **Rochas & minerais Industriais: usos e especificações**. 2.Ed. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2008. 990p.

MOREIRA, Maria Luiza Osório et al (Orgs.). **Geologia do estado de Goiás e Distrito Federal: texto explicativo do mapa geológico do estado de Goiás e Distrito Federal**. Goiânia: CPRM; SIC - FUNMINERAL, 2008. Escala 1:500.000. Programa Geologia do Brasil (PGB); Programa Geologia e Mineração do Estado de Goiás.

MOURA, C. D. DE; FONTE BOA, T. M. **Projeto triângulo mineiro - Folha Catalão SE.23-Y-A-I**. 2017.

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; MONTIBELLER, C. C.; et al. **PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES DO GRUPO ARAXÁ NA PORÇÃO CENTRAL DA FAIXA BRASÍLIA**. *Revista Geociências*, v. 38, n. 3, p. 655–675, 2019.

NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; DA CONCEIÇÃO, F. T. **O grupo araxá na região sul-sudoeste do estado de goiás**. *Geologia USP - Serie Científica*, v. 13, n. 2, p. 5–28, 2013.

NUNES, Victor Hugo Souto. **Mapeamento Geológico das Rochas Gnáissicas-Migmatíticas e Metassedimentares do Grupo Araxá na Região de Araguari (MG) - Cumari (MG)**. 2020. 97 f. **Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia)** - Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2020.

OLIVEIRA, C. C. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: carta geológica, carta metalogenética-previsional – Escala 1:100.000. **Leopoldo Bulhões, Folha SE.22-X-B-V**. Estado de Goiás, DNPM/CPRM. Brasília, 172p. 1994.

PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRÖNER, A. **Geologia de campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau**. Tradução de Mario C. H. Figueiredo. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1993.

PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. **Microtectonics**. 2nd ed. Berlin, **Springer**. 366p. 2005.

PENA, G. S.; PUGET, A. J. F.; COUTO, E. A.; SOUZA, E. P.; OGUINO, K.; LIMA FILHO, L. R.; FERREIRA NETO, M. H.; ANDRADE, R. S.; ARAÚJO, V. A. **Folha SE. 22-Z-B**

Uberlândia. **Projeto Goiânia II**. CPRM, 1973. Disponível em:
<<https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/6429>>. Acessado em: Julho/2022

PEREIRA, Warley. Mapeamento geológico aponta caminhos para o desenvolvimento econômico do país. **CPRM**, 2019. Disponível em:
<<https://www.cprm.gov.br/publique/Noticias/Mapeamento-geologico-aponta-caminhos-para-o-desenvolvimento-economico-do-pais-5520.html>>. Acesso em: 29/9/2020.

PIAUILINO, P. F.; HAUSER, N.; DANTAS, E. L. From passive margin to continental collision: Geochemical and isotopic constraints for E-MORB and OIB-like magmatism during the neoproterozoic evolution of the southeast Brasília Belt. **Precambrian Research**, n. June 2017, p. 105345, 2019. Elsevier. Disponível em:
<<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105345>>.

PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; FUCK, R. A.; et al. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the neoproterozoic Brasília belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, n. 6, p. 571–585, 2001.

PIMENTEL, M. M.; RODRIGUES, J. B.; DELLAGIUSTINA, M. E. S.; 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. Elsevier Ltd. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.011>>.

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. June, p. 67–82, 2016.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. O EMBASAMENTO DA FAIXA BRASÍLIA E O ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS. In: V. Mantesso-Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. de Brito Neves (Orgs.); **Geologia do Continente Sulamericano - Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. p.354–361, 2004. São Paulo: Beca.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá 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.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, Central Brazil: Regional implications of new SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. **Precambrian Research**, v. 125, n. 3–4, p. 245–273, 2003.

SANTOS, B. L. Petrologia e Geologia Estrutural da Faixa Brasília na Região de Estrela do Sul-MG: Implicações Tectônicas. **Dissertação de Mestrado**. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP). Rio Claro –SP, 2019.

SANTOS, B. L.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. Evolução Estrutural do Domínio Interno da Faixa Brasília Meridional na Região de Estrela do Sul, Minas Gerais, Brasil. **Geociências**, UNESP. São Paulo, v. 40, n. 2, p. 287-305, 2021.

SAWYER, E. W. Atlas of Migmatites. Mineralogical Association of Canada, National Research Council Canada, National Research Council Canada. Monograph Publishing Program. **NRC Research Press**, v.9, 371 p. Canada, 2008.

SILVA, K. J. P.; MARTINS, B. S. Integração dos Mapeamentos das Mesorregiões do Triângulo Mineiro, Alto Paranaíba e Noroeste Mineiro. **Congresso Brasileiro de Geologia**. Brasília, n: 50. p858, 2021.

JOHN F. SLACK, NEIL HERRIMAN, ROBERT G. BARNES, IAN R. PLIMER; Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. **Geology** 1984;; 12 (12): 713–716. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<713:STIMTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<713:STIMTA>2.0.CO;2)

SEER, H. J.; MORAES, L. C. Geologia Regional do Triângulo Mineiro. **Projeto Triângulo Mineiro**, p. 123, 2017.

SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. Tectonostratigraphic Terrane Analysis on Neoproterozoic Times: the Case Study of Araxá Synform, Minas Gerais State, Brazil: Implications To the Final Collage of the Gondwanaland. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 078–081, 2000.

SERRANO, P. M.; MOURA, C. D. DE; PACHECO, F. E. R. C.; CAXITO, F. DE A.; QUINTÃO, D. A. Folha Goiandira SE.22-Z-B-III. **Projeto Triângulo Mineiro**. 2017.

SUGUIO, K. Geologia sedimentar. **Edgard Blücher**. São Paulo, 400 p. 2003

STRECKEISEN, A.L. Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. N. Jahrb. Miner. Abh., 107, 144-240. 1976

UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. Tectônica Da Faixa De Dobramentos Brasília – Setores Setentrional E Meridional. **Geonomos**, v. 20, p. 1–14, 2012.

VALERIANO, C. DE M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. A Evolução Tectônica Da Faixa Brasília. In: V. Mantesso-Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. de Brito Neves (Orgs.); **Geologia do Continente Sulamericano - Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. p.575–592, 2004. São Paulo: Beca.

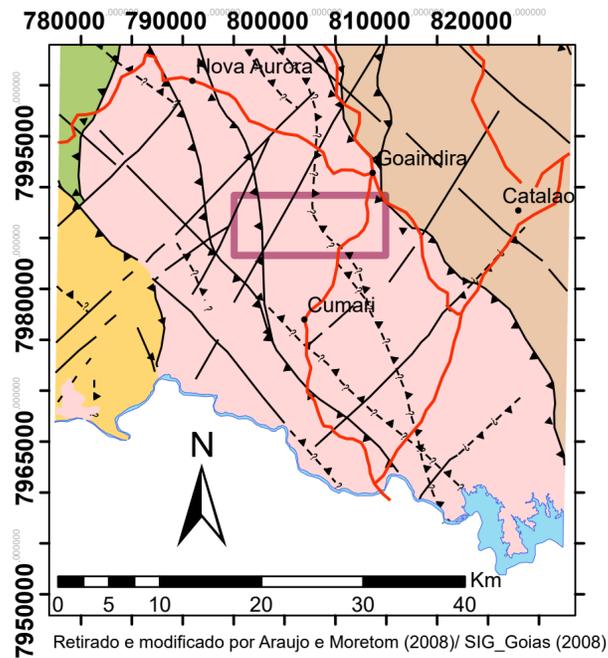
VALERIANO, C. M. The Southern Brasília Belt. In: Heilbron, M.; Cordani, U. G.; Alkimim, F. F. **São Francisco Craton, eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent**. Regional Geology Reviews. New York, NY: Springer Berlin Heidelberg. P. 189-205, 2017. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0>.

WHITE, R.W. and POWELL, R. (2002), Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. **Journal of Metamorphic Geology**, 20: 621-32. https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00206_20_7.x

ZAINE, J. E. Método de Fotogeologia Aplicado a Estudos Geológico-Geotécnicos: Ensaio de Poços de Caldas, MG. **Tese de Livre Docência**, Rio Claro – SP. 104 p. 2011.

ZERFASS H., CHEMALE JR. F. 2011. Geologia estrutural em ambiente rúptil: fundamentos físicos, mecânica de fraturas e sistemas de falhas naturais. **Terræ Didática**, 7(1):75-85 <<http://www.ige.unicamp.br/terraedidatica/>>.

Mapa Geológico da Area de Estudo



Retirado e modificado por Araujo e Moretom (2008)/ SIG_Goias (2008)

Legenda

Convenções Cartograficas

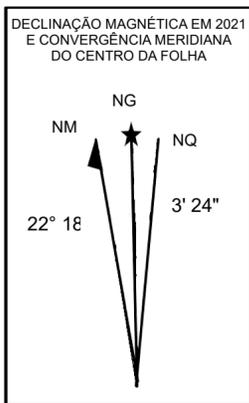
- Cidades
- Estradas
- Rio
- Falha ou ZC
- ▲ Falha ou ZC compressional
- ▲-▲ Falha ou ZC provavel
- Falha ou ZC transcorrente dextral

Litologia

- Araxá - Unidade A
- Araxá - Unidade B
- AROM
- Complexo Maratá

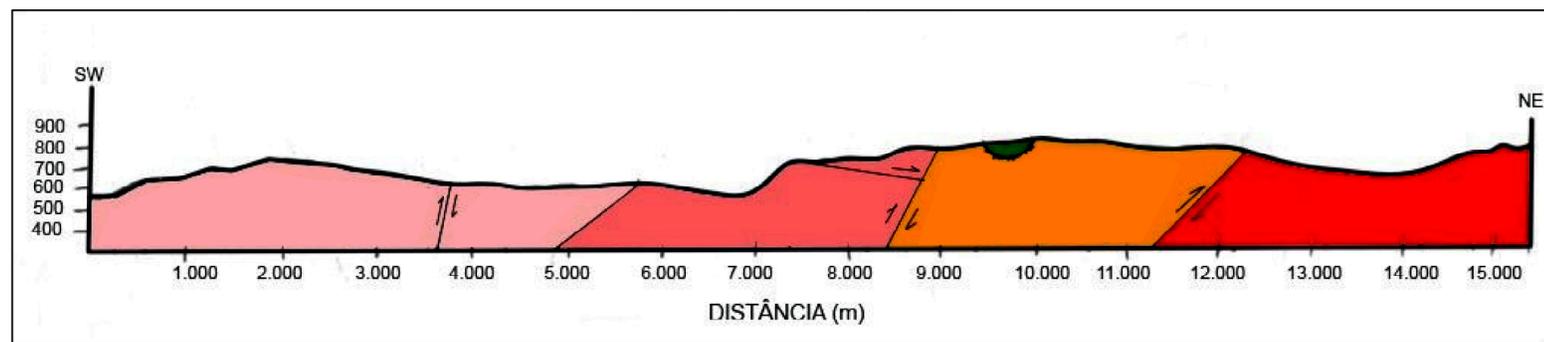
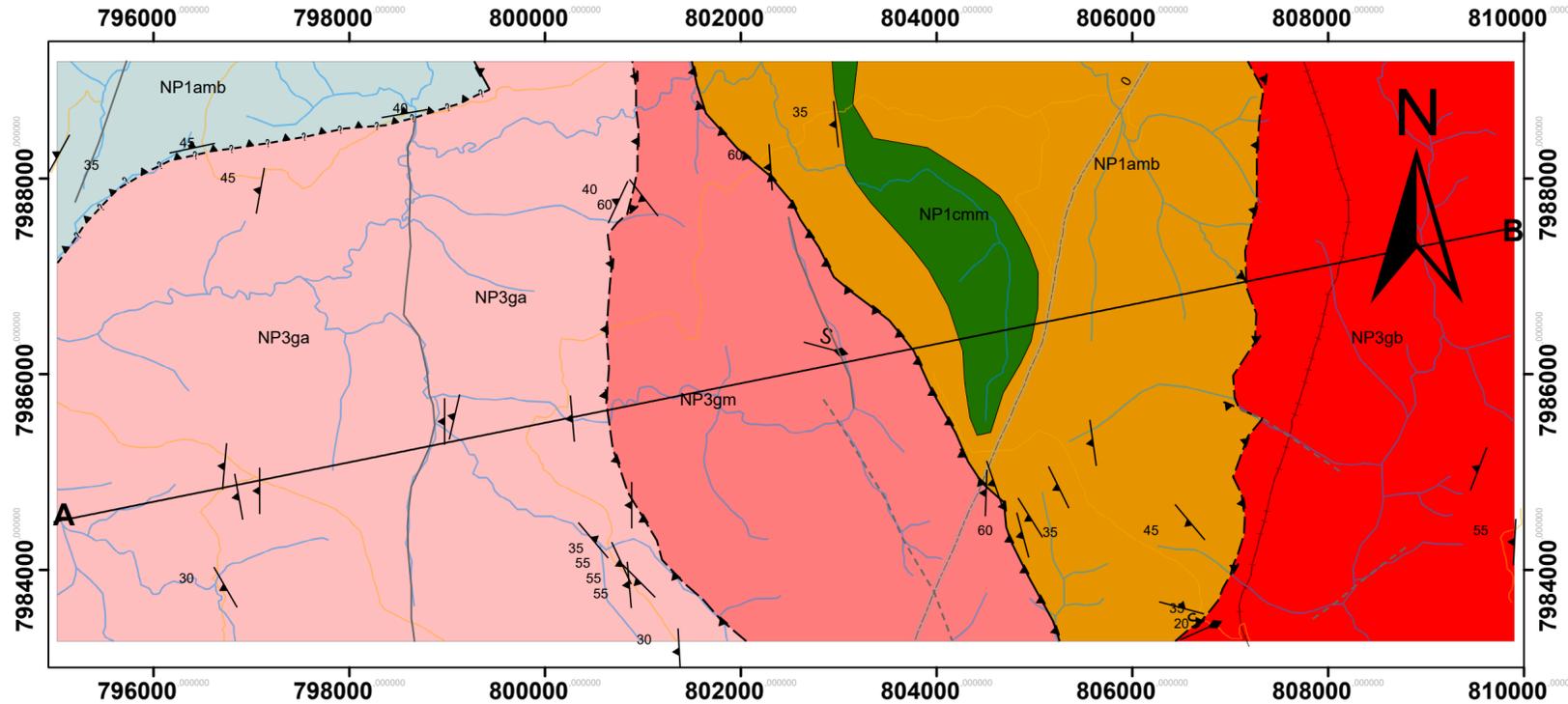
	Catalão SE.23-Y-A-I
	SE.22-Z-B-III
	SE.23-Y-A-IV
	SE.22-Z-B-VI

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANVERSA DE MERCATOR
 Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 51°W Gr.
 acrescidas as constantes: 10.000k m e 500k m, respectivamente.
 Datum Vertical: SIRGAS 2000, k 22 S
 Inclinação: 31°59'



Declinação magnética do centro da folha: 22° 18' W
 Baseado na folha GOIANDIRA - SE.22-Z-B-III (2017).

ESCALA: 1:49.311,47



Convenções Cartograficas

- Drenagens Principais
- Rodovia GO-305
- Estradas de Terra
- Ferrovia

Convenções Geologicas

- Contato Geologico
- ▲-▲ Contato Tectonico
- ▲-▲ Contato Tectonico Aproximado
- ▲-▲-▲ Contato Tectonico Inferido
- Falha
- - - Falha Inferida
- ▲ Sn
- S Sn+1

Unidades Geologicas

Associação de Rochas Ortognáissicas e Migmatíticas

- NP2gb** Unidade Gnáissica B: É caracterizada por biotita granodiorito gnáisses, cisalhados, de coloração acinzentada, que afloram na forma de blocos ou como lajedos saprolitizados em estradas. É composta por plagioclásio, quartzo, microclinio, muscovita e biotita com apatita e zircão como acessórios.
- NP2mm** Unidade Migmatítica: É composta principalmente por metatexitos estromaticos e metagranitoides. Os metatexitos são caracterizados pelo paleossoma, descrito como granada-biotita gnaisses, o melanossoma e o leucossoma. Os metagranitoides configuram biotita gnáisses. Toda a unidade apresenta retrometamorfismo em fácies xisto verde.
- NP2ga** Unidade Gnáissica A: muscovita-biotita gnáisses e biotita gnáisses. Localmente ocorre afloramentos de biotita-muscovita xistos, clorita-granada xistos e granada quartzitos. Afloramentos ocorrem como blocos, lajedos e exposições de estrada, e se encontram frequentemente intemperizados. É marcada pelo retrometamorfismo em fácies xisto verde.

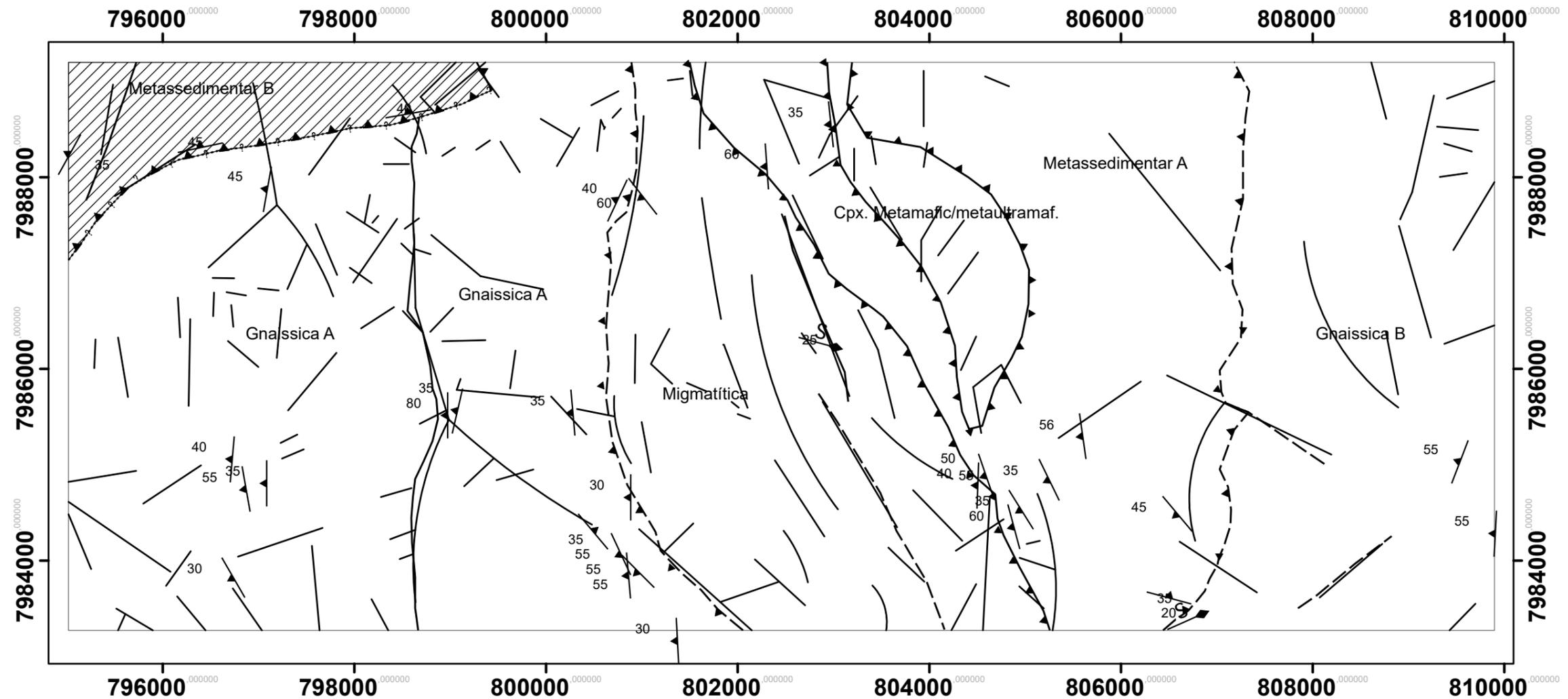
Grupo Araxá

- NP1amb** Unidade Metassedimentar B: Composta por biotita-granada-muscovita xistos com variação de quartzo ao longo dos afloramentos. Encontram-se extremamente intemperizada e aflora geralmente em cortes de estrada e fundo de vale.
- NP1ama** Unidade Metassedimentar A: biotita-muscovita xistos e granada-muscovita xistos com turmalina, intrudidos por anfibolitos médios, veios de quartzo centimétricos a métricos e laterizações. Ocorre também Turmalinitos bandados associados a corpos anfibolíticos.
- NP1cmm** Complexo Metamáfico-Metaltramáfico: Xistos ultramáficos compostos por clorita, anfibólio e talco, afloram geralmente em blocos e encontram-se bastante intemperizados. E Anfibolitos médios a grossos, compostos por anfibólio, plagioclásio e biotita com quartzos e calcopirita. Podem ocorrer Turmalinitos maciços associados.



MAPEAMENTO GEOLÓGICO BÁSICO EM ESCALA DE SEMI-DETALHE A SUL DO MUNICÍPIO DE GOIANDIRA, GOIÁS.
 Autor (a): Iara Souza Siqueira
 Orientador: Dr. Filipe Goulart Lima
 Mapa Geológico
 Apêndice I

MAPA ESTRUTURAL



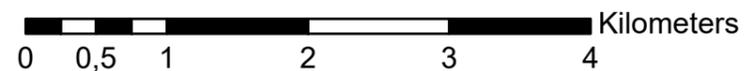
CONVENÇÕES GEOLOGICAS

- | | | | |
|---------|------------------------------|------|------------------|
| —▲— | Contato Tectonico | —S—▶ | S _{n+1} |
| -▲- | Contato Tectonico Aproximado | —▶ | S _n |
| ...▲... | Contato Tectonico Inferido | | |
| — | Falha | | |
| - - - | Falha Inferida | | |
| — | Lineamentos | | |

DOMINIOS ESTRUTURAIS

- | | |
|--|----|
| | NW |
| | SE |

ESCALA: 1:50.000



PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANVERSA DE MERCATOR
 Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 51°W Gr.
 acrescidas as constantes: 10.000k m e 500k m, respectivamente.
 Datum Vertical: SIRGAS 2000, k 22 S
 Inclinação: 31°59'

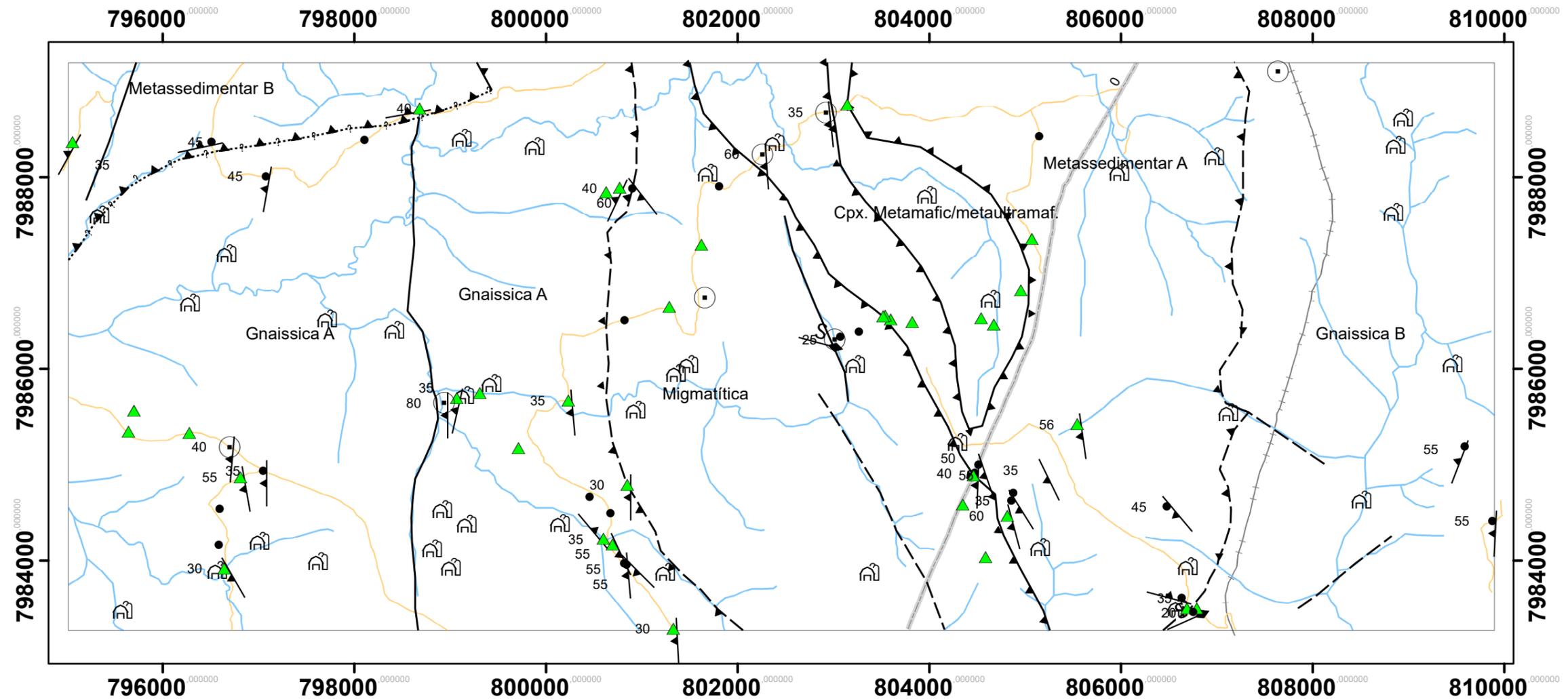


IG

INSTITUTO DE
 Geografia
 UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

MAPEAMENTO GEOLÓGICO BÁSICO EM ESCALA DE SEMI-DETALHE A SUL DO MUNICÍPIO DE GOIANDIRA, GOIÁS.
 Autor (a): Iara Souza Siqueira
 Orientador: Dr. Filipe Goulart Lima
 Mapa Geológico
 Apêndice I

MAPA DE PONTOS



CONVENÇÕES GEOLOGICAS

- | | | | | | |
|---------|------------------------------|-----------------------------|-----------|--|----|
| —▲— | Contato Tectônico | \xrightarrow{S} | S_{n+1} | | |
| -▲- | Contato Tectônico Aproximado | ▲ | S_n | | |
| ...▲... | Contato Tectônico Inferido | DOMINIOS ESTRUTURAIS | | | |
| — | Falha | | | | NW |
| - - - | Falha Inferida | | | | SE |
| — | Lineamentos | | | | |

Legenda

- | | | | |
|---|--------------------|--|----------------------|
| ● | Ponto | | Drenagens Principais |
| ○ | Ponto com Lâmina | | Rodovia GO-305 |
| ▲ | Pontos com Amostra | | Estradas de Terra |
| | Fazendas | | Ferrovia |

ESCALA: 1:50.000



IG INSTITUTO DE
Geografia
UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANVERSA DE MERCATOR
 Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 51°W Gr.
 acrescentadas as constantes: 10.000k m e 500k m, respectivamente.
 Datum Vertical: SIRGAS 2000, k 22 S
 Inclinação: 31°59'

MAPEAMENTO GEOLÓGICO BÁSICO EM ESCALA DE
 SEMI-DETALHE A SUL DO MUNICÍPIO DE
 GOIANDIRA, GOIÁS.
 Autor (a): Iara Souza Siqueira
 Orientador: Dr. Filipe Goulart Lima
 Mapa Geológico
 Apêndice I