UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA

VICTOR HUGO SOUTO NUNES

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DAS ROCHAS GNÁISSICAS-MIGMATÍTICAS E METASSEDIMENTARES DO GRUPO ARAXÁ NA REGIÃO DE ARAGUARI (MG) – CUMARI (GO)

Monte Carmelo - MG
2020

VICTOR HUGO SOUTO NUNES

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DAS ROCHAS GNÁISSICAS-MIGMATÍTICAS E METASSEDIMENTARES DO GRUPO ARAXÁ NA REGIÃO DE ARAGUARI (MG) – CUMARI (GO)

Trabalho de Conclusão de Curso, exigência parcial para obtenção do Título de bacharel em Geologia da Universidade Federal de Uberlândia, campus Monte Carmelo.

Orientador: Filipe Goulart Lima

Monte Carmelo - MG

2020

VICTOR HUGO SOUTO NUNES

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DAS ROCHAS GNÁISSICAS-MIGMATÍTICAS E METASSEDIMENTARES DO GRUPO ARAXÁ NA REGIÃO DE ARAGUARI (MG) – CUMARI (GO)

Trabalho de Conclusão de Curso, exigência parcial para obtenção do Título de bacharel em Geologia da Universidade Federal de Uberlândia, campus Monte Carmelo.

Monte Carmelo, 18/12/2020

Banca Examinadora:

_____

Filipe Goulart Lima (Orientador) – Doutor (UFU)

_____

Marco Antônio Delinardo da Silva – Doutor (UFU)

_____

Alex Joaquim Choupina Andrade Silva – Doutor (UFVJM)

Dedico este trabalho aos meus amigos, a minha família e namorada, e principalmente aos meus pais, pelo estímulo, carinho e compreensão.

AGRADECIMENTOS

A Deus, que está sempre me guiando e protegendo em todos os meus passos.

Aos meus pais, David e Ângela que nunca mediram esforços para me ajudar e são meu espelho e minha base, obrigado por confiar, investir e me motivar nessa jornada.

A minha irmã pelo carinho e cuidado.

À toda minha família, em especial as minhas avós, que mesmo indiretamente me transmitem carinho e me revitalizam, e ao meu falecido avô, que mesmo muito tempo longe, sinto que ele gostaria de estar presenciando este momento com bastante orgulho.

A minha namorada Ana Luisa, pelo amor, carinho, refúgio, dedicação, apoio, ajuda e paciência.

Aos meus colegas e futuros companheiros de profissão da 1° e 2º turma de geologia pela amizade e companheirismo nos momentos de alegria e tristeza. Meus agradecimentos em especial para os meus amigos Eugênio, João Paulo, Igor, Matheus e Marco Aurélio.

Aos professores do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia, por todo aprendizado adquirido durante o período de graduação. Meus agradecimentos em especial para a professora Liliane por ter me ajudado de prontidão a arrumar estágio.

Ao meu orientador Filipe Goulart Lima, pela orientação, colaboração e ensinamentos transmitidos ao longo dessa jornada final.

A todos aqueles que direta ou indiretamente, contribuíram para a realização do presente trabalho e desta etapa em minha vida.

OBRIGADO!

“Não estudar não te faz pior do que ninguém, mas te limita ao pouco que vês e te priva de estar pronto para reagir em situação de stress ou necessidade (PAULO MUZY, 2020).”

RESUMO

O seguinte projeto resultou em um mapa geológico com escala de 1:50.000, em uma área de 6000 ha na divisa entre os Estados de Minas Gerais e Goiás. A área está localizada no Triângulo Mineiro e no Sudeste de Goiás, na altura do km-0 da rodovia federal BR-050 e se estende ao longo de 12 km sobre o Rio Paranaíba a jusante da Barragem de Emborcação. O contexto geológico está inserido na Faixa Brasília Meridional e é composto por rochas metassedimentares do Grupo Araxá, gnáissicas e migmatíticas do Ortognaisse Goiandira e sequências metavulcanossedimentares do Complexo Maratá. O objetivo deste mapeamento é detalhar e integrar a continuidade dessas unidades entre os estados de Minas Gerais e Goiás, de forma que haja uma cartografia unificada e mais detalhada, contribuindo para o avanço da cartografia geológica brasileira. A principal justifica é a falta de trabalhos na transição das unidades entre esses dois Estados, principalmente quando se trata das unidades pré-cambrianas da Faixa Brasília. A geologia local é representada por duas unidades, Metassedimentar e Gnáissica Migmatítica, subdivididas em granada-biotita-muscovita xisto, quartzito/muscovita xisto, granada-biotita-muscovita gnaisse e migmatito respectivamente. As rochas metassedimentares foram associadas ao Grupo Araxá B e as quartzo-feldspáticas aos Ortognaisses Goiandira. Foram identificadas duas foliações tectônicas, a Sn, marcada pelo bandamento composicional e pela xistosidade, e a Sn+1, caracterizada por ser uma foliação mais espaçada marcada pela clivagem de crenulação e dobras plano axiais, além dessas estruturas, há a ocorrência de zona de cisalhamento com cinemática dextral (Dn+2). A área foi dividida em domínios Oeste e Leste, separados pela falha de empurrão. O primeiro é constituído por rochas metassedimentares e possui paragênese típica da fácies anfibolito. O segundo é constituído por rochas quartzo-feldspáticas e possui paragênese compatível com fácies anfibolito superior, com temperaturas mínimas de 700ºC. Todas as unidades foram retrometamorfizadas para fácies xisto verde, evidenciada principalmente pela cloritização da biotita e granada, e saussuritização dos plagioclásios. No que se refere a cartografia geológica, esse trabalho representa o quão importante são os estudos detalhados ao longo da divisa desses Estados, para a obtenção de informações detalhadas sobre a Faixa Brasília Meridional.

Palavras chaves: Faixa Brasília Meridional, Mapeamento Geológico, Ortognaisse Goiandira, Grupo Araxá.

ABSTRACT

The following project resulted in a geological map with a scale of 1: 50,000, in an area of 6000 ha on the border between the States of Minas Gerais and Goiás. The area is located in the Triângulo Mineiro and in the Southeast of Goiás, at the height of the km- 0 from the federal highway BR-050 and extends over 12 km over the Paranaíba River downstream of the Emborcação Dam. The geological context is inserted in the Brasília Meridional Belt and is composed by meta-sedimentary rocks of the Araxá Group, gneiss and migmatitic rocks of the Ortognaisse Goiandira and metavolcan-sedimentary sequences of the Maratá Complex. The purpose of this mapping is to detail and integrate the continuity of these units between the states of Minas Gerais and Goiás, so that there is a unified and more detailed cartography, contributing to the advancement of Brazilian geological cartography. The main justification is the lack of work on the transition of units between these two States, especially when it comes to the Precambrian units of the Brasília Belt. The local geology is represented by two units, metasedimentary and Gnáissica Migmatítica, subdivided into garnet-biotite-muscovite schist, quartzite / muscovite shale, garnet-biotite-muscovite gneiss and migmatite respectively. The metasedimentary rocks were associated with the Araxá B Group and the quartz-feldspathic rocks with the Ortognaisses Goiandira. Two tectonic foliations were identified, Sn, marked by compositional banding and schistosity, and Sn + 1, characterized by being a more spaced foliation marked by crenulation cleavage and axial plane folds, in addition to these structures, there is the occurrence of shear with dextral kinematics (Dn + 2). The area was divided into West and East domains, separated by the push failure. The first is made up of metasedimentary rocks and has typical paragenesis of the amphibolite facies. The second consists of quartz-feldspar rocks and has paragenesis compatible with upper amphibolite facies, with minimum temperatures of 700ºC. All units were retrometamorphized to green schist facies, evidenced mainly by the chloritisation of biotite and garnet, and the saussuritization of plagioclases. With regard to geological cartography, this work represents how important are the detailed studies along the boundary of these states, in order to obtain detailed information about the Southern Brasília Belt.

Keywords: Southern Brasilia Belt, Geological Mapping, Ortognaisse Goiandira, Araxá Group.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo.....22

Figura 1.2. Modelo Digital de Elevação (MDE) em bloco diagrama representando a morfologia do relevo na área.....23

Figura 2.1. Organograma da execução das atividades pré-campo.....25

Figura 3.1. Arcabouço tectônico brasileiro com destaque para a Província Tocantins em vermelho.....27

Figura 3.2. Mapa de compartimentação tectônica da Faixa Brasília com localização da área de estudo (retângulo vermelho).....29

Figura 3.3. Coluna estratigráfica representando as principais unidades em relação a área de estudo...30

Figura 3.4. Integração dos mapas geológicos do Estado de Goiás com a Folha Goiandira em Minas Gerais, exibindo as unidades litoestratigráficas reconhecidas ao longo da área de estudo.....31

Figura 3.5. Domínios lito-estruturais contendo as lineações de Simões (2005) com destaque para DEA e DOM.....38

Figura 4.1. Mapa geológico simplificado da área de estudo.....40

Figura 4.2. A- Afloramento de biotita-muscovita gnaisse em blocos e matacões em meio a pastagem (ponto VHSN83). **B-** Bloco de biotita-muscovita gnaisse apresentando esfoliação esferoidal (ponto VHSN30). **C-** Afloramento em lajedo de granada-biotita gnaisse, apresentando bandamentos centimétricos (ponto VHSN15). **D-** Afloramento de biotita-muscovita gnaisse sem intemperismo em canal fluvial (ponto VHSN91).....41

Figura 4.3. A- Amostra de biotita-muscovita gnaisse acinzentado, apresentando bandamentos milimétricos em um conjunto crenulado (amostra VHSN30). **B-** Amostra de granada-biotita gnaisse com coloração ocre avermelhado devido ao moderado grau de intemperismo (amostra VHSN40).....42

Figura 4.4. (Fotomicrografia amostra VHSN30) **A-** Textura predominantemente granoblástica, mostrando bandas granoblásticas mais espessas e bandas lepidoblásticas menos espessas (nicóis

paralelos). **B-** Clivagem de crenulação com dobras (Dn+1) em arcos poligonais (nicóis paralelos). **C-** Disposição dos minerais essenciais quartzo (qtz), muscovita (msc), biotita (bt) e granada (grt), além de minerais secundários de clinozoisita (clz) (nicóis paralelos). **D-** Fotomicrografia anterior com nicóis cruzados, indicando minerais de plagioclásio (plg) com maclas polissintéticas e uma matriz feldspática bastante alterada. **E-** Detalhe da ocorrência de titanita (tt) e minerais de clinozoisita (clz) sobrepostos aos minerais essenciais (nicóis paralelos). **F-** Detalhe nos minerais em charneira de dobra, mostrando a muscovita cortando os minerais de biotita e as clinozoisita (clz) sobrepondo esse conjunto (nicóis paralelos).....44

Figura 4.5. A- Amostra de biotita gnaisse representando o paleossoma. **B-** Amostra em detalhe do anfibolito presente no migmatito. **C-** Leucossoma apresentando porfiroblastos de granada. **D-** Melanossoma composto essencialmente por hornblenda e biotita com foliação marcada por xistosidade.....45

Figura 4.6. A e B- Afloramento apresentando porções de neossoma e paleossoma do migmatito com dobras pitgmáticas e *boudins* (ponto VHSN 01 e 71). **C-** Blocos de leucossoma com sua coloração branca acinzentada (ponto VHSN 63). **D-** Afloramento em lajedo do melanossoma bastante intemperizado (ponto VHSN69).....46

Figura 4.7. (Fotomicrografia amostra VHSN57) **A-** Textura granoblástica, exibindo cristais de quartzo (qtz) recristalizados e mega cristais de plagioclásio (plg) (nicóis paralelos). **B-** Imagem A com nicóis cruzados, exibindo a forte extinção ondulante do quartzo (qtz) e minerais feldspáticos bastantes saussuritizados, com possível alteração para carbonato no cristal de plagioclásio (plg) em destaque. **C-** Mega cristais de microclínio (mcr) apresentando cristais de quartzo (qtz) sobrepostos e bordas alterando para muscovita (msc), além de na mesma imagem conter granada *tardi*-tectônica (nicóis cruzados). **D-** Destaque para minerais subdioblásticos de plagioclásio (plg), onde eles se encontram em menores dimensões e para o cristal de muscovita (msc), sobreposto a matriz feldspática saussuritizada (nicóis cruzados). **E-** Ocorrência de biotita (bt) (*schlieren*), apresentando halos pleocróicos com muscovita associada e minerais de epidoto (ept) relacionados à matriz feldspática saussuritizada (nicóis paralelos). **F-** Porfiroclasto anédrico de granada (grt) no círculo destacado, apresentando alteração para óxidos em seu interior (nicóis paralelos).....49

Figura 4.8. (Fotomicrografia amostra VHSN71M) **A-** Foliação deformada em dobra apertada (nicóis paralelos). **B-** Textura lepidoblástica com foliação anastomosada em vermelho (nicóis paralelos). **C-** Detalhe nos cristais de hornblenda (hnb) em verde musgo, alterando para biotita (bt) em marrom escuro (nicóis paralelos). **D-** Destaque no porfiroblasto de plagioclásio (plg) com alteração nas bordas, apresentando muscovita (msc) e epidoto (ept), além de na mesma imagem conter cristais de biotita (bt)

alterando para clorita (cl) (nicóis cruzados). **E-** Minerais de biotita (bt) e clorita (cl) em marrom e verde respectivamente, epidoto (ept) relacionado a matriz de plagioclásio (plg) saussuritizado e quartzo (qtz) subordinado (nicóis paralelos). **F-** Porfiroclasto de plagioclásio com minerais recristalizados de quartzo (qtz) na sombra de pressão, além de apresentar muscovita (msc) associada nas bordas e titanita (tt) como acessório (nicóis cruzados).....52

Figura 4.9. (Fotomicrografia amostra VHSN71P) **A-** Textura granoblástica em porção limítrofe (em vermelho) com banda mais máfica (nicóis paralelos). **B-** Textura granoblástica em banda quartzo feldspática, com detalhe nos minerais feldspáticos bastantes alterados (nicóis cruzados). **C-** Cristais de plagioclásio (plg) com alteração nas bordas apresentando clorita (cl) e epidoto (ept) associados, além da presença de minerais de quartzo (qtz), biotita (bt) e granada (grt) subordinados (nicóis paralelos). **D-** Granada (grt) fraturada com preenchimento de clorita (cl) (nicóis paralelos).....55

Figura 4.10. (Fotomicrografia amostra VHSN71P) **A-** Aspecto dos minerais de plagioclásio (plg) com alteração avançada e minerais de clorita (cl) e muscovita (msc) ocorrendo em suas bordas (nicóis paralelos). **B-** Destaque para os minerais de clinozoisita (clz) aciculares (nicóis paralelos). **C-** Ocorrência de massa de minerais finos e alongados, com aspecto fibroso por cima de minerais de plagioclásio, sendo identificados como fibrolita/sillimanita (sil) (nicóis paralelos). **D-** Imagem C com nicóis cruzados.....56

Figura 4.11. (Fotomicrografia amostra VHSN58) **A-** Textura nematoblástica apresentando a orientação da hornblenda (hnb) e meio a uma matriz de plagioclásio (plg) saussuritizado (nicóis paralelos). **B-** Imagem A com nicóis cruzados. **C-** Detalhe da lâmina com os principais minerais da rocha hornblenda (hnb) apresentando zoneamento em tom de verde, plagioclásio (plg) bastante alterado, epidoto (ept) e quartzo (qtz) (nicóis paralelos). **D-** Imagem C com nicóis cruzados.....58

Figura 4.12. A- Afloramento de biotita-muscovita xisto em forma de regolito (ponto VHSN46). **B-** Afloramento de muscovita xisto no Córr. Limoeiro (ponto VHSN26). **C-** Blocos de biotita-muscovita xisto em formato tabular (ponto VHSN45). **D-** Biotita-muscovita xisto com pastilhamento (ponto VHSN25).....59

Figura 4.13. A- Biotita-muscovita xisto intemperizado (amostra VHSN50). **B-** Granada-biotita-muscovita xisto com baixo grau de intemperismo (ponto VHSN23). **C-** Quartzito ferruginoso (amostra VHSN45-46). **D-** Quartzito micáceo (amostra VHSN36).....60

Figura 4.14. (Fotomicrografia amostra VHSN23) **A-** Textura lepidoblástica com bandas ricas em minerais micáceos alternadas por bandas quartzosas (nicóis paralelos). **B-** Foliação deformada pela

clivagem de crenulação (nicóis cruzados). **C e D-** Detalhe na cloritização (cl) das biotitas (bt) (nicóis paralelos). **E-** Porfiroblasto de feldspato (fds) afetando a foliação (nicóis paralelos). **F-** Detalhe nos minerais de granada sobrepostos aos minerais de muscovita (nicóis paralelos).....62

Figura 4.15. Fotografia apresentando as colinas acentuadas ao fundo, que representam a unidade em questão.....63

Figura 4.16. A- Afloramento no Rib. Mata-Boi, apresentando quartzitos intercalados por muscovita xisto, marcado em vermelho (ponto VHSN104). **B-** Afloramento em canal pluvial, indicando o contato entre o muscovita xisto e o quartzito (ponto VHSN101). **C-** Bloco de quartzito *in-situ* (ponto VHSN79). **D-** Blocos de muscovita xisto, oriundos de desmonte ao lado da ferrovia (ponto VHSN100).....64

Figura 4.17. A- Amostra de quartzito sericítico (ponto VHSN101). **B-** Muscovita xisto típico da unidade em questão (ponto VHSN100).....65

Figura 4.18. (Fotomicrografia amostra VHSN78) **A-** Predomínio de bandas micáceas composta por muscovita, marcando a textura lepidoblásitca (nicóis paralelos). **B-** Foliação dobrada marcada pela alternância de bandas micáceas e quartzosas (nicóis paralelos). **C-** Destaque no contato entre os bandamentos, com predomínio de minerais 15oscovítica15 (msc) e quartzo (qtz), além de minerais de clorita (cl) e epidoto (ept) subordinados. Detalhe na presença de óxidos nos entre os grãos e entre as bandas (nicóis paralelos). **D-** Minerais de biotita (bt) alterando para clorita (cl) (nicóis paralelos). **E-** Porfiroblastos de granada (grt) alterados para óxido, afetando a foliação (nicóis paralelos). **F-** Cristais everdeados de turmalina (turm) sobrepostos a matriz 15oscovítica (msc) (nicóis paralelos).....67

Figura 5.1. Mapa ilustrando os domínios estruturais (OESTE e LESTE) da área de estudo.....68

Figura 5.2. Estereograma indicando as projeções da foliação principal (Sn) para o Domínio Oeste.....69

Figura 5.3. A- Biotita-muscovita xisto apresentando clivagem de crenulação (Sn+1) em amarelo e a foliação principal (Sn) em branco (ponto VHSN72). **B-** Fotomicrografia de granada-biotita-muscovita xisto apresentando a clivagem de crenulação (Sn+1) em amarelo e a foliação principal (Sn) em branco (amostra VHSN23).....70

Figura 5.4. Estereograma indicando as projeções da foliação de crenulação (Sn+1) para o Domínio Oeste.....70

Figura 5.5. Dobras centimétricas em *kinks* em muscovita xisto (Ponto VHSN75).....71

Figura 5.6. Padrão anastomosado da foliação em biotita-muscovita xisto.....71

Figura 5.7. Estereograma indicando as projeções da foliação principal (Sn) para o Domínio Leste.....72

Figura 5.8. A- Granada-biotita gnaisse crenulado (ponto VHSN40). **B-** Fotomicrografia de biotita-muscovita gnaisse apresentando o bandando (Sn) em vermelho e a clivagem de crenulação (Sn+1) em amarelo (amostra VHSN33).....73

Figura 5.9. Estereograma indicando as projeções da foliação de crenulação (Sn+1) para o Domínio Leste.....73

Figura 5.10. A- Dobra isoclinal inclinada em escala de afloramento (Ponto VHSN04). **B-** Projeção das atitudes dos eixos de dobras do Domínio Leste.....74

Figura 5.11. A- Detalhe no biotita-muscovita gnaisse cisalhado. **B-** Indicador cinemático do tipo sigmoidal situado na zona de cisalhamento, indicando movimento dextral.....75

Figura 5.12. Fraturas observadas em campo e suas direções principais (VHSN104).....75

Figura 5.13. A- Diagrama de rosetas com projeções das direções de fraturas medidas em campo. **B-** Diagrama de rosetas com as direções azimutais dos fotolineamentos. **C-** Lineamentos estruturais sobrepostos ao relevo sombreado.....76

Figura 6.1. A- Porfiroblastos de granada *sin*-tectônicos (Fotomicrografia VHSN78). **B-** Cristais de granada *tardi*-tectônicos sobrepondo a clivagem de crenulação (Sn+1) (Fotomicrografia VHSN23).....78

Figura 7.1. Paiol de areia na margem do rio Paranaíba (ponto VHSN21).....79

Figura 7.2. Extração de argila em área de várzea do rio Paranaíba (ponto VHSN19).....80

Figura 7.3. Mapa indicando os polígonos dos processos minerários da área e as respectivas substâncias.....81

Figura 7.4. Mapa indicando os polígonos dos processos minerários da área e suas respectivas fases.....82

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 Coordenadas dos vértices da área em Sistemas de Coordenadas UTM SIRGAS2000 Zona 22S e sua área de extensão.....21

Tabela 3.1. Compilação dos principais trabalhos relacionados a evolução estrutural da Faixa Brasília Meridional.....37

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 20
1.1 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS 20
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO 21
1.3 FISIOGRAFIA 23
2. MÉTODOS E ETAPAS DO TRABALHO 24
2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO 24
2.2 TRABALHO PRÉ-CAMPO 24
2.3 TRABALHO DE CAMPO 25
2.4 PETROGRAFIA 26
2.5 RELATÓRIO FINAL 26
3. GEOLOGIA REGIONAL 26
3.1 INSERÇÃO TECTÔNICA 26
3.1.1 FAIXA BRASÍLIA 27
3.2 AMBIENTES TECTÔNICOS E CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS 29
3.2.1 COMPLEXO MARATÁ 31
3.2.2 ORTOGNAISSE GOIANDIRA 32
3.2.3 GRUPO ARAXÁ 34
3.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA 35
3.5 ESTRUTURAL DA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL 36
3.4 METAMORFISMO DA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL 38
4. GEOLOGIA LOCAL 39
4.1. GRANADA-BIOTITA-MUSCOVITA GNAISSE (NPgg) 40
4.2 MIGMATITO (NPmg) 45
4.2.1 LEUCOSSOMA 47
4.2.2 MELANOSSOMA 50
4.2.3 PALEOSSOMA 53
4.3. GRANADA-BIOTITA-MUSCOVITA XISTO (NPxq) 58
4.4. QUARTZITO / MUSCOVITA XISTO (NPqx) 63
5. GEOLOGIA ESTRUTURAL 68
5.1 DOMÍNIO OESTE 68
5.2 DOMÍNIO LESTE 71
6. METAMORFISMO 77
7. OCORRÊNCIAS MINERAIS 79
9. CONCLUSÃO 85
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 87
APÊNDICE 93

1. INTRODUÇÃO

É de se considerar que existem diversos trabalhos enfatizando as características evolutivas, composicionais e estruturais da Faixa Brasília Meridional, realizados em diferentes setores deste orógeno (VALERIANO, 1993; FUCK *et al.*, 1993; FUCK *et al.*, 1994; SIMÕES, 1995; PIMENTEL *et al.*, 1999; SEER, 1999; ARAUJO FILHO, 2000; DARDENNE, 2000; PIMENTEL *et al.*, 2000; PIMENTEL *et al.*, 2001; SEER, 2001; VALERIANO *et al*., 2004; SIMÕES, 2005; KLEIN, 2008; UHLEIN *et al*., 2012; NAVARRO *et al.,* 2013; PIMENTEL, 2016). Contudo, ainda existem muitas regiões que carecem de informações detalhadas ao longo dessa faixa de dobramentos.

A região onde está inserida a área de estudo é uma das que carecem de um maior detalhamento geológico. O principal problema identificado é a falta de concordância entre os mapas geológicos existentes na divisa de Minas Gerais (SEER; MORAES, 2017) com o de Goiás (LACERDA FILHO *et al.*, 1999).

Na região sudeste do Estado de Goiás é comum a ocorrência de unidades constituídas por rochas de composições graníticas associadas aos metassedimentos do Grupo Araxá (LACERDA FILHO *et al.*, 1999). Entretanto, a continuidade, a composição, os padrões estruturais e a relação dessas rochas com os metassedimentos não estão bem compatibilizadas com as descritas no Triângulo Mineiro em Minas Gerais.

Portanto, devido à falta de continuidade das unidades litoestratigráficas entre esses mapas disponíveis, torna-se necessário estudos mais detalhados que assegurem a extensão das unidades identificadas por Seer e Moraes (2017) no Triângulo Mineiro ao longo da região sudeste de Goiás. Dessa forma, esta monografia é uma contribuição para o avanço da cartografia geológica e para a evolução do entendimento geológico da Faixa Brasília Meridional ao longo do limite dos Estados em questão.

1.1 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

A presente monografia tem como principal objetivo, realizar um mapeamento geológico com escala de 1:50.000 na divisa entre os estados de Minas Gerais e Goiás. O propósito é compreender, integrar e verificar, entre ambos os estados, a continuidade das litologias relacionadas as sequências gnásssicas migmatíticas da unidade Ortognaisse Goiandira (KLEIN, 2008), metassedimentares do Grupo Araxá e metavulcanossedimentares associadas ao Complexo Maratá, identificadas por Seer e Moraes (2017) no Triângulo Mineiro.

O mapeamento geológico do Estado de Goiás foi realizado em 1:500.000 e posteriormente compartimentado em quatro quadrantes e ampliados para 1:250.000, enquanto os produzidos em Minas Gerais, são em 1:100.000. Portanto, a realização deste trabalho é justificada pela ausência de estudos que buscam integrar a geologia da Faixa Brasília Meridional ao longo do limite entre os Estados em questão e pela diferença das escalas dos mapas disponíveis.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

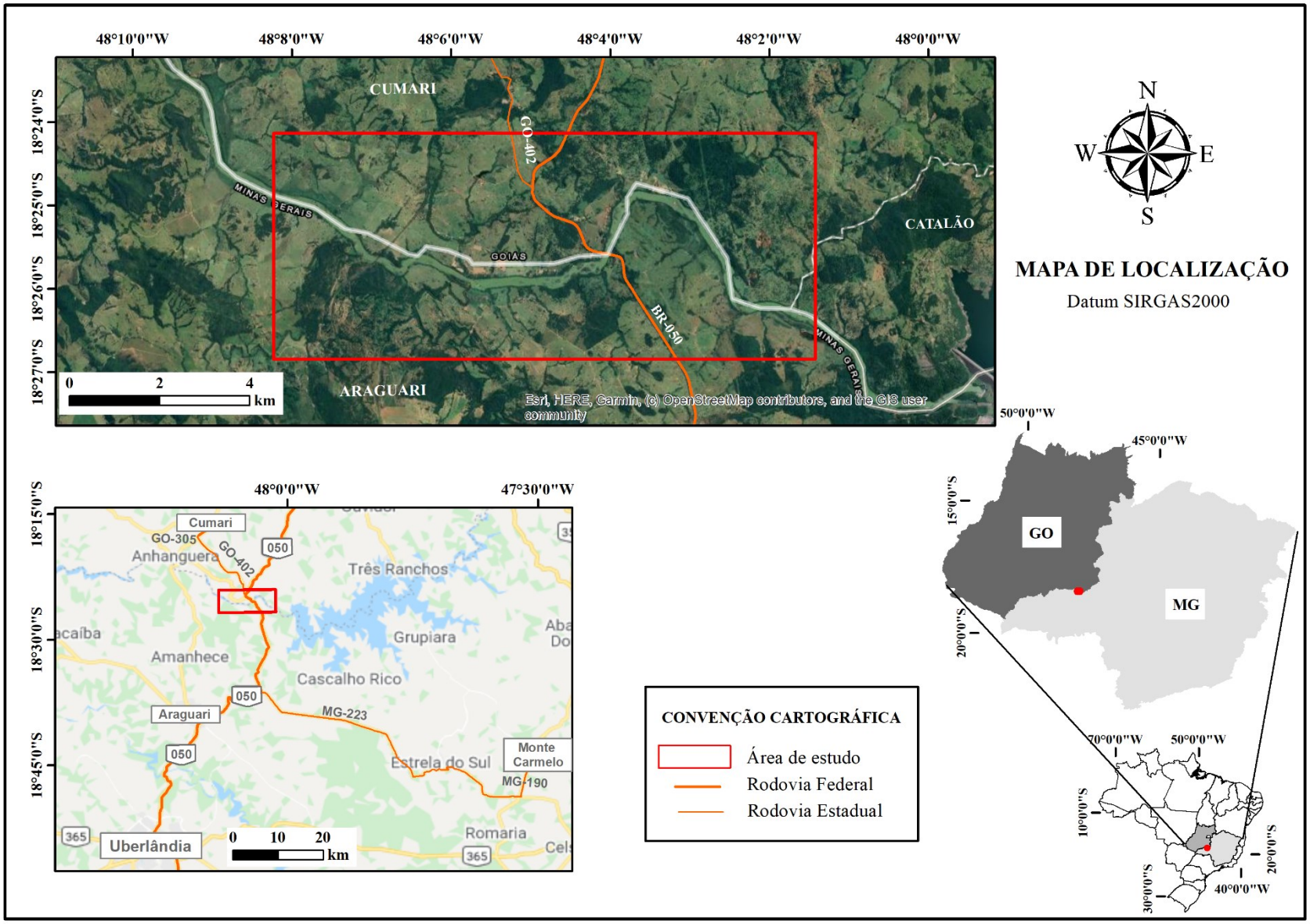
A área estudada, com cerca de 6000 há, está localizada entre os Estados de Minas Gerais e Goiás (Tabela 1.1), abrangendo os municípios de Araguari – MG, Cumari e Catalão no Estado de Goiás.

Tabela 1.1 Coordenadas dos vértices da área em Sistemas de Coordenadas UTM SIRGAS2000 Zona 22S e sua área de extensão.

COORDENADAS (UTM)			
Vértice	X	Y	Área (ha)
1	802.500	7.963.000	6000
2	814.500	7.963.000	
3	814.500	7.958.000	
4	802.500	7.958.000	

O acesso à área a partir de Monte Carmelo – MG, pode ser efetuado através das rodovias MG-190, MG-223 e BR-050. Além de Monte Carmelo, tem-se ainda como principais cidades, Uberlândia – MG e Araguari – MG, que estão a 73 km e 43 km respectivamente, perfazendo todo o acesso pela rodovia BR-050, sentido Brasília – DF.

Figura 1.1. Mapa de localização da área de estudo.



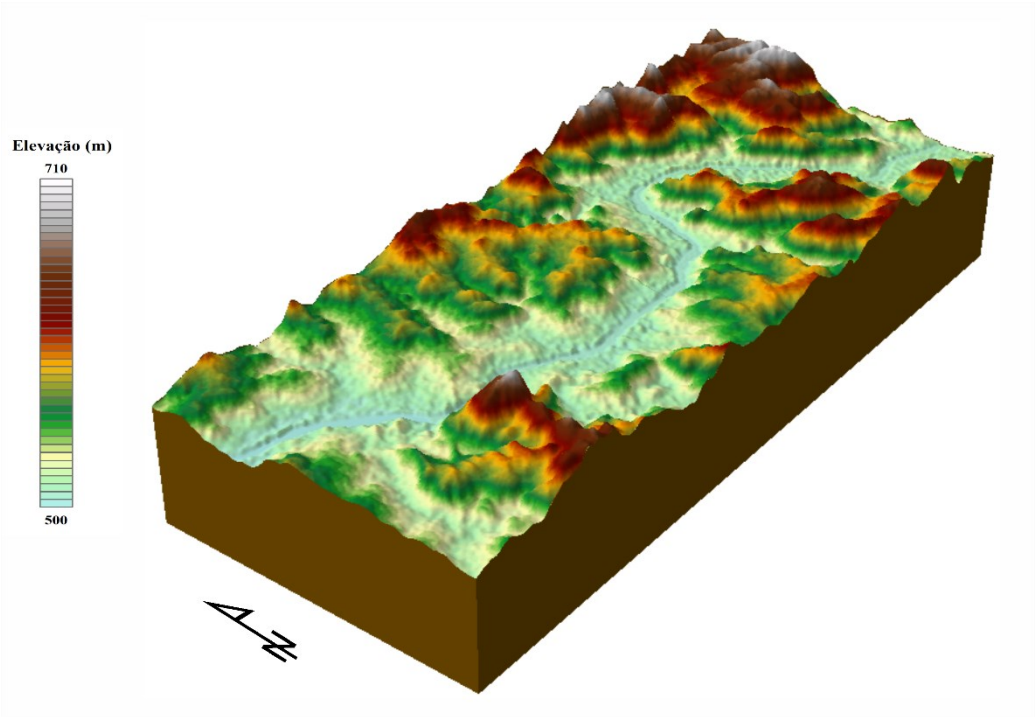
1.3 FISIOGRAFIA

O clima onde a área de estudo está inserida é predominantemente tropical semiúmido, com invernos secos e verões chuvosos, apresentando temperaturas superiores aos 18°C na maioria dos meses, obtendo índices pluviométricos anuais de 1200 a 1700 milímetros. Constata-se também a presença do clima tropical úmido, caracterizado por conter uma prorrogação na duração dos dias chuvosos em relação ao clima anterior (IBGE, 2002).

A vegetação que predomina na região é o cerrado, caracterizado por ser aberto e espaçado, possuir árvores com diferentes alturas, geralmente tortuosas e as folhas são geralmente pilosas ou coriáceas (FERRI, 1980). Contudo, ainda há a presença de uma vegetação mais densa, sobre as colinas com maior elevação, além de matas ciliares ao longo das drenagens.

O relevo da área em questão contém cotas que variam de 500 a 710 metros (Figura 1.2). A porção mais baixa do relevo é marcada pelo entalhamento do rio Paranaíba e subsequente formação das planícies de inundação, as quais são responsáveis por gerarem grandes áreas aplainadas. Já a porção mais elevada é caracterizada por colinas mais expressivas com topos convexos, orientadas segundo *trend* preferencial NW. O restante da área é identificado pela padronização da sinuosidade do relevo.

Figura 1.2. Modelo Digital de Elevação (MDE) em bloco diagrama representando a morfologia do relevo na área.



Fonte: O autor.

Segundo a classificação de Baccaro (1991), a área está inserida na unidade morfoestrutural do Planalto Dissecado do Paranaíba. Ela é definida como regiões inseridas a montante da represa de Itumbiara, com variações altimétricas entre 600 a 1000 metros, possuindo formas de relevos denudacionais convexas. Ainda segundo essa autora, os tipos pedológicos mais expressivos são os Podzólicos Vermelho-Amarelo com alta susceptibilidade à erosão, Latossolos Vermelho-Escuro em relevos planos a levemente ondulados e Cambissolos cascalhentos sobre rochas do Grupo Araxá.

2. MÉTODOS E ETAPAS DO TRABALHO

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O levantamento bibliográfico da área de estudo, utilizou-se dos acervos da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG), da Universidade Estadual Paulista (UNESP), da Universidade Federal de Brasília (UNB) e das plataformas de publicações científicas SciELO, ResearchGate e Google Scholar. Além disso, foram consultados artigos científicos e periódicos publicados em anais de congressos, e livros referentes a temática de estudo disponíveis no Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal de Uberlândia (SISBI/UFU).

2.2 TRABALHO PRÉ-CAMPO

A etapa pré-campo se predispõe em execuções de tarefas de geoprocessamento e sensoriamento remoto, onde é possível elaborar todo um banco de dados indiretos que indicará os principais alvos a serem visitados na etapa de campo.

Os dados utilizados para essas tarefas foram:

- Imagem do radar Alos-Palsar, com resolução espacial de 12,5 metros;
- Fotografias aéreas ortorretificadas 2414-4-SO e 2414-4-SE dos levantamentos SPMGGO de 1:25.000 disponibilizadas pelo IBGE;

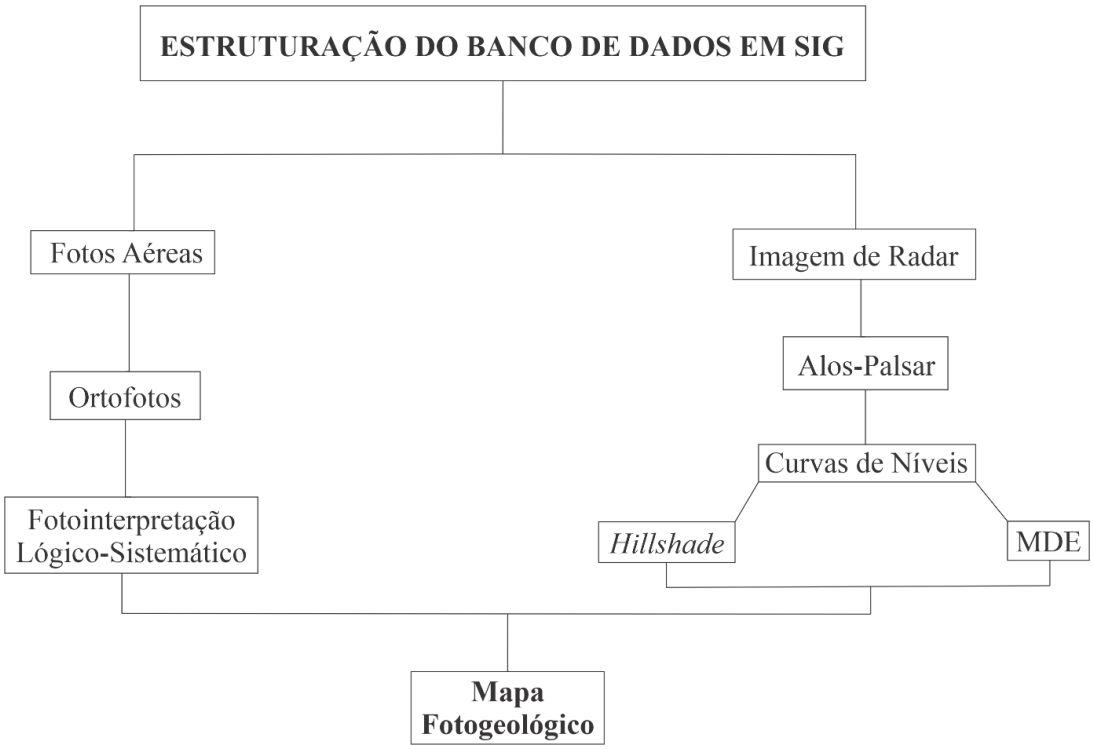
As atividades executadas, utilizaram o software ArcGis® versão 10.3 para o processamento do banco de dados e o tratamento das imagens respectivamente. Os produtos gerados pelo processamento dos dados, foram:

- Mapa fotointerpretado das fotos ortorretificadas, seguindo o método lógico-sistemático (GUY, 1966), que busca definir zonas homólogas a partir de diferentes padrões texturais do relevo e da hidrografia;

- Relevo sombreado e modelo digital de elevação (MDE), através do radar Alos-Palsar, a fim de entender a estruturação e a disposição do relevo;

Resultando então, em uma integração de todas essas informações (Figura 2.1) em único mapa fotogelógico (APENDICE I) e por último houve a extração de curvas de níveis através da imagem do Alos-Palsar para a confecção da base cartográfica utilizada em campo.

Figura 2.1. Organograma da execução das atividades pré-campo.



Fonte: O autor.

2.3 TRABALHO DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados em 4 etapas, a primeira em um dia de reconhecimento, a segunda em seis dias, a terceira em três dias e a quarta em um dia, totalizando em 11 dias.

Foram descritos 105 afloramentos nomeados por VHSN com o número correspondente a cada ponto (APENDICE II) e coletadas cerca de 50 amostras, que posteriormente foram separadas nas 10 mais representativas para serem laminadas. A coleta de dados estruturais tais como foliações, lineações, dobras e indicadores cinemáticos seguem as metodologias de Hobbs *et al*. (1976), Ramsay e Huber (1987), entre outros. As medidas de estruturas planares são referidas no texto da forma azimutal com indicação do rumo de mergulho, seguido de um valor do mergulho (ex. 100/10).

Esse método consistiu em utilizar o mapa fotogeológico, em que as zonas homólogas podem indicar ou não diferentes litologias e estruturas. Em um primeiro momento, a ida ao campo foi no intuito de verificar a relação zona homóloga/litologia/estrutura e se os contatos destas coincidem com as litologias. Posteriormente, buscou-se refinar os contatos dos mapas e compreender melhor a estruturação e o metamorfismo.

2.4 PETROGRAFIA

A confecção de lâminas delgadas para análise petrográfica foi um fator relevante para a caracterização das litologias, permitindo a identificação mais exata das assembleias mineralógica e texturas metamórficas, além de feições de microtectônica que auxiliam na compreensão das estruturas caracterizadas macroscopicamente.

A empresa GeoLab foi a responsável por confeccionar as 10 lâminas delgadas e para isso foram enviadas 10 amostras, representando litologias de diferentes unidades. Os estudos petrográficos foi realizado no Laboratório de Microscopia e Petrografia da UFU.

2.5 RELATÓRIO FINAL

A presente monografia foi desenvolvida em paralelo com as etapas realizadas anteriormente. Os dados estruturais coletados foram tratados em estereogramas e diagramas de roseta através do software OpenStereo versão 2.0b. A confecção dos mapas geológico, estrutural e de pontos foi realizada pelo software ArcGis® versão 10.3 e estão presentes no final deste trabalho.

3. GEOLOGIA REGIONAL

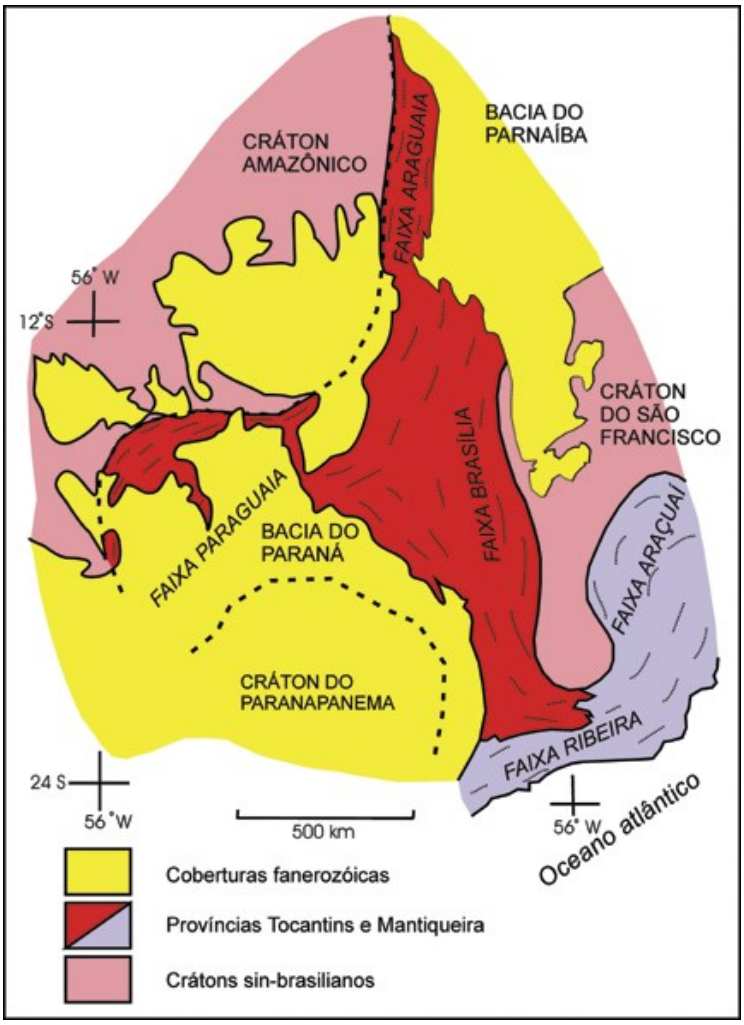
3.1 INSERÇÃO TECTÔNICA

A área estudada situa-se na Província Tocantins (ALMEIDA *et al*., 1977), um orógeno neoproterozoico oriundo da convergência e colisão dos três maiores blocos continentais: o continente Amazônico a oeste, o continente São Francisco-Congo a leste e bloco Paranapanema ao sul, atualmente coberto por rochas fanerozoicas da Bacia do Paraná (Figura 3.1).

A Província Tocantins é constituída por terrenos de diversas idades, do Arqueano ao Neoproterozoico, que se juntaram em múltiplas e sucessivas colisões iniciadas há cerca de 750 Ma, mas tiveram o seu principal desenvolvimento entre 650 e 530 Ma (FUCK et al., 2017, PIMENTEL et al., 2016; VALERIANO et al., 2004; VALERIANO et al., 2017).

O sistema orogênico teve evolução diacrônica (VALERIANO *et al*., 2004) o qual formou as faixas de dobramentos Paraguai e Araguaia, bordejando o Cráton Amazônico e a Faixa Brasília, margeando a borda oeste do Cráton do São Francisco, na qual se encontra a área do presente estudo.

Figura 3.1. Arcabouço tectônico brasileiro com destaque para a Província Tocantins em vermelho.



Fonte: Simplificado de Almeida *et al.* (1981) por Valeriano *et al*. (2004).

3.1.1 FAIXA BRASÍLIA

A Faixa Brasília foi definida por Almeida (1967), sendo compreendida por um conjunto de terrenos e escamas de empurrão de escala crustal que convergiram para o leste, cavalgando contra o paleocontinente ocidental São Francisco-Congo (ALMEIDA *et al*., 1980).

A presente faixa, consiste em unidades metassedimentares de margem passiva, sedimentos mais jovens de mar profundo associados a rochas de arco de ilha, vulcânicas cálcio-

alcalinas, intrusivas, granitos tipo-S e sedimentos neoproterozoicos de bacia *foreland* (FUCK *et al*., 2017; VALERIANO *et al.*, 2008).

O Maciço de Goiás, interpretado como microcontinente (PIMENTEL et al., 2000; PIMENTEL et al., 2004; QUEIROZ et al., 2008; VALERIANO et al., 2008) compreende o embasamento dessa faixa móvel.

Em geral, o metamorfismo e a deformação aumentam progressivamente da borda do cráton, porção leste, em direção à zona mais interna da faixa, a oeste (FUCK, 1994; PIMENTEL et al., 2000; DARDENNE, 2000).

A partir da concepção de Fuck *et al.* (1994), a Faixa Brasília foi compartimentada tectonicamente em zonas de acordo com a variação do grau metamórfico e deformacional que aumenta de leste para oeste (Figura 3.2), permitindo classificá-la em:

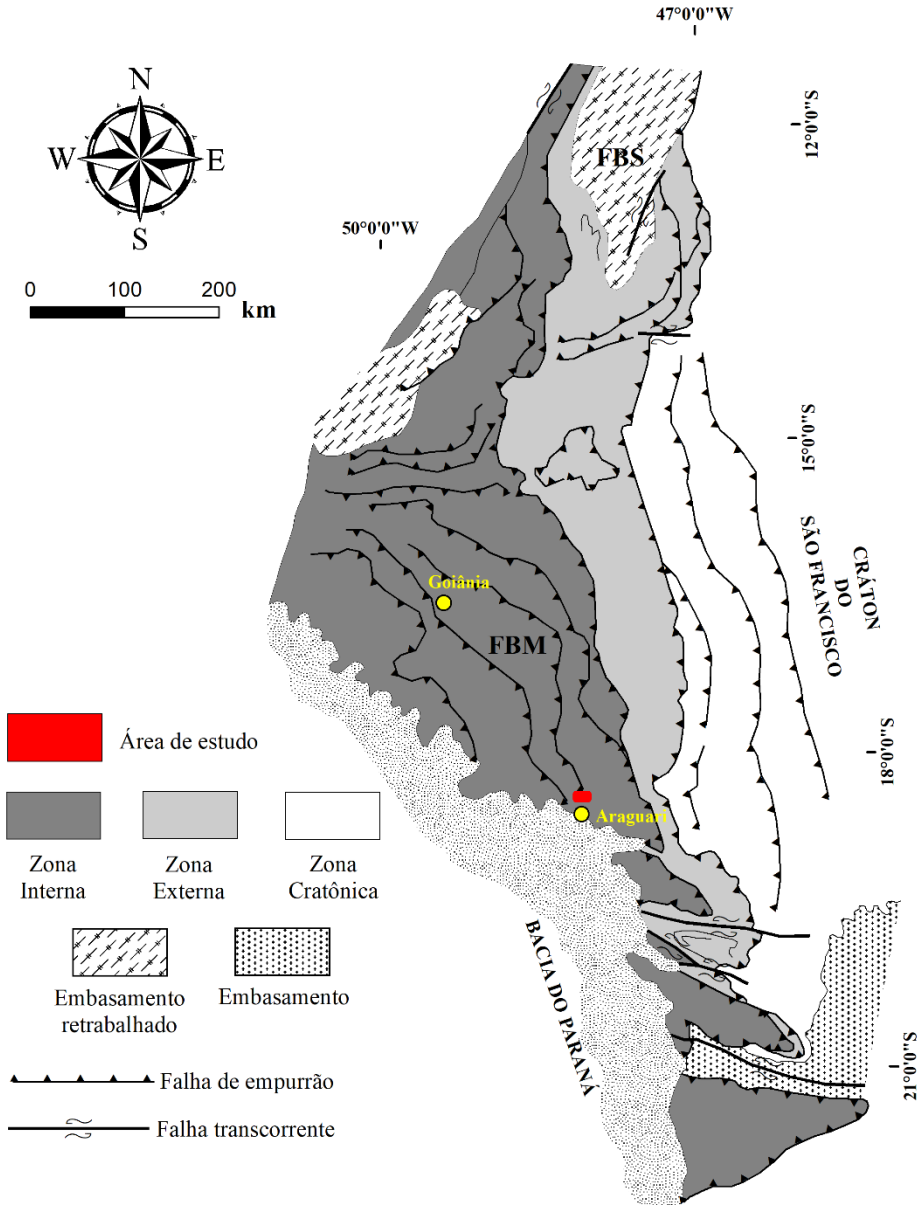
- Zona Interna: compreendido por rochas metassedimentares do Grupo Araxá, rochas graníticas do Complexo Monte Carmelo, associação metavulcanossedimentar de Abadia dos Dourados e terrenos Granulíticos com Ortognaisses;
- Zona Externa: compreendido por rochas metassedimentares dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e porções mais superiores do Grupo Paranoá;
- Zona Cratônica: compreendido principalmente pelos metassedimentos do Grupo Bambuí, Grupo Paranoá e rochas do embasamento.

A compartimentação tectônica da Faixa Brasília é marcada por dois setores, separados pela Sintaxe de Pirineus (COSTA e ANGEIRAS, 1971; ARAÚJO FILHO, 2000), onde há uma distinta orientação metamórfica-deformacional, o que tornou possível a divisão dessa unidade geotectônica em Faixa Brasília Setentrional e Faixa Brasília Meridional (VALERIANO *et al.*, 2004).

A Faixa Brasília Setentrional, trata-se do setor ao norte da Sintaxe de Pirineus, onde a origem é dada pela interação entre os paleocontinentes São Francisco-Congo e Amazônico, cuja orientação metamórfica-deformacional principal é para NE (VALERIANO *et al*., 2004; UHLEIN *et al*., 2012).

A Faixa Brasília Meridional, está situada ao sul da Sintaxe de Pirineus e possui origem relacionada a interação entre os paleocontinentes São Francisco-Congo e Paranapanema, cuja orientação metamórfica-deformacional principal é para NW, local onde está inserida a área do presente estudo (VALERIANO *et al*., 2004; UHLEIN *et al*., 2012).

Figura 3.2. Mapa de compartimentação tectônica da Faixa Brasília com localização da área de estudo (retângulo vermelho).

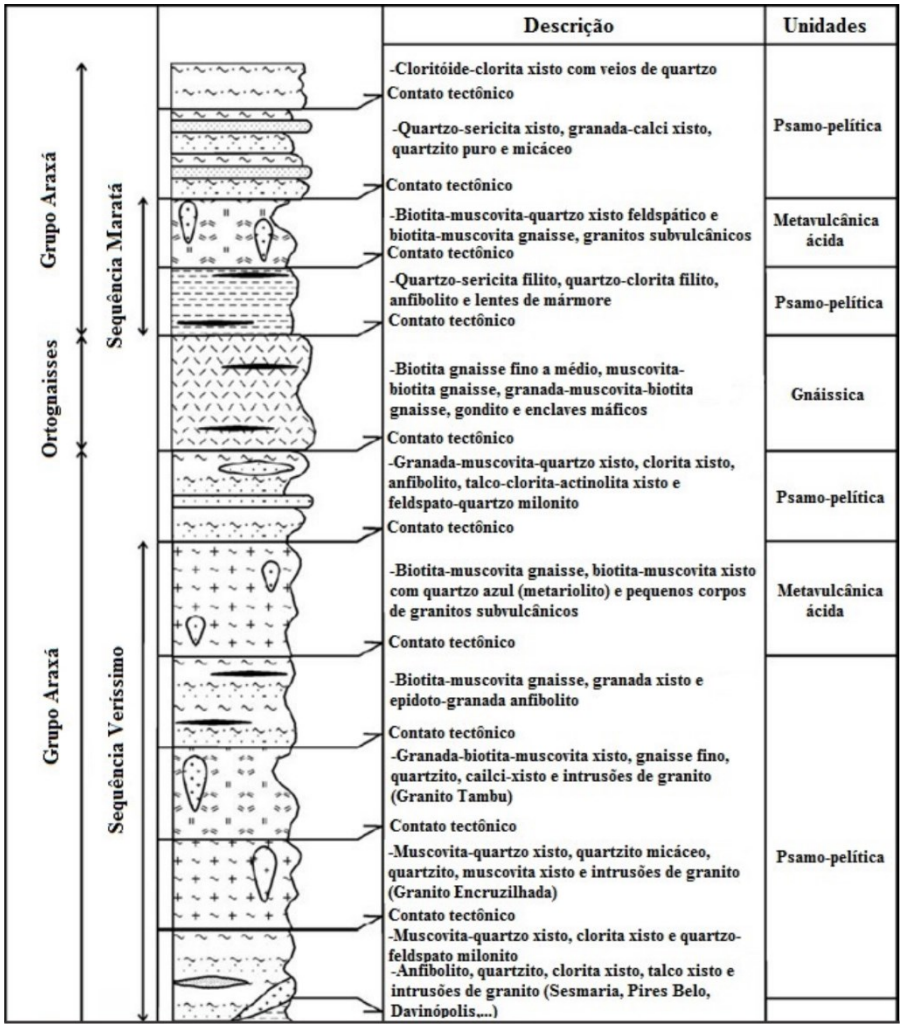


Fonte: Modificado de UHLEIN *et al*., 2012.

3.2 AMBIENTES TECTÔNICOS E CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

O capítulo em questão abordará algumas das unidades litoestratigráficas que estão posicionadas no Domínio Interno da Faixa Brasília Meridional e que abrangem a área de estudo (Figura 3.3). Dentre as unidades, têm-se as rochas metassedimentares do Grupo Araxá, rochas ortognáissicas migmatíticas do Ortognaisse Goiandira (KLEIN, 2008) e metagranitos do Complexo Maratá (SEER; MORAES, 2017).

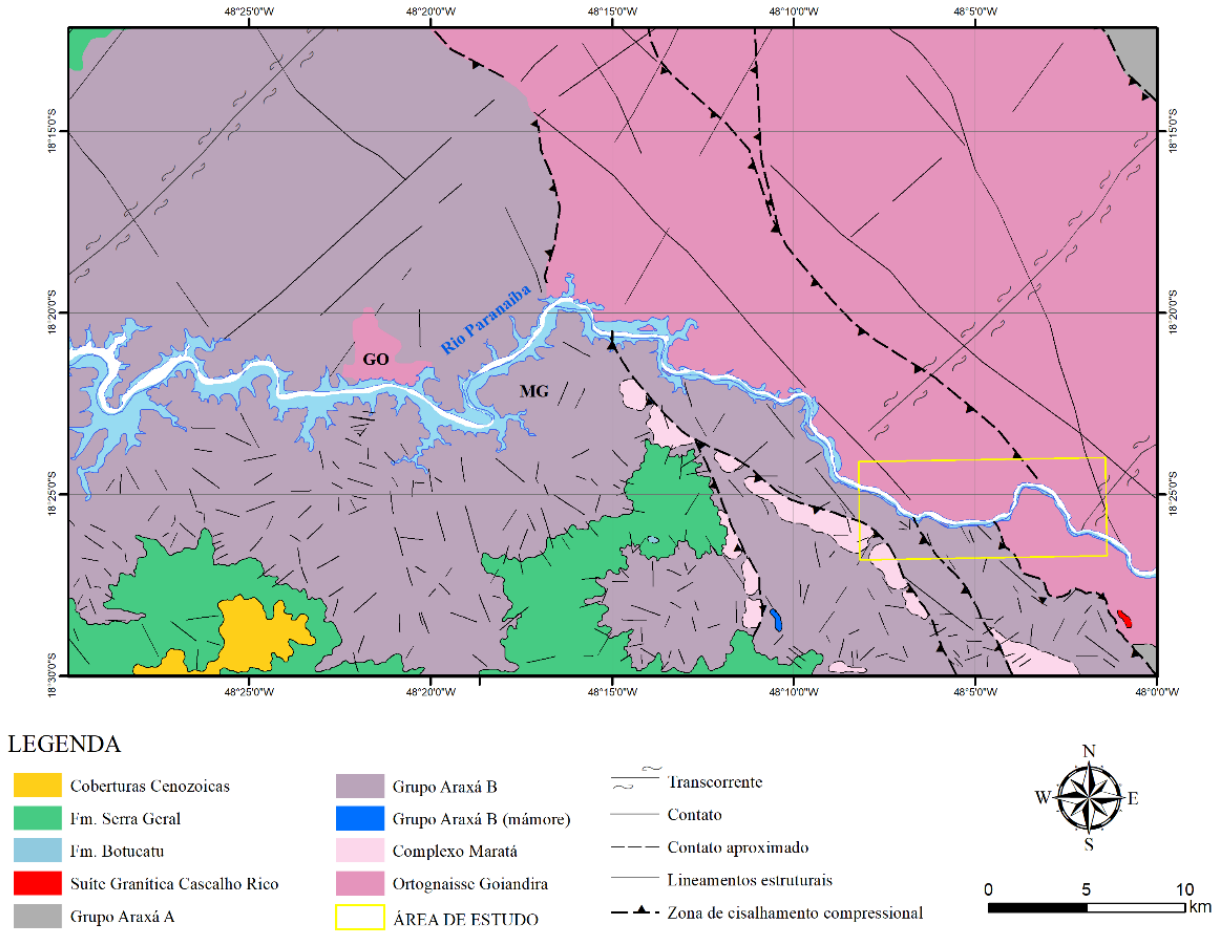
Figura 3.3. Coluna estratigráfica representando as principais unidades em relação a área de estudo.



Fonte: Baseado em Klein, 2008.

Os mapeamentos geológicos que abordam a referida área de estudo foram realizados em escala 1:250.000 no Estado de Goiás (LACERDA FILHO *et al.,* 1999) e em 1:100.000 no Estado de Minas Gerais, cuja denominação é Folha Goiandira SE-22-Z-B-III (SERRANO *et al.,* 2017) (Figura 3.4).

Figura 3.4. Integração dos mapas geológicos do Estado de Goiás com a Folha Goiandira em Minas Gerais, exibindo as unidades litoestratigráficas reconhecidas ao longo da área de estudo.



Fonte: adaptado de Larceda Filho *et al. (*1999) e Serrano *et al.* (2017).

3.2.1 COMPLEXO MARATÁ

A unidade em questão foi definida inicialmente por Leonardos *et al*. (1990) como Sequência Maratá no Estado de Goiás, a partir de corpos ígneos classificados como metandesitos e metariolitos. Pimentel *et al.* (1992) propôs uma idade de cristalização para esses corpos ígneos de794 Ma, através da relação U/Pb em cristal de zircão. Dardenne *et al*. (1991) identificaram entre as cidades de Ipameri e Caldas Novas – GO rochas metavulcânicas ácidas, intercalações de quartzitos e xistos, e as denominaram de Sequência Maratá. Pimentel *et al.* (1995) propôs que a Sequência Maratá é uma associação metavulcanossedimentar que se estende de Pires do Rio até a região sudoeste de Ipameri – GO.

Lacerda Filho *et al*. (1995) e Pimentel *et al.* (1999), interpretaram que os metandesitos e metariolitos compreendem corpos graníticos sintectônicos milonitizados que intrudem as

rochas metavulcanossedimentares da Sequência Maratá e os metassedimentos do Grupo Araxá, denominando-os como Granito Maratá.

Pimentel *et al.* (1999) identificou através de dados isotópicos que os corpos ígneos dessa unidade, possuem magma oriundos da fusão das rochas metassedimentares do Grupo Araxá.

A Sequência Maratá em Goiás, é constituída por anfibolitos, hiperstênio anfibolitos de cor escura e granulação média a fina, epidoto anfibolitos, talco xistos associados a estaurolita xistos, sericita xistos, e lentes de mármores, de cor verde a cinza com intercalações de clorita xisto com pseudomorfos de estaurolita e granada (LACERDA FILHO *et al*., 1999).

Seer e Moraes (2017), analisaram a ocorrência de ortognaisses (augengnaisse) e granitos entre Uberlândia e Araguari no sudoeste de Minas Gerais, descreveram como biotita-muscovita gnaisses miloníticos e os correlacionaram com a Sequência Maratá de Goiás. Porém, em Minas Gerais, os autores denominaram como Complexo Maratá.

3.2.2 ORTOGNAISSE GOIANDIRA

Essa unidade foi inicialmente descrita por Oliveira (1994), como um complexo de rochas granito-gnáissicas e migmatíticas, geradas durante o processo de granulitização regional, a qual foi inicialmente tratada como pertencente basal do Grupo Araxá (BARBOSA, 1966). Posteriormente foram denominadas como granitóides gnáissicos (CUADROS JUSTO *et al*., 1994) e finalmente, Lacerda Filho e Oliveira (1995) as denominaram de Associação Ortognáissica Migmatítica no Estado de Goiás.

Lacerda Filho e Oliveira (1995) descrevem essa unidade como faixas alongadas ou corpos isolados, afetadas por zonas de cisalhamento de direções NW-SE e E-W, intercaladas tectonicamente com as rochas do Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu. São constituídas por granitóides calcialcalinos de baixo potássio, metamorfizados na fácies anfibolito alto/granulito e compostos por meta tonalitos, metatonalitos aluminosos, metagranitos, metagranodioritos e migmatitos com restitos de rochas supracrustais granulitizadas, que gradam lateralmente para gnaisses quartzo-feldspáticos migmatizados.

Simões (2005) entende que este domínio se estende apenas até o limite de Goiás com Minas Gerais, sendo constituído por ortognaisse e biotita xisto.

Klein (2008) identificou dentro da Associação Ortognáissica Migmatítica rochas de diferentes idades e as dividiram em três unidades, sendo elas os Ortognaisses Nova Aurora (1220-1260 Ma), Ortognaisses Ipameri (790 Ma) e Ortognaisses Goiandira (640 Ma). Segundo Klein (2008), localmente ocorre resquícios de rochas granulíticas na porção norte dessas

unidades. Portanto, rochas granulíticas ainda não foram encontradas na região da divisa de Minas Gerais com Goiás (SEER; MORAES, 2017).

Os Ortognaisses Nova Aurora possuem idades de cristalização entre 1260-1220 Ma, obtidas através da razão U/Pb em cristais de zircão. Eles são constituídos pelas rochas muscovita-biotita gnaisse e granada-muscovita-biotita gnaisse de composições monzograníticas e granodioríticas classificadas como cálcico-alcalinas a alcalinas (KLEIN, 2008).

Os Ortognaisses Ipameri possuem idade de cristalização de 790 Ma, obtida através da razão U/Pb em cristais de zircão. Eles são constituídos por rochas monzograníticas e tonalíticas de composição predominantemente cálcio-alcalinas com tendencia a serem peraluminosas. Através da relação entre LILE (*large ion lithophile elements*) e ETRP (elementos terras raras pesados), essas rochas apresentam semelhanças com ambientes de arco relacionados a margem ativa (KLEIN, 2008).

Limita-se dizer se há continuidade dessas unidades em Minas Gerais, uma vez que Klein (2008) a estudou somente no Estado de Goiás.

Baldwin e Brown (2008), citam que o metamorfismo de alto grau nos granulitos de Anápolis-Itauçu tem idade entre 649 e 634 Ma, sendo contemporâneos aos granitos *sin*-colisionais associados ao Grupo Araxá. Já Piuzana *et al.* (2003) citam que no contexto do Complexo Anápolis-Itauçu existe idades de cristalização entre 760-630 Ma, com recristalização metamórfica em torno de 650-640 Ma.

Os Ortognaisses Goiandira foram descritos próximos a cidade de Goiandira – GO e possuem idade de cristalização de 640 Ma, obtida através da razão U/Pb em cristais de zircão. Eles são constituídos por rochas como biotita e muscovita-biotita gnaisses, cujo protólitos são monzogranito, monzodiorito, granodiorito e tonalito com anfibolitos associados. A assembleia mineralógica é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita, granada e hornblenda, típica de metamorfismo de fácies anfibolito. Através de dados isotópicos de Sm/Nd, foi identificado duas fontes distintas para o magma, uma juvenil neoproterozoica e outra de fusão de crosta meso e paleoproterozoica (KLEIN, 2008). As idades destes gnaisses correspondem às dos granitos *sin*-colisionais intrusivos nos metassedimentos do Grupo Araxá (SEER; MORAES, 2013).

Em Minas Gerais Seer e Moraes (2017) denominaram as associações gnáissicas migmatíticas de Ortognaisse Goiandira, de acordo com a etimologia adotada por Klein (2008) no sudeste de Goiás. A principal rocha dessa unidade foi descrita como ortognaisse migmatítico, apresentando melanossoma composto por piroxênio, mesossoma rico em quartzo,

plagioclásio e piroxênio, e feições de leucossoma constituídas por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita. Além de estruturas migmatíticas (*schlieren* e *schollen*) e dobras ptigmáticas (SERRANO *et al*., 2017).

A denominação da unidade a ser utilizada na monografia em questão será Ortognaisse Goiandira, alcunhada por Klein (2008) e reproduzida nos mapas disponíveis em Minas Gerais no Projeto Triângulo Mineiro (SEER; MORAES, 2017).

3.2.3 GRUPO ARAXÁ

Barbosa (1955) foi o pioneiro na descrição dessa unidade. Inicialmente ele a chamou de Formação Araxá nas proximidades da cidade homônima em Minas Gerais, onde se encontrava xistos verdes, micaxistos e migmatitos, que posteriormente foi estendida para o Estado de Goiás (BARBOSA, 1963). Em seguida, devido a extensão e variedade litológica dessa unidade, Barbosa *et al.* (1967; 1970) retirou da base as rochas migmatíticas e gnáissicas, as promovendo para uma outra formação mais antiga e elevou a Formação Araxá para a denominação atual (Grupo Araxá), que foi divido em A e B. A unidade A seria composta por quatzitos, micaxistos granadíferos e xistos feldspáticos, podendo conter turmalina e cordierita. A unidade B estaria diferenciada, principalmente por conter lentes de mármores intercaladas com quartzitos.

Dentre as características distintivas do Grupo Araxá, está a presença de rochas meta-máficas e meta-ultramáficas que representa a existência de uma *melange* ofiolítica (DRAKE JR., 1980; STRIEDER; NILSON, 1992). Seer *et al*. (2001), interpreta o protólito dos anfibolitos como basaltos de cadeia meso-oceânica enriquecidos (*enriched middle-ocean basalts* – E-MORB), relacionando-os com fragmentos de crosta oceânica. Posteriormente, Seer *et al*. (2004) discorreram sobre a disposição das litologias na forma de *nappes* separadas por zonas de cisalhamentos subverticais na região de Passos e Araxá.

O Grupo Araxá possui diversas retificações por diversos autores ao longo dos anos. Após o pioneirismo de Barbosa, surgem uma série de autores que buscam compartimentar as litologias da unidade Araxá, dentre eles destaca-se o conceito de Barbosa *et al*. (1981) e Lacerda Filho e Oliveira (1994), os quais descrevem as ocorrências dessa unidade em Goiás como sedimentos psamíticos, psamo-pelíticos e pelíticos, metamorfisados em condições das fácies xisto verde a anfibolito.

Lacerda Filho *et al.* (1999), permaneceu e evoluiu o conceito de Barbosa *et al.* (1981) e Lacerda Filho e Oliveira (1994), individualizando o Grupo Araxá nas unidades A e B, caracterizadas por uma variação litológica e metamórfica, cuja estruturação é definida por um

imbricamento tectônico em *nappes* e empurrões de baixo ângulo, com vergência para leste em direção ao Cráton do São Francisco:

- Unidade A: Composta por metassedimentos depositados em plataformal do tipo marinho raso metamorfizados em fácies xisto verde, representados por muscovita-clorita xistos, às vezes com cloritóides, biotita-muscovita-quartzo xistos, granada-muscovita-clorita xistos, clorita-quartzo xistos, grafita xistos, sericita quartzitos e hematita-sericita quartzitos.
- Unidade B: Composta por metassedimentos que constituem uma sequência pelítica marinha metamorfizados em fácies anfibolito, constituída por calci-clorita-biotita xistos, calci-clorita-biotita xistos feldspáticos, calci-granada-biotita-quartzo xistos feldspáticos, granada-clorita xistos, hornblenda-granada xistos feldspáticos, grafita xistos, lentes de metacalcários, quartzitos micáceos e, subordinadamente lentes de anfibolito.

3.4 EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Segundo Dardenne (2000), a evolução tectônica da Faixa Brasília iniciou em torno de 1200 Ma, no Mesoproterozoico, e passou por vários estágios até o estabelecimento da atual faixa orogênica na margem ocidental do Cráton do São Francisco, em aproximadamente 600 Ma (VALERIANO *et al*., 2004).

Valeriano *et al*. (2004), interpreta a fragmentação do supercontinente Rodínia e a distribuição de vários paleocontinentes, inclusivamente o do São Francisco-Congo entre 900-950 Ma.

A deposição dos sedimentos do Grupo Araxá é proposta por Pimentel *et al*. (1999) e Pimentel *et al*. (2001) como de ambiente de bacia de retro arco, formada em torno de 1200 Ma e 900 Ma, já a idade da deposição dos metassedimentos são entre 900-700 Ma. Seer *et al*. (2001), propõem através de isócrona Sm-Nd em granada-micaxisto na sinforma de Araxá, idade de metamorfismo principal em torno de 630 Ma.

Pimentel *et al.* (2011) e Pimentel (2016) propuseram através de dados isotópicos de Sm/Nd e datação U/Pb em zircões detríticos, quatro ambientes tectônicos para a formação de diversas unidades na Faixa Brasília: Arco Magmático de Goiás, Bacias *Sin*-Orogênicas/Núcleo Metamórfico, Bacias de Margem Passiva e Bacias de Pós-País; e para eles as rochas metassedimentares do Grupo Araxá se enquadrariam em ambiente de Bacias *Sin*-Orogênicas.

As diferentes unidades estratigráficas da Faixa Brasília Meridional possuem significados distintos tanto para idade quanto para ambientes tectônicos. O Grupo Canastra e Paranoá, localizado no domínio externo da Faixa Brasília, representa depósito de margem passiva ao longo da costa ocidental do paleocontinente São Francisco-Congo. Já os grupos Araxá e Ibiá, apresentam zircão detrítico neoproterozoico, representando deposição *sin*-orogênica em margem ativa em até 650 Ma, correlacionando a uma fonte mais jovem, possivelmente ao Arco-Magmático de Goiás (PIMENTEL, 2016).

Recentemente, Falci *et al.* (2018) obtiveram a idade de deposição dos metassedimentos entre 890-800 Ma e descreveram que parte do Grupo Araxá deve corresponder a sedimentos de margem passiva distal da porção oeste do Cráton do São Francisco, que foi transicionando progressivamente próximo ao Arco Magmático de Goiás.

Pimentel *et al*. (2000), indica o processo do consumo da litosfera oceânica com a formação de subducção mergulhando para baixo do Cráton do São Francisco, formando o Arco Magmático de Goiás em 930 Ma. Esse magmatismo de caráter pré-colisional se estendeu até a colisão e fechamento do oceano em 630 Ma (PIMENTEL *et al*., 1992; 2000).

Para Simões (1995), o principal período da colisão continental ocorreu entre 640 e 610 Ma, o qual envolveu metamorfismo de alta pressão, que segundo Pimentel *et al*. (1999) e Valeriano *et al*. (2004) representou a colagem final do Gondwana. A geração do magmatismo granítico do tipo S e refusão crustal, ocorreu em torno de 640 Ma (KLEIN, 2008).

Klein (2008), sugeriu a partir de dados isotópicos Sm/Nd para idades modelo entre 2000-1600 Ma (PIMENTEL *et al*., 1999) que o Complexo Maratá, de forma semelhante ao Grupo Araxá, se formou no neoproterozoico, participando de um mesmo processo orogenético colisional, desenvolvido no Ciclo Brasiliano.

O fim da evolução é indicado por Valeriano *et al*. (2004), onde ele cita que a fase tardi-tectônica ocorreu em 610 Ma com a formação das *nappes* de Araxá e Passos.

3.5 ESTRUTURAL DA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL

A geologia estrutural da Faixa Brasília é aqui sintetizada a partir de diversos trabalhos realizados em diversos setores desse orógeno. A principal característica é a concordância dos dados em que evidenciam pelo menos quatro fases deformacionais e a fase D2 como a estruturação principal (Tabela 3.1).

Tabela 3.1. Principais trabalhos relacionados a evolução estrutural da Faixa Brasília Meridional.

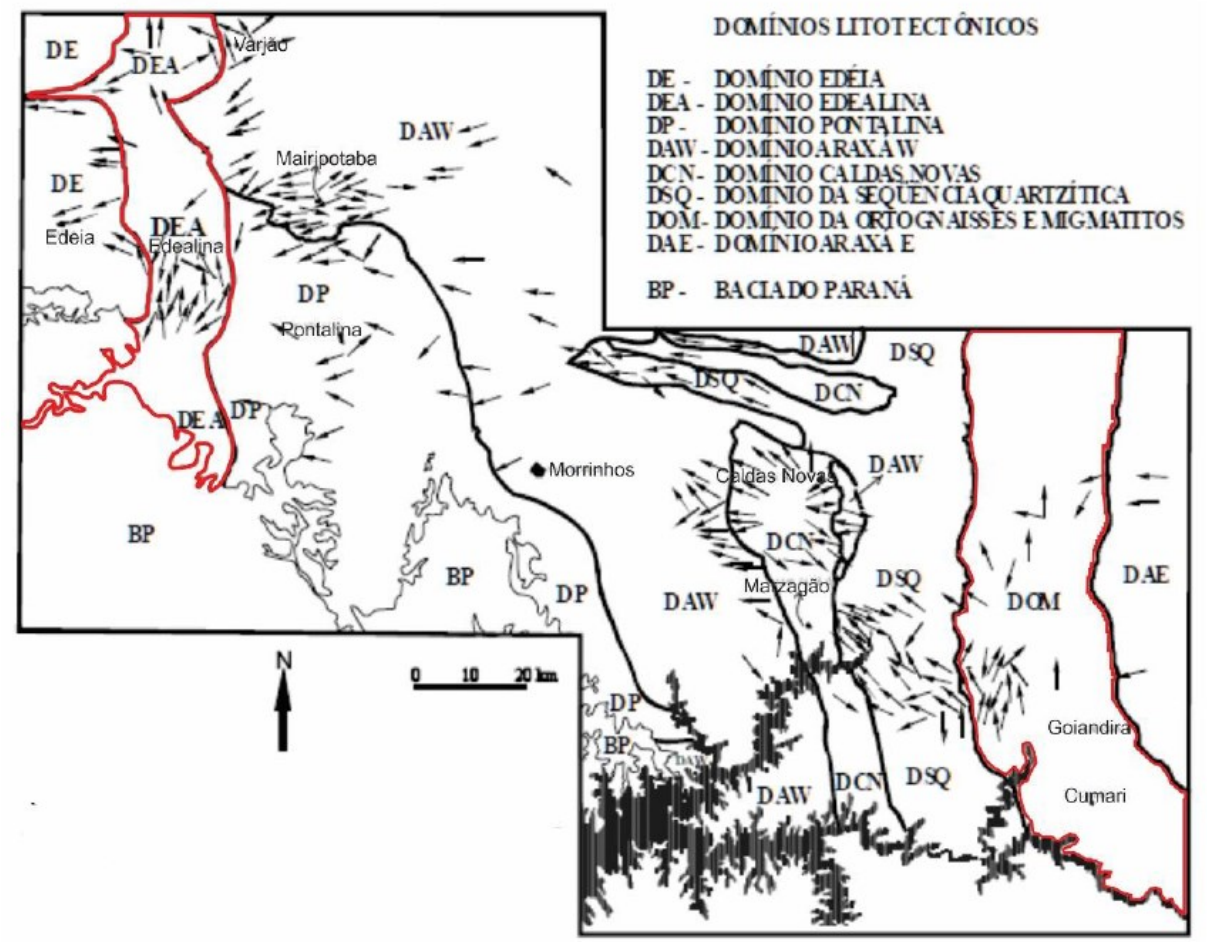
D1	D2	D3	D4	Referência
S1//S0 transposta para direção de S2.	Relacionada ao transporte da nappe, S2//plano axial de dobras apertadas a isoclinais, eixos WNW-NW e caimento suave para NW e SE. Le WNW; Lm E-W e N30W com caimento suave para NW/SE.	Dobras abertas a suaves, íngremes a verticais, sem foliação plano axial. Com eixos NW e caimentos suaves. Plano axial das dobras NW//S2.	Dobras abertas a suaves, plano axial vertical a subvertical com charneiras N/NE e caimentos suaves para SSW e NNE e eixos NNW/NE. Falhas//plano Axial.	**Simões (1995)**
S1//S0 pode ocorrer transposição por foliações posteriores, reconhecida nas charneiras de dobras D2	D2p: S2 direção 300/20 na forma de xistosidade ou clivagem de crenulação, as vezes milonítico, foliação SC, fase heterogênea. Transporte de topo para N/NE, lineações//eixo de dobras apertadas com caimento NNE. //plano axial de dobras recumbentes e sem raiz. D2t: rotação das lineações e transporte de topo para SE.	Foliação S3 223/66, dobras isoclinais que preservam S2 nas charneiras. Lm//Le direção348/08. Truncamento de estruturas antigas, formação de zonas de cisalhamento transcorrentes subverticais.	Possivelmente há fase posterior mascarada pelas características da fase D3.	**Seer (1999) Seer *et al.* (2001)**
Foliação S1	D2p: empurrões NNE. D2t: Empurrões SE, Lm com direção E-W.	Falhas transcorrentes, cinemática sinistral e dobras associadas.	-	**Valeriano *et al.* (2004)**
Foliação S1 N-S/NW-SE Resultantes de dobras F1 isoclinais apertadas no Grupo Araxá e em estruturas miloníticas S-C na Sequência Maratá	Dobras F2 com vergência para leste; L2 associada à foliação S2 plano axial; foliação S2 reproduzida por clivagem de crenulação e *kinks,* com atitudes semelhantes a S1.	Dobras F3 de escala métrica, suaves e abertas.	-	**Klein (2008)**
Foliação S1	Foliação Sn, direção E-W, mergulho para S ou direção NW-SE com mergulhos SW. Foliação // plano axial de dobras Fn apertadas e isoclinais com eixos de baixo ângulo WSW-ENE//Lm e Le.	Dobras suaves a abertas, localmente associadas a fraturas espaçadas. Le e Lm //Lc Sn//S0//Sn-1. Transporte tectônico para E.	-	**Navarro *et al.* (2013)**
(Fase Dp-1) foliação Sp-1//S0, Le com direção E-W, associada à formação das nappes e fases precoces de deslocamento sub-horizontais	(Fase Dp) dobramentos assimétricos com xistosidade Sp plano axial. Les E-W. Falhas de empurrão e reversas de direção N-S e transporte para E. Foliação de baixo ângulo de mergulho//S0. (Fase Dp tardia) sistemas transcorrentes transversais	Dobras abertas a suaves e clivagem de crenulação espaçada. Dobras amplas associadas a falhas reversas e de empurrão sub-horizontais.	-	**Ulhein *et al.* (2012)**

Fonte: Modificado de Santos (2019).

Simões (2005) compartimenta a porção sul-sudoeste do Estado de Goiás em domínios lito-estruturais, sendo eles: Edeia (DE), Edealina (DEA), Pontalina (DP), Araxá Oeste (DAW), Caldas Novas (DCN), Sequência Quartzítica (DSQ), Ortognaisse-Migmatítico (DOM) e Araxá Leste (DAE) (Figura 3.5).

O domínio lito-estrutural DOM é onde a área de estudo está inserida. Ele está localizado ao sul do Estado e é constituído por gnaisses e xistos. A principal característica estrutural é a lineação mineral de direção N-S, sendo interpretada como oriundas a partir da interação de rochas de diferentes reologias, favorecendo uma movimentação local tardia, *sin* ou pré deslocamento para direção E-SE. A foliação principal tem atitude geral de 260/30 com dispersões para mergulhos mais íngremes, associadas a uma foliação pretérita (SIMÕES, 2005).

Figura 3.5. Domínios lito-estruturais contendo as lineações de Simões (2005) com destaque para DEA e DOM.



Fonte: Simões (2005).

3.4 METAMORFISMO DA FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL

A Faixa Brasília Meridional possui um aumento do grau metamórfico-deformacional de leste para oeste em direção ao centro da faixa (FUCK *et al.*, 1994). Esse orógeno apresenta em grande parte, variações do grau metamórfico de fácies xisto verde a anfibolito (KLEIN, 2008;

NAVARRO *et al.*, 2013) e localmente ocorre metamorfismo em fácies granulito (PIUZANA *et al.*, 2003; SIMÕES, 2005).

Navarro *et al.* (2013), descrevem na região S-SW do Estado de Goiás para as rochas metassedimentares do Grupo Araxá, associações mineralógicas contendo biotita + plagioclásio + granada + anfibólio, biotita + plagioclásio + granada, granada + plagioclásio + biotita ± estaurolita ± cianita e cianita ± biotita ± plagioclásio + granada. Para as rochas anfibolíticas as paragêneses são hornblenda + plagioclásio e granada + hornblenda + plagioclásio, ambas em fácies anfibolito médio a superior, relacionadas à principal fase deformacional D2.

O retrometamorfismo é de caráter regional e Navarro *et al.* (2013) o interpreta principalmente a partir da presença de clorita sobre biota e granada, cristais de muscovita discordante da foliação principal e saussuritização de plagioclásio, além da serpentinização em rochas ultramáficas.

Através da termobarometria em rochas metassedimentares do Grupo Araxá ao sul do Estado de Goiás, Navarro *et al.* (2013) destacou as associações granada + plagioclásio + biotita + muscovia, granada + plagioclásio + biotita + muscovita + cianita e granada + plagioclásio + biotita + muscovita + anfibólio e obteve temperatura e pressão para o pico metamórfico em 610ºC e 10 kbar respectivamente, inferindo uma trajetória P-T-t horária, condizente com ambientes colisionais.

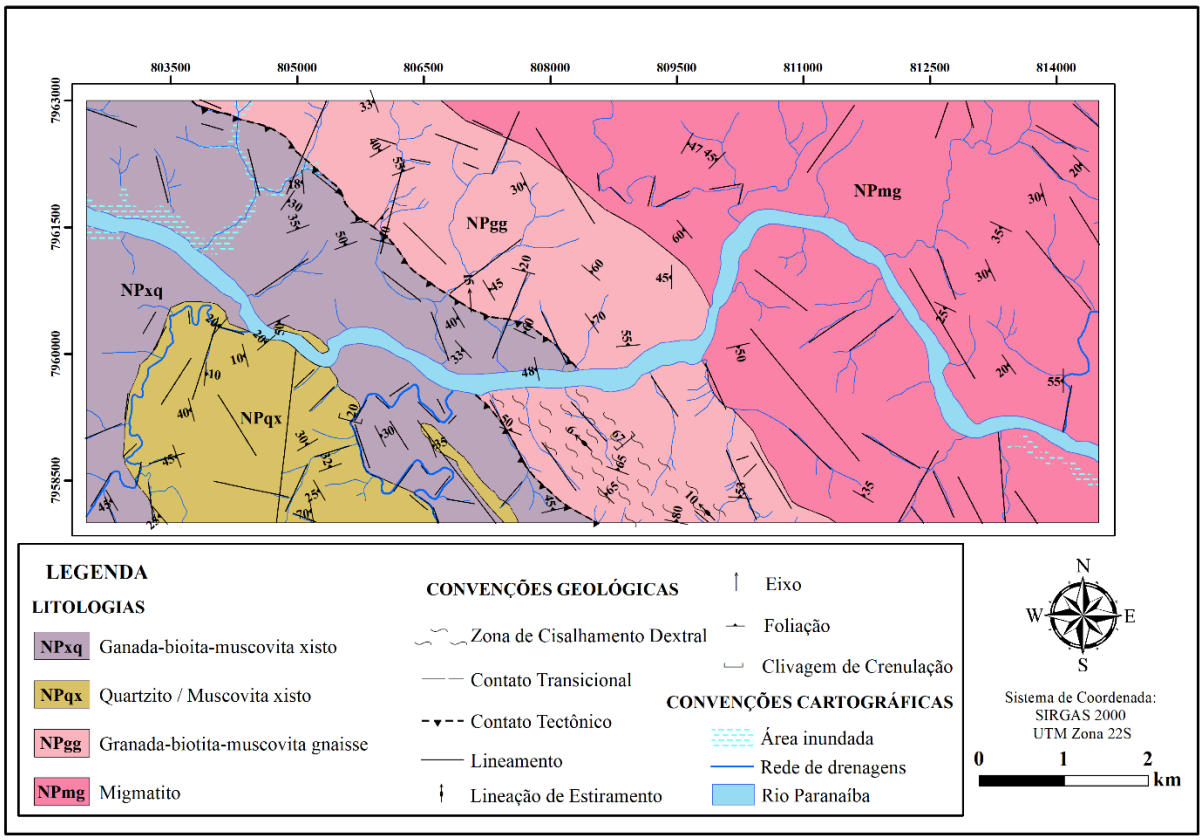
4. GEOLOGIA LOCAL

Foram identificadas quatro associações litológicas dentro da área de mapeamento, as quais foram divididas em duas unidades: Unidade Metassedimentar e Unidade Gnáissica Migmatítica (APÊNDICE III).

Devido a escala adotada, tornou-se possível a subdivisão da primeira unidade em: granada-biotita-muscovita xisto (NPxq) e quartzito/muscovita xisto (NPqx); e da segunda unidade em: granada-biotita-muscovita gnaisse (NPgg) e migmatito (NPmg) (Figura 4.1).

A unidade gnáissica migmatítica foi subdivida através da diferenciação litológica (textura e composição mineralógica) e do aumento do grau metamórfico, onde os biotita-muscovita gnaisses adquirem a leste, feições migmatíticas. Já as porções com predomínio de litotipos xistosos, foram subdivididos através do aumento e concentração de rochas quartzíticas intercaladas por uma variação de xisto moscovítico de granulação mais fina.

Figura 4.1. Mapa geológico simplificado da área de estudo.

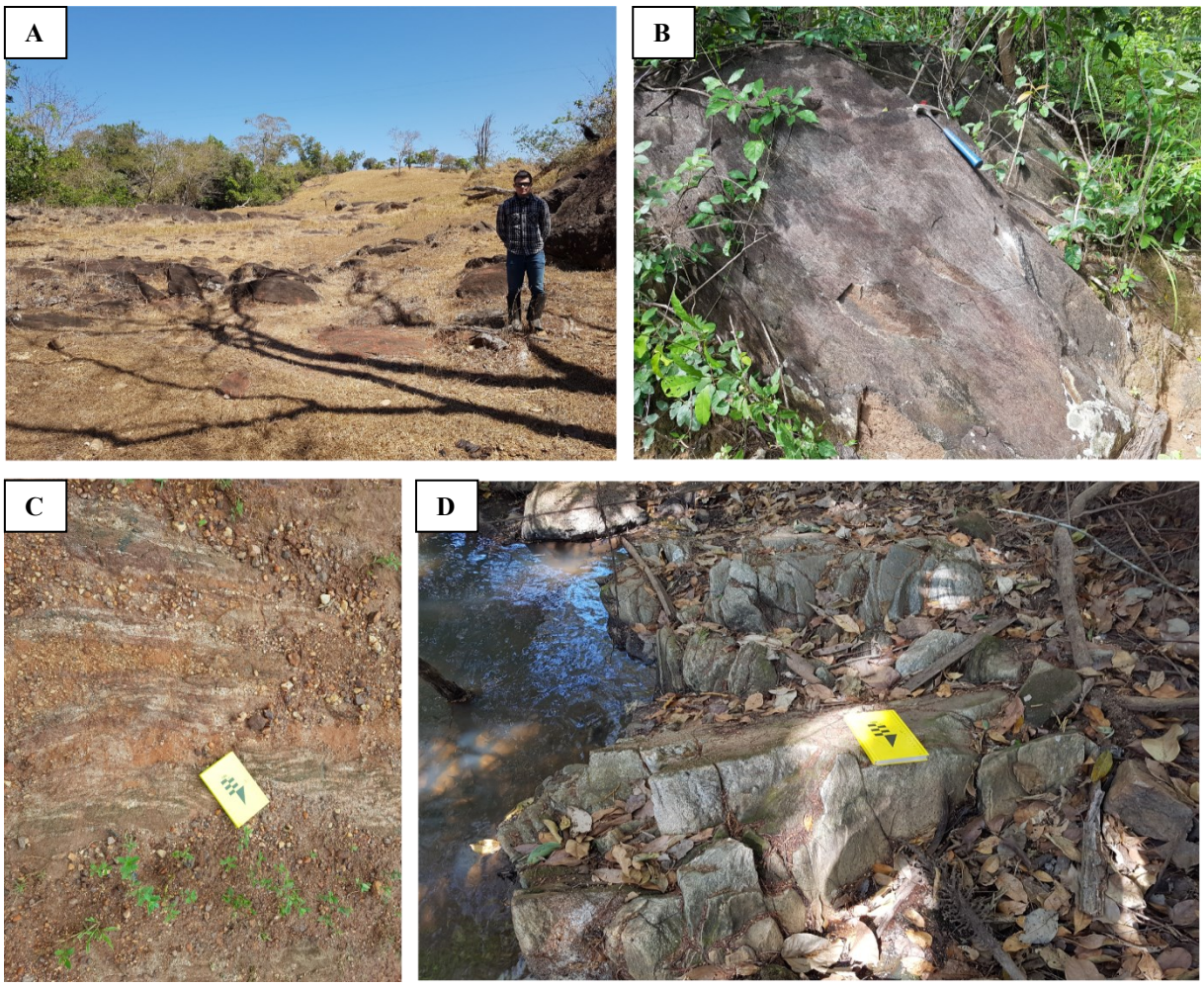


Fonte: O autor.

4.1. GRANADA-BIOTITA-MUSCOVITA GNAISSE (NPgg)

O granada-biotita-muscovita gnaisse ocupa cerca de 23% da área total mapeada. Esta rocha está associada a relevos mais sinuosos e solos areno-argilosos mais espessos de coloração ocre a rosa. Os afloramentos ocorrem como lajedos bastantes intemperizados em estradas, blocos e matacões pouco intemperizados em meio as pastagens (apresentando esfoliação esferoidal) e em canais fluviais (Figura 4.2).

Figura 4.2. A- Afloramento de biotita-muscovita gnaisse em blocos e matacões em meio a pastagem (ponto VHSN83). **B-** Bloco de biotita-muscovita gnaisse apresentando esfoliação esferoidal (ponto VHSN30). **C-** Afloramento em lajedo de granada-biotita gnaisse, apresentando bandamentos centimétricos (ponto VHSN15). **D-** Afloramento de biotita-muscovita gnaisse sem intemperismo em canal fluvial (ponto VHSN91).



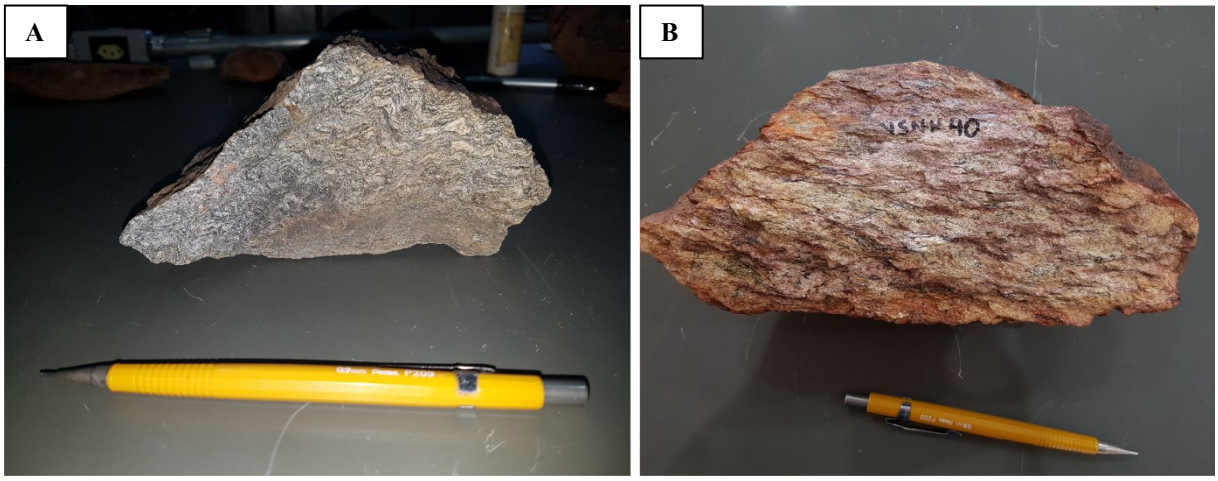
Fonte: O autor.

Os principais litotipos identificados nessa unidade foram biotita-muscovita gnaisse e granada-muscovita-biotita gnaisse. A primeira é caracterizada por conter uma coloração acinzentada de granulação fina a média, podendo conter localmente porfiroclastos de feldspato (Figura 4.3 A). A segunda é caracterizada por conter grandes quantidades de granada e menores quantidades de muscovita em sua composição, apresenta-se com moderado grau de intemperismo em uma coloração mosqueada de ocre e vermelho quando intemperizada (Figura 4.3 B), e ocorre próxima a unidade migmatítica.

Essas rochas são compostas principalmente por quartzo (32-34%), feldspatos (±30%), muscovita (10-18%), biotita (9-15%) e granada (1-10%). Como acessório ocorre zircão (<1%).

Além desses minerais, clinozoisita (±1%), titanita (±1%), apatita (<1%), e opacos (±6%), ocorrem como minerais secundários.

Figura 4.3. A- Amostra de biotita-muscovita gnaisse acinzentado, apresentando bandamentos milimétricos em um conjunto crenulado (amostra VHSN30). **B-** Amostra de granada-biotita gnaisse com coloração ocre avermelhado devido ao moderado grau de intemperismo (amostra VHSN40).



Fonte: O autor.

Os gnaisses apresentam textura granoblástica, formada por grãos equigranulares de quartzo e feldspato. Mas, contém em menor quantidade, bandas lepidoblásticas submilimétricas, onde concentram os minerais micáceos, cuja disposição se dá de forma paralela ao bandamento composicional das rochas (Figura 4.4 A).

As rochas apresentam uma foliação tectônica principal (Sn) paralela ao bandamento composicional milimétrico. Esta foliação Sn está intensamente crenulada, desenvolvendo localmente uma segunda foliação mais espaçada, marcada pela clivagem de crenulação (Sn+1), onde é possível identificar de maneira descontínua os domínios de clivagem e de microlitons (Figura 4.4 B).

Os cristais de quartzo ocorrem com dimensões entre 1,25 e 0,06 mm e estão concentrados nos microlitons. Possuem formas subdioblásticas a xenoblásticas, variando em cristais estirados a granulares com extinção ondulante. É possível observar a recuperação de contato, além da formação de subgrãos. Os contatos entre eles podem ser irregulares (lobulados e serrilhados) e poligonizados, já com os minerais micáceos se dão de forma regular reta, podendo haver contatos irregulares serrilhados (Figura 4.4 C e D).

Os cristais de feldspatos ocorrem com dimensões entre 2 e 0,01 mm e estão associados com o quartzo nas bandas granoblástica. Possuem formas xenoblásticas a subdioblásticas, estando bastantes alterados por processos de saussuritização. O produto dessa alteração é

comumente identificado entre meio os cristais de quartzo em forma de massas sericíticas. Alguns cristais sem alteração, possuem geminação albita, os quais foram identificados como andesina (Figura 4.4 D).

Os minerais micáceos possuem formas subdioblásticas a idioblásticas e podem ocorrer nos contatos minerais e preenchendo fraturas. Os cristais de biotita possuem dimensões entre 0,6 e 0,05 mm com pleocroismo que varia de coloração marrom pálida a marrom escuro. A muscovita possui dimensões variando de 1 a 0,07 mm, ocorre entre os minerais de quartzo e feldspatos e cortando a foliação (Sn) (Figura 4.4 F). O contato entre esses minerais se dá de forma retilínea a serrilhada, podendo estar deformados devido a clivagem de crenulação.

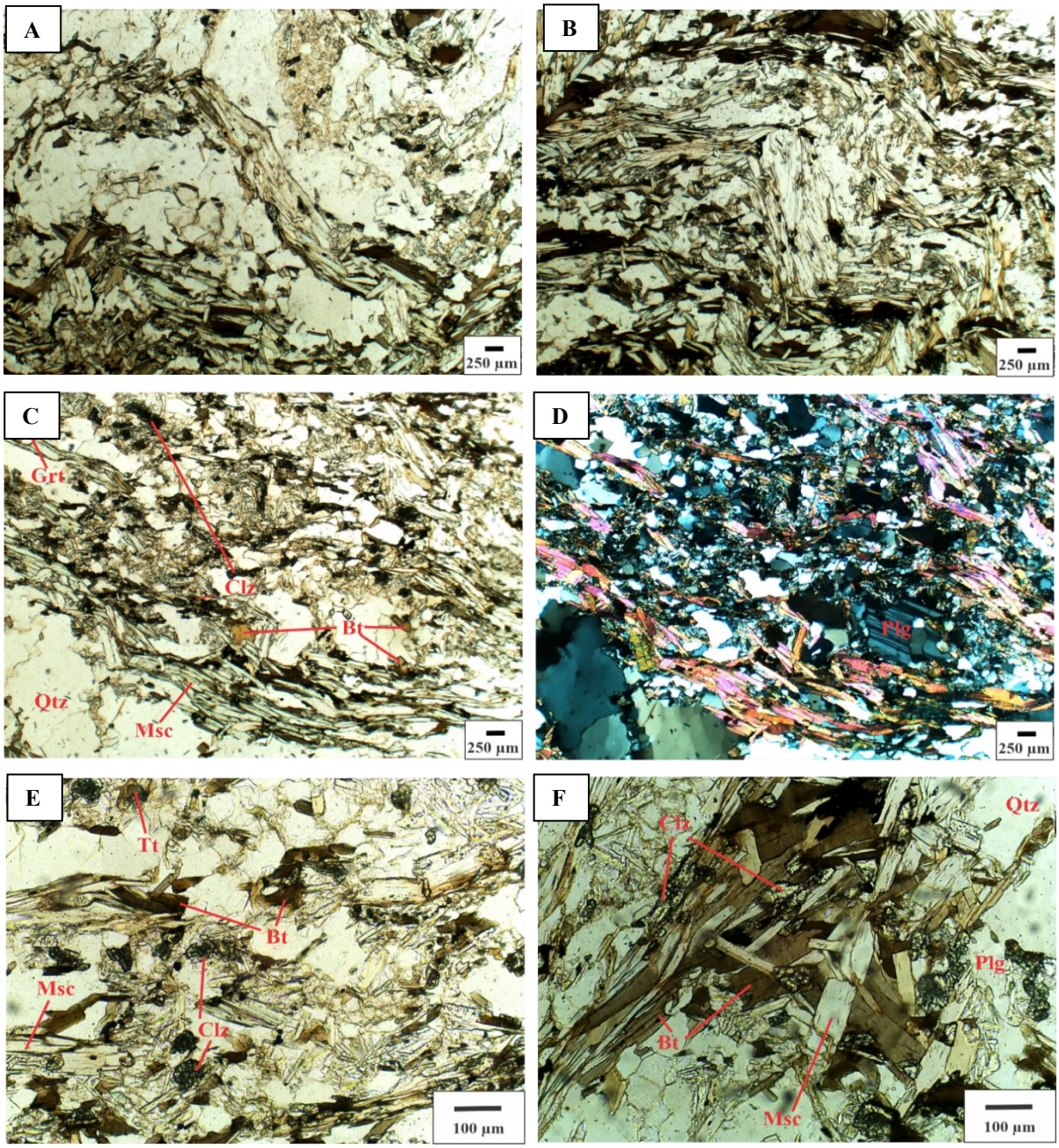
Os cristais de clinozoisita ocorrem com dimensões entre 0,18 e 0,07 mm, possuem formas subdioblásticas, são incolores e apresentam cor de interferência anômala. Eles ocorrem sobrepostos as micas e associados aos feldspatos saussuritizados (Fgura 4.4 E e F).

A granada está presente nos dois litotipos, porém o seu conteúdo varia, com aumento em direção aos migmatitos.

Titanita, apatita, e opacos, são minerais secundários na rocha, ocorrem de forma dispersa e são de difícil identificação devido à escassez, exceto os opacos. A titanita ocorre associada principalmente as biotitas, a coloração é amarelo pálido, as vezes com aspecto de sujo.

O zircão é mineral acessório e ocorre de maneira dispersa na rocha.

Figura 4.4. (Fotomicrografia amostra VHSN30) **A-** Textura predominantemente granoblástica, mostrando bandas granoblásticas mais espessas e bandas lepidoblásticas menos espessas (nicóis paralelos). **B-** Clivagem de crenulação com dobras (Dn+1) em arcos poligonais (nicóis paralelos). **C-** Disposição dos minerais essenciais quartzo (qtz), muscovita (msc), biotita (bt) e granada (grt), além de minerais secundários de clinozoisita (clz) (nicóis paralelos). **D-** Fotomicrografia anterior com nicóis cruzados, indicando minerais de plagioclásio (plg) com maclas polissintéticas e uma matriz feldspática bastante alterada. **E-** Detalhe da ocorrência de titanita (tt) e minerais de clinozoisita (clz) sobrepostos aos minerais essenciais (nicóis paralelos). **F-** Detalhe nos minerais em charneira de dobra, mostrando a muscovita cortando os minerais de biotita e as clinozoisita (clz) sobrepondo esse conjunto (nicóis paralelos).



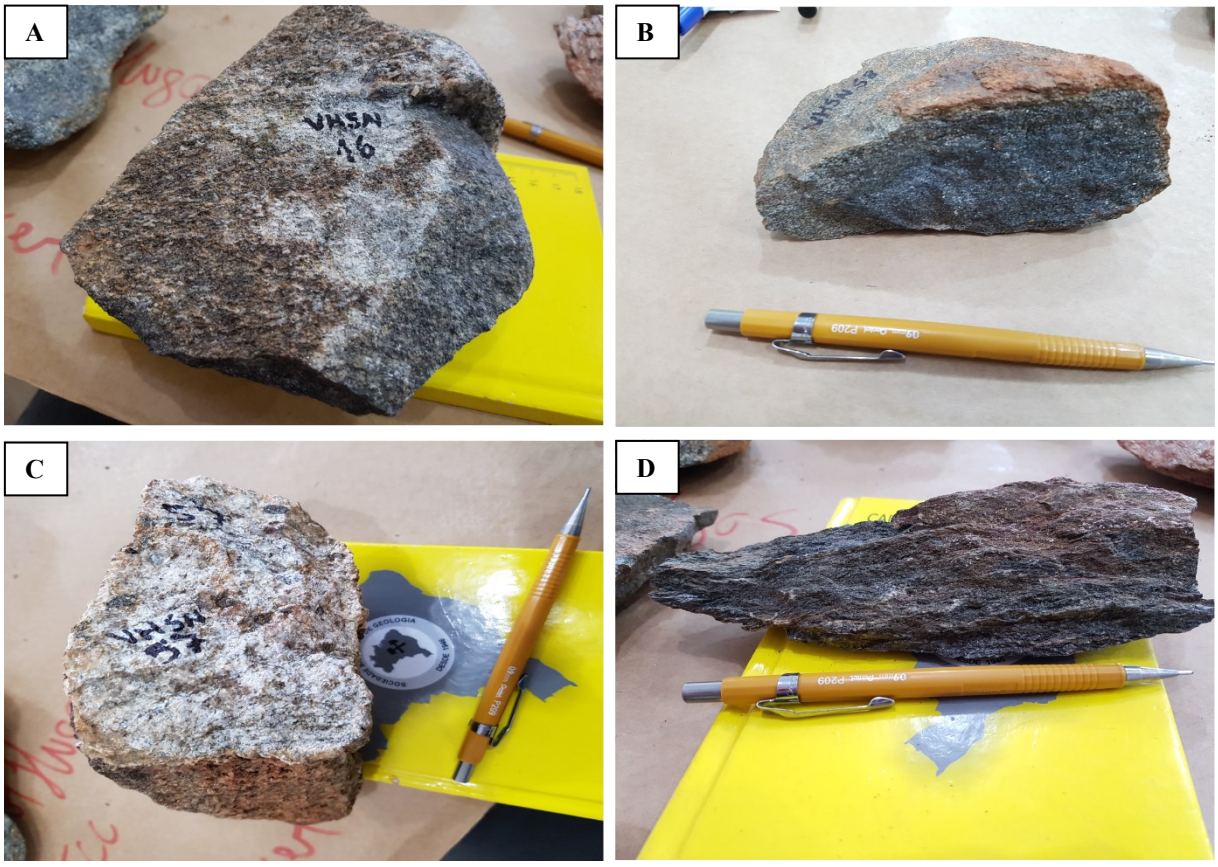
Fonte: O autor.

4.2 MIGMATITO (NPmg)

Os migmatitos ocupam cerca de 42% da área total mapeada. Estas rochas estão associadas a relevos com colinas bastantes expressivas e possuem solos areno-argilosos mais espessos de coloração ocre a rosa. São facilmente identificados por conter bolsões com solos esbranquiçados como produto de alteração intempérica do leucossoma.

A partir da identificação das estruturas desses migmatitos, foi possível diferenciá-lo em metatexito e diatexito. O primeiro tipo é o predominante, onde há fácies de leucossoma com granada, hornblenda-epidoto-biotita xisto representando o melanossoma e biotita gnaisse e anfibolitos representando o paleossoma (Figura 4.5). O diatexito ocorre mais localmente, onde há o predomínio da porção anatética (leucossoma).

Figura 4.5. A- Amostra de biotita gnaisse representando o paleossoma. **B-** Amostra em detalhe do anfibolito presente no migmatito. **C-** Leucossoma apresentando porfiroblastos de granada. **D-** Melanossoma composto essencialmente por hornblenda e biotita com foliação marcada por xistosidade.

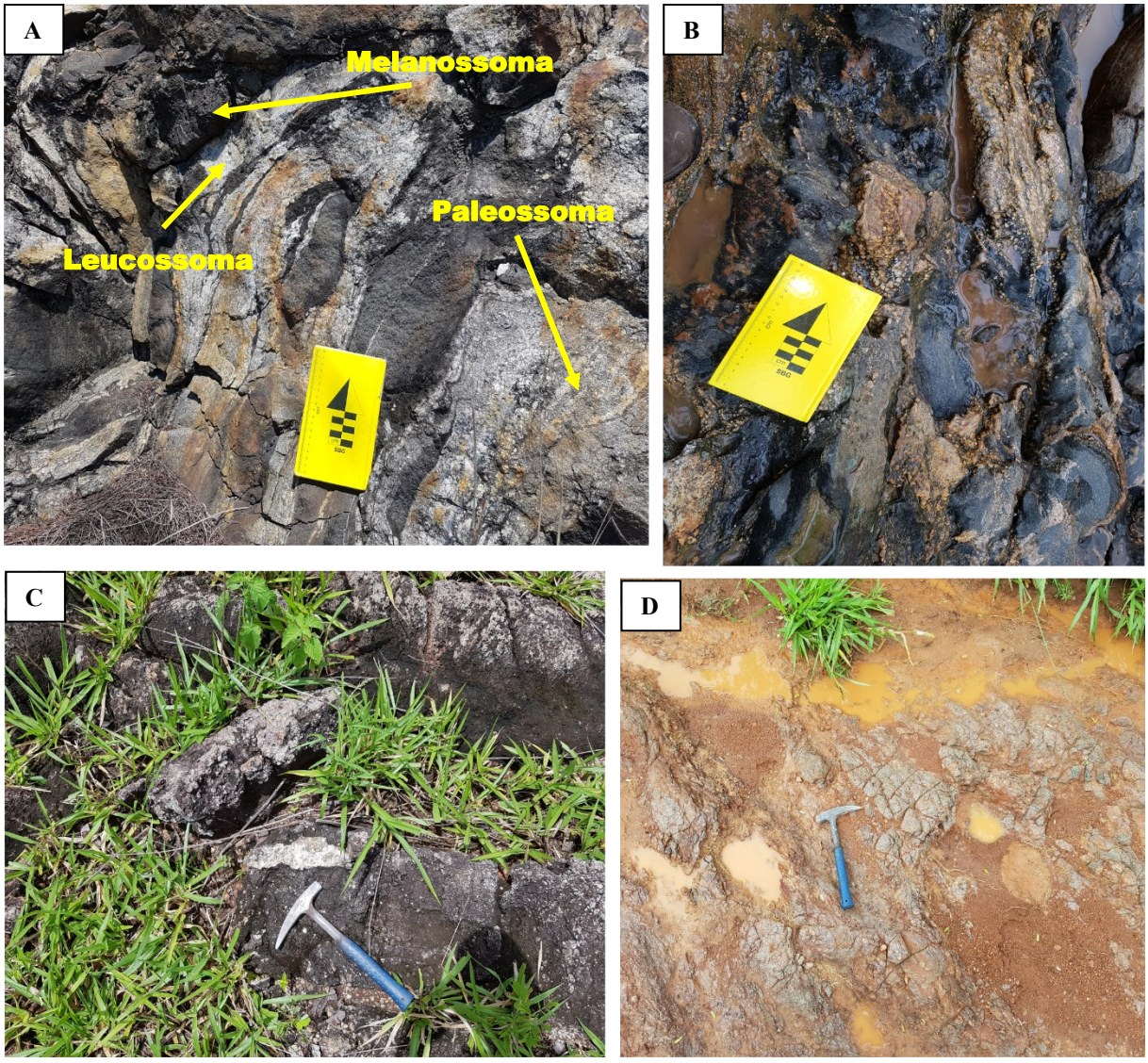


Fonte: O autor.

Os afloramentos podem ocorrer em cortes de estrada, como na BR-050 próximo a ponte e em canais fluviais, locais onde comumente são encontrados migmatitos em suas perfeitas condições, apresentando o neossoma e o paleossoma, além de *boudins* e dobras pitgmáticas

(Figura 4.6 A e B). Em locais que predominam feições de leucossoma (diatexito), essas rochas podem ocorrer como blocos e matacões pouco intemperizados em uma coloração mais cinza esbranquiçada, sendo responsável pela sustentação das colinas mais íngremes (Figura 4.6 C). Quando se trata de locais que predomina as feições de melanossoma, essas rochas podem ocorrer bastantes intemperizadas em forma de lajedos nas estradas, com uma coloração avermelhada (Figura 4.6 D).

Figura 4.6. A e B- Afloramento apresentando porções de neossoma e paleossoma do migmatito com dobras pitgmáticas e *boudins* (ponto VHSN 01 e 71). **C-** Blocos de leucossoma com sua coloração branca acinzentada (ponto VHSN 63). **D-** Afloramento em lajedo do melanossoma bastante intemperizado (ponto VHSN69).



Fonte: O autor.

A foliação (Sn) do paleossoma é marcada pelo bandamento composicional da rocha. A foliação do melanossoma é marcada por xistosidade e o leucossoma possui foliação incipiente

através da orientação das micas. Como estrutura, ainda é possível identificar *boudins* compostos por anfibolito e dobras pitgmáticas, evidenciando intensa deformação.

4.2.1 LEUCOSSOMA

O leucossoma possui textura granoblástica inequigranular de granulação média a grossa, contendo anisotropia incipiente através das micas (*schlieren*). A mineralogia essencial é composta por quartzo (±35%), plagioclásio (±28%), microclínio (±16%), muscovita (±10%), biotita (±3%) e granada (±3%), como acessórios ocorrem zircão (<1%) e opacos (±3%), e como mineral secundário ocorre o epidoto (±2%) e partes dos minerais opacos.

Os cristais de quartzo ocorrem com dimensões entre 1,75 e 0,05 mm em forma subdioblástica a xenoblástica com extinção fortemente ondulante. Eles ocorrem principalmente em forma de agregados neoformados de granulação média e estão em contato lobulado e interdigitados. Em relação aos demais minerais, o quartzo faz contato irregular, além de estar frequentemente sobrepostos aos cristais de feldspatos (Figura 4.7 A e B).

Os minerais de feldspato, tanto os potássicos quanto os plagioclásios ocorrem com dimensões entre 3,75 e 0,2 mm, possuem formas subdioblástica a xenoblástica e são os minerais de maior quantidade na rocha. É possível identificar a presença de minerais de plagioclásio reliquiares (Figura 4.7 D). Os minerais reliquiares fazem contato irregular com os demais minerais da rocha. Já os minerais neoformados, estão dispostos em forma de megacristais e fazem contatos retos a levemente curvados (Figura 4.7 A, B e C), mostrando equilíbrio com os minerais adjacentes. Eles estão com moderado grau de saussuritização e com possível alteração para carbonatos (Figura 4.7 B).

Os minerais micáceos ocorrem com anisotropia incipiente, possuem formas subdioblásticas a idioblásticas com hábitos lamelares, ocorrem nos contatos intergranulares e a muscovita também pode ocorrer preenchendo fraturas. A muscovita apresenta-se com dimensões entre 1 e 0,13 mm, paralela aos cristais de biotita. Ela faz contato irregular com os minerais de quartzo e feldspato, onde o último, apresenta bordas de alteração para muscovita. Os cristais de biotita encontram-se com dimensões entre 0,75 e 0,07 mm, paralelos as muscovitas. A biotita ocorre como *schlieren*, possui halos pleocróicos e pleocroísmo com cor variando de marrom claro a marrom escuro (Figura 4.7 E). Ela faz contato reto e irregular com a muscovita e serrilhado com os feldspatos.

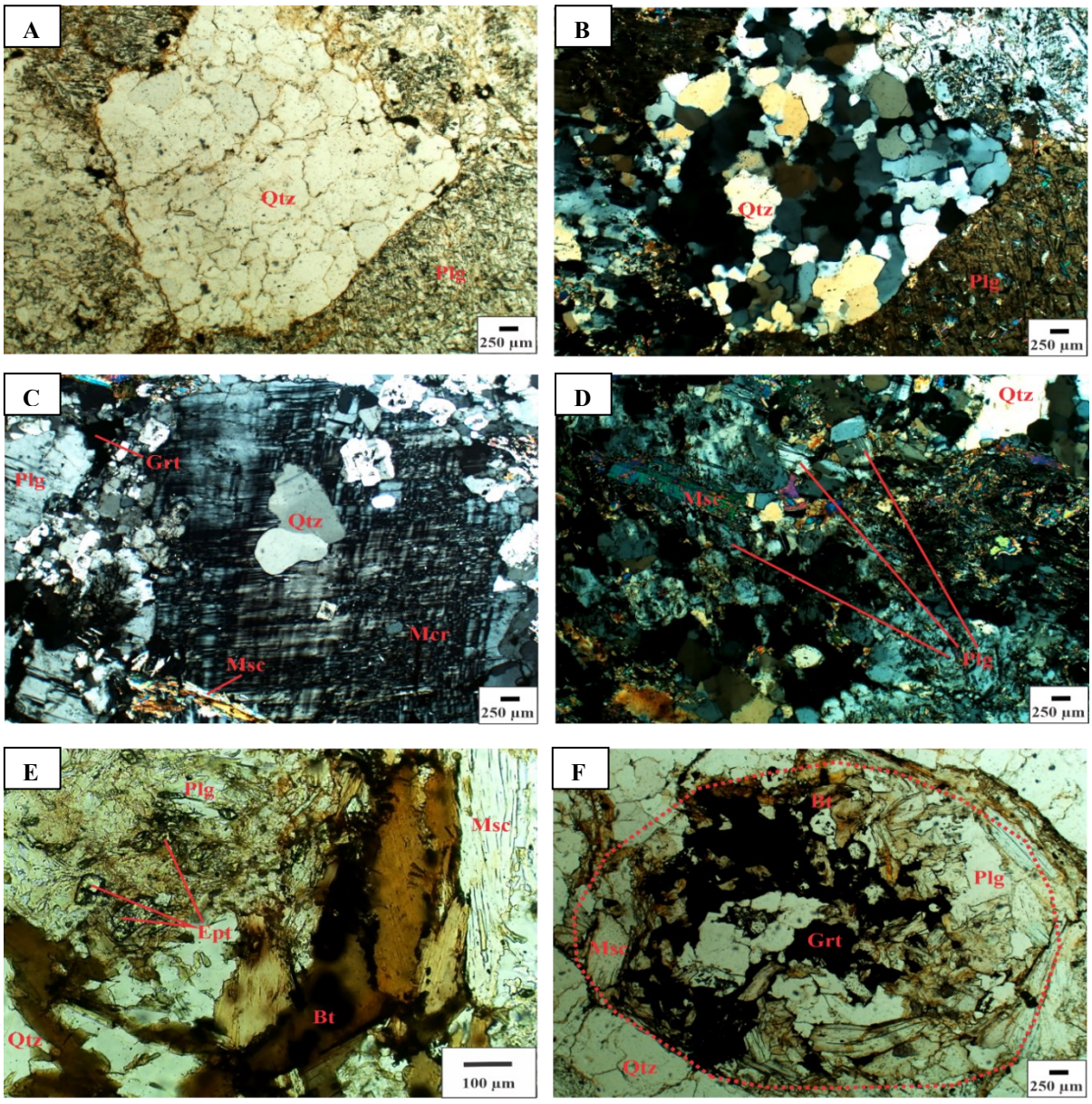
A granada ocorre com dimensões entre 2 e 0,02 mm na amostra. Os cristais de maior granulação são porfiroblastos anédricos, bastante alterados, com óxidos e hidróxidos de ferro

em seu interior, e muscovita e biotita associados em seu entorno (Figura 4.7 F). Os cristais de menor granulação são subdioblásticos e apresentam-se impressos sobre os demais minerais.

O epidoto é mineral secundário com dimensões variando de 0,35 a 0,05 mm, ocorre como cristais subdioblásticos, incolores a amarelo pálido e estão sobrepostos aos minerais de feldspatos saussuritizados.

Os minerais de zircão e opacos são acessórios e ocorrem de forma dispersa na rocha. O zircão afeta os cristais de biotita, causando o efeito de halo pleocroismo.

Figura 4.7. (Fotomicrografia amostra VHSN57) **A-** Textura granoblástica, exibindo cristais de quartzo (qtz) recristalizados e mega cristais de plagioclásio (plg) (nicóis paralelos). **B-** Imagem A com nicóis cruzados, exibindo a forte extinção ondulante do quartzo (qtz) e minerais feldspáticos bastantes saussuritizados, com possível alteração para carbonato no cristal de plagioclásio (plg) em destaque. **C-** Mega cristais de microclínio (mcr) apresentando cristais de quartzo (qtz) sobrepostos e bordas alterando para muscovita (msc), além de na mesma imagem conter granada *tardi*-tectônica (nicóis cruzados). **D-** Destaque para minerais subdioblásticos de plagioclásio (plg), onde eles se encontram em menores dimensões e para o cristal de muscovita (msc), sobreposto a matriz feldspática saussuritizada (nicóis cruzados). **E-** Ocorrência de biotita (bt) (*schlieren*), apresentando halos pleocróicos com muscovita associada e minerais de epidoto (ept) relacionados à matriz feldspática saussuritizada (nicóis paralelos). **F-** Porfiroclasto anédrico de granada (grt) no círculo destacado, apresentando alteração para óxidos em seu interior (nicóis paralelos).



Fonte: O autor.

4.2.2 MELANOSSOMA

O melanossoma possui textura predominantemente lepidoblástica e granulação fina com bandas submilimétricas quartzo feldspáticas associadas. A foliação (Sn) é marcada pela orientação das micas, do anfibólio e pelo estiramento do quartzo. Ela se encontra anastomosada e apresenta dobras apertadas (Figura 4.8 A e B). A mineralogia essencial é dada por biotita (±40%), feldspato (±19%), quartzo (±15%) e hornblenda (±3%), e como minerais secundários titanita (±1%), clorita (±2%), muscovita (±3%), opacos (±8%) e epidoto (±9%).

Os minerais de quartzo apresentam-se com dimensões entre 1 e 0,05 mm, possuem formas subdioblásticas a xenoblásticas com extinção ondulante. Eles estão predominantemente situados nas finas bandas quartzo feldspáticas em formato de fitas e subgrãos recristalizados. O contato entre eles se dá de forma irregular serrilhado e lobulado, já com os demais minerais, o contato pode ser irregular serrilhado ou apenas reto.

Os cristais de feldspato ocorrem com dimensões entre 3 e 0,1 mm, podendo ocorrer como cristais porfiroclásticos ou como cristais menores xenoblásticos. Eles se encontram saussuritizados, apresentam bordas consumidas e alteradas para muscovita, e por vezes apresentam-se sobrepostos por minerais de clorita e epidoto (Figura 4.8 D e F). Eles estão fraturados e fazem contato irregular serrilhado com as micas e com o quartzo. Foram identificados plagioclásios do tipo andesina.

A biotita é o mineral mais comum na rocha. Ela ocorre com dimensões entre 1,25 e 0,09 mm em cristais de formas subdioblásticas a idioblásticas. Possui pleocroísmo de cor amarronzada e está localmente deformada próxima as charneiras das dobras. É possível identifica-lá como produto de alteração das hornblendas e sofrendo cloritização (Figura 4.8 C e E). Os contatos entre si podem ser retos e serrilhados. A clorita ocorre com dimensões média entre 0,7 e 0,1 mm, apresenta pleocroísmo com cores variando de verde a verde pálido e são cristais subdioblásticos. Ela ocorre como produto de alteração das biotitas e nas sombras de pressão de porfiroblastos de plagioclásio. A muscovita ocorre entre 0,37 e 0,03 mm em cristais subdioblásticos. Ela apresenta-se de forma paralela as biotitas, ou cortando a foliação quando sobreposta aos minerais, e é possível notar o consumo das bordas de plagioclásio, alterando para pequenos cristais de muscovita e sericita.

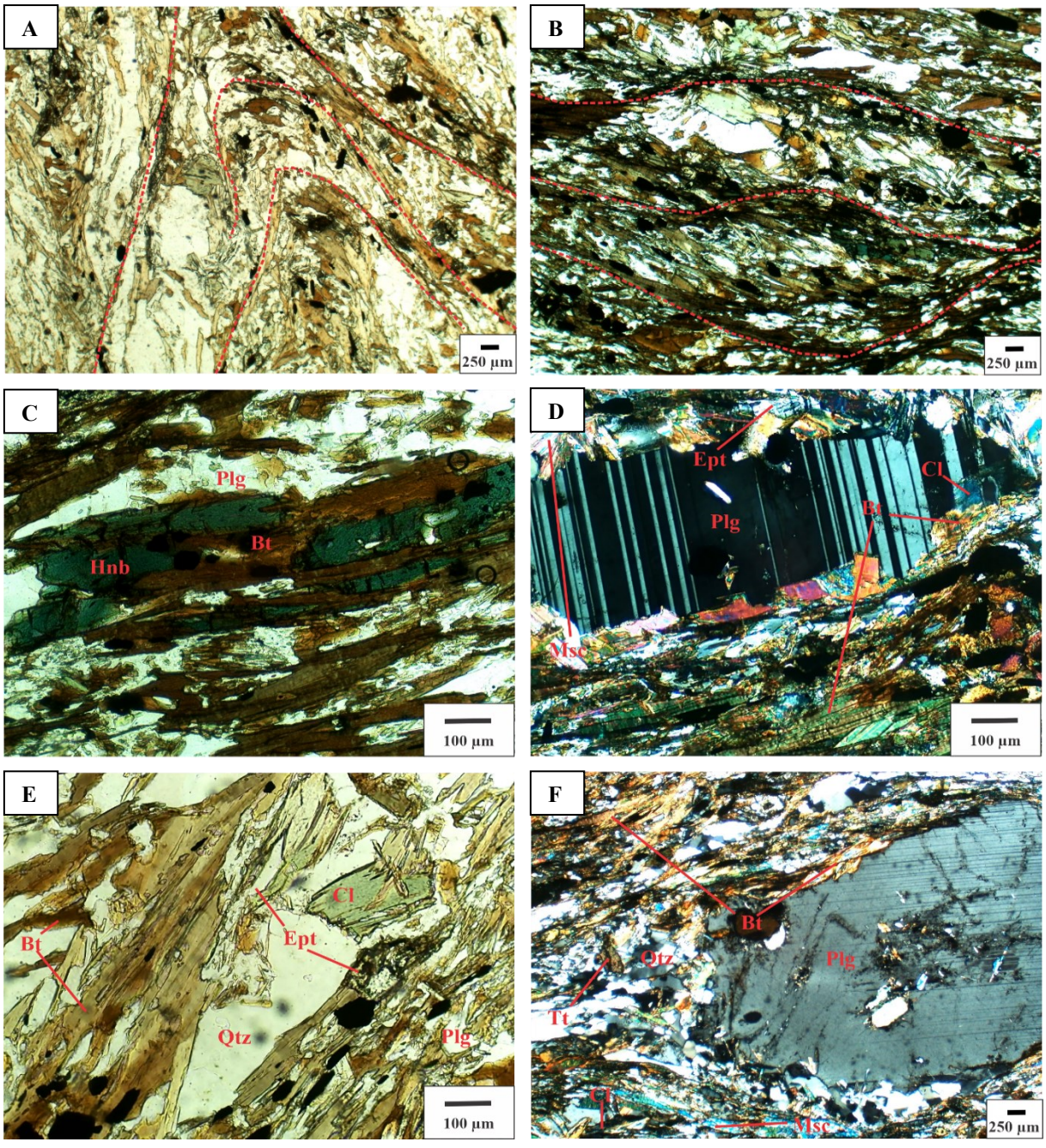
A hornblenda ocorre com dimensões média entre 1,12 e 0,25 mm, como cristais subdioblásticos e possui pleocróismo no tom de verde musgo. Ela se encontra com bordas alteradas para biotita e faz contato reto e serrilhado entre si (Figura 4.8 C). O contato com os

demais minerais é predominantemente serrilhado, principalmente com os cristais de plagioclásio e biotita.

Minerais de epidoto e clinozoisita ocorrem juntos nessa rocha. Os cristais de epidoto são incolores, ocorrem com dimensões entre 0,7 e 0,06 mm, possuem formas xenoblásticas e estão paralelos a foliação (Figura 4.8 E). Eles fazem contato irregular com os cristais de biotita e plagioclásio, podendo ocorrer também de forma sobreposta a esses minerais. A clinozoisita apresenta-se incolor com dimensões entre 0,12 e 0,03 mm, em forma de pequenos cristais subdioblásticos.

A titanita e os minerais opacos são minerais secundários e ocorrem com dimensões média de 0,25 mm e entre 0,4 e 0,06 mm respectivamente. Os cristais de minerais opacos, quando possuem hábitos tabulares, ocorrem paralelos a foliação e ambos os minerais estão sobrepostos aos principais minerais da rocha.

Figura 4.8. (Fotomicrografia amostra VHSN71M) **A-** Foliação deformada em dobra apertada (nicóis paralelos). **B-** Textura lepidoblástica com foliação anastomosada em vermelho (nicóis paralelos). **C-** Detalhe nos cristais de hornblenda (hnb) em verde musgo, alterando para biotita (bt) em marrom escuro (nicóis paralelos). **D-** Destaque no porfiroblasto de plagioclásio (plg) com alteração nas bordas, apresentando muscovita (msc) e epidoto (ept), além de na mesma imagem conter cristais de biotita (bt) alterando para clorita (cl) (nicóis cruzados). **E-** Minerais de biotita (bt) e clorita (cl) em marrom e verde respectivamente, epidoto (ept) relacionado a matriz de plagioclásio (plg) saussuritizado e quartzo (qtz) subordinado (nicóis paralelos). **F-** Porfiroclasto de plagioclásio com minerais recristalizados de quartzo (qtz) na sombra de pressão, além de apresentar muscovita (msc) associada nas bordas e titanita (tt) como acessório (nicóis cruzados).



Fonte: O autor.

4.2.3 PALEOSSOMA

O paleossoma é composto predominantemente por biotita gnaisse com granada e anfibolito. A primeira rocha possui textura granoblástica inequigranular, apresenta foliação (Sn) com anisotropia incipiente nos locais em que concentram minerais máficos e possui granulação média (Figura 4.9 A e B). A mineralogia essencial é composta por quartzo (±35%), plagioclásio (±25%), k-feldspato (±14%), biotita (±15%) e granada (±2%), como acessórios têm-se opacos (±4%), allanita (<1%), titanita (<1%) e zircão (<1%), e como minerais secundários ocorre epidoto (±7%), muscovita (±3%), clorita (±3%), opacos (±4%) e titanita (<1%).

Os minerais de quartzo ocorrem com dimensões entre 1,5 e 0,06 mm, possuem formas subdioblásticas a xenoblásticas com extinção ondulante. Os contatos entre eles são irregulares, lobulados e serrilhados, podendo ser também interpenetrativos. Os contatos com os demais minerais podem ser retos e irregulares. O quartzo também pode ocorrer sobreposto aos cristais de feldspatos (Figura 4.9 B).

Foram identificados minerais de K-Feldspato (14%) e Plagioclásio (25%) do tipo andesina na rocha. Os cristais de K-Feldspato possuem formas xenoblásticas com dimensões entre 2,5 e 0,25 mm e encontram-se menos saussuritizados do que os cristais de plagioclásio. Os cristais de plagioclásio ocorrem com dimensões entre 2,3 e 0,3 mm, possuem formas subdioblásticas com geminação albita e são comumente encontrados com mais alteração (Figura 4.10 A). O contato entre esses minerais feldspáticos ocorrem de forma reta e serrilhada, ocorrendo da mesma forma com os minerais micáceos e de quartzo. Esses minerais também se encontram fraturados.

Os cristais de biotita ocorrem com dimensões entre 1,28 e 0,12 mm, em cristais com formas subdioblásticas a idioblásticas. Eles estão presentes nos contatos intergranulares dos cristais de quartzo e feldspatos. A biotita ocorre com halos pleocróico e pleocroísmo de coloração amarronzada. O contato entre seus cristais é reto a serrilhado e com os demais minerais o contato é predominantemente irregular. A clorita encontra-se com dimensões entre 1,2 e 0,1 mm, em cristais com formas subdioblásticas. Ela ocorre com pleocroísmo de coloração verde pálido e está associada a biotita e entremeio as fraturas de granada (Figura 4.9 C e D). A muscovita apresenta-se com dimensões entre 0,3 e 0,06 mm, em cristais com formas subdioblásticas. Ela substitui marginalmente, ou avança sobre as bordas de cristais de feldspato.

Os minerais de epidoto e clinozoisita ocorrem juntos nessa rocha. Os cristais de epidoto ocorrem com dimensões entre 0,5 e 0,2 mm, em forma de cristais subdioblásticos e com

pleocroísmo de cor amarelo pálido a incolor. Eles fazem contato irregular com os cristais de biotita, plagioclásio e quartzo, podendo ocorrer também de formar sobreposta a esses minerais. A clinozoisita ocorre com dimensões entre 0,18 e 0,03 mm, em forma de pequenos cristais xenoblásticos a subdioblásticos acirculares incolores. Ela ocorre associada aos minerais de feldspato e granada (Figura 4.10 B).

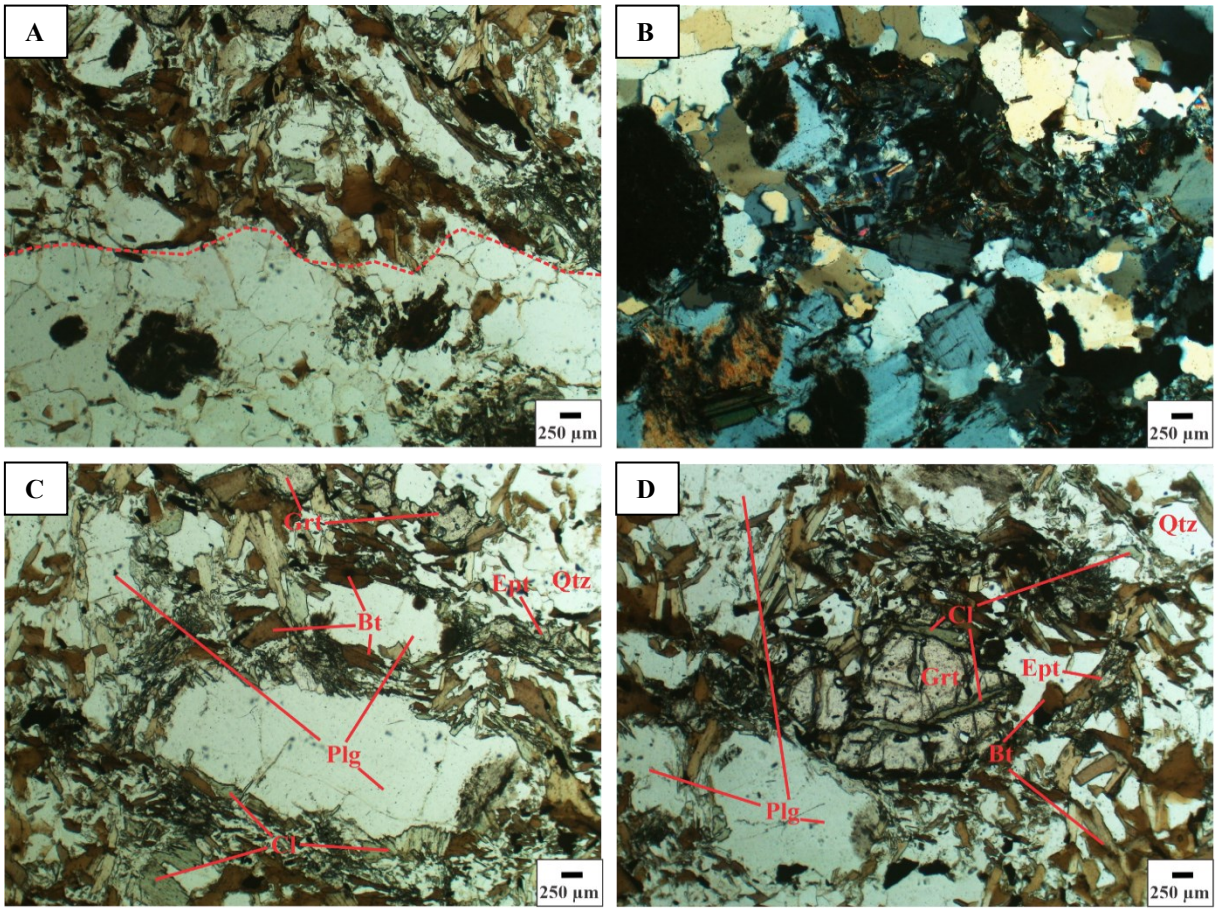
A granada ocorre como porfiroblastos xenoblásticos, com dimensões entre 2,75 e 0,25 mm. Os cristais encontram-se bastante fraturados e desintegrados. Eles possuem pleocroísmo de coloração marrom pálido e estão restritos na rocha apenas na banda máfica. Os cristais fazem contato regular com os minerais de quartzo, feldspato e biotita, podendo ocorrer cristais de clorita preenchendo as fraturas, e em suas bordas (Figura 4.9 D).

A fibrolita ocorre de maneira mais pontual na rocha, sobreposta em alguns cristais de plagioclásio. São um agregado de finos cristais acirculares de sillimanita com formas idioblásticas a subdioblásticas (Figura 4.10 C e D).

A titanita e os minerais opacos ocorrem dispersos na rocha e podem ser de origem secundária.

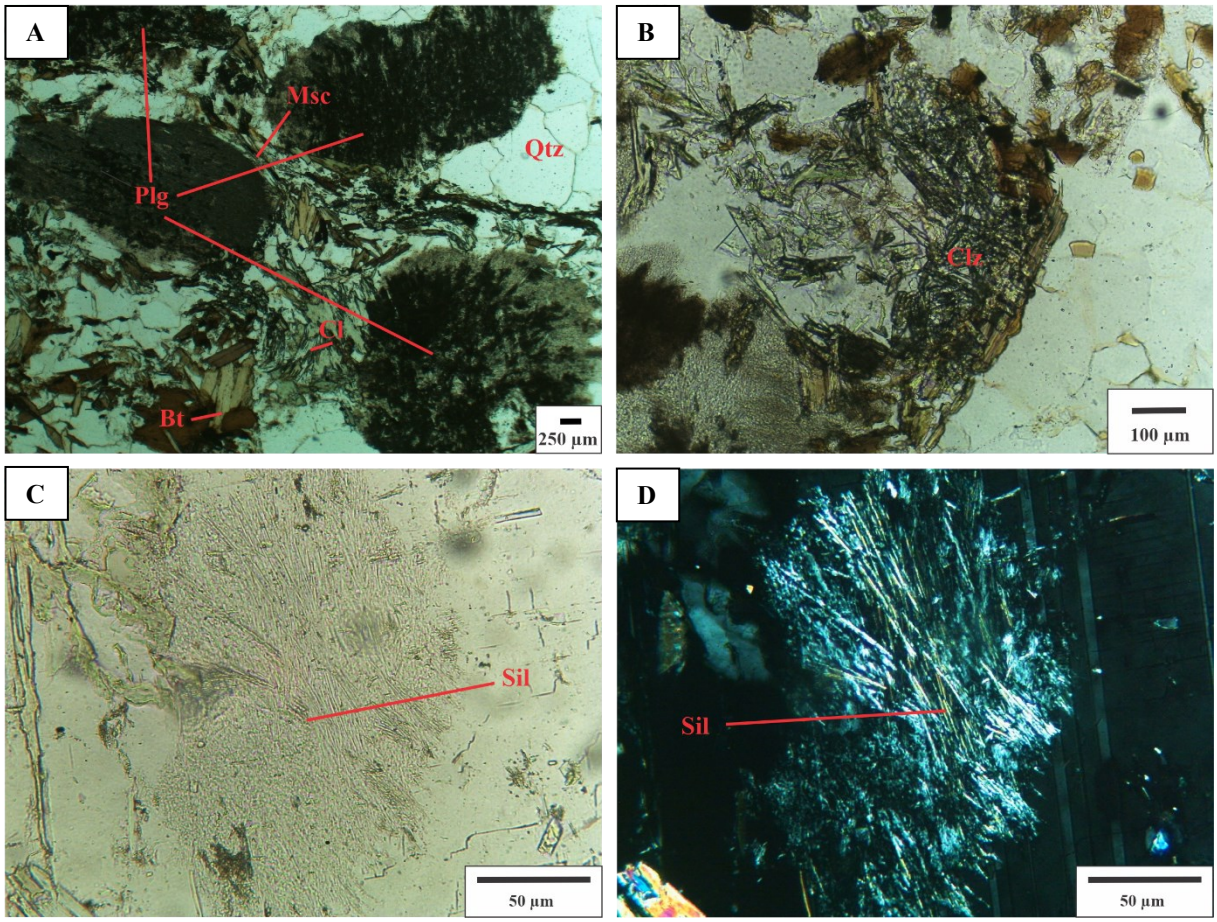
O zircão e a allanita são acessórios e encontram-se dispersos na rocha.

Figura 4.9. (Fotomicrografia amostra VHSN71P) **A-** Textura granoblástica em porção limítrofe (em vermelho) com banda mais máfica (nicóis paralelos). **B-** Textura granoblástica em banda quartzo feldspática, com detalhe nos minerais feldspáticos bastantes alterados (nicóis cruzados). **C-** Cristais de plagioclásio (plg) com alteração nas bordas apresentando clorita (cl) e epidoto (ept) associados, além da presença de minerais de quartzo (qtz), biotita (bt) e granada (grt) subordinados (nicóis paralelos). **D-** Granada (grt) fraturada com preenchimento de clorita (cl) (nicóis paralelos).



Fonte: O autor.

Figura 4.10. (Fotomicrografia amostra VHSN71P) **A-** Aspecto dos minerais de plagioclásio (plg) com alteração avançada e minerais de clorita (cl) e muscovita (msc) ocorrendo em suas bordas (nicóis paralelos). **B-** Destaque para os minerais de clinozoisita (clz) aciculares (nicóis paralelos). **C-** Ocorrência de massa de minerais finos e alongados, com aspecto fibroso por cima de minerais de plagioclásio, sendo identificados como fibrolita/sillimanita (sil) (nicóis paralelos). **D-** Imagem C com nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

O anfibolito apresenta textura nematoblástica e possui granulação média. A orientação dos anfibólios marca a foliação (Sn) presente na rocha (Figura 4.11 A e B). A mineralogia essencial é hornblenda (±65%), plagioclásio (±15%), e quartzo (±8%), como acessório tem zircão (<1%) e como minerais secundários ocorrem o epidoto (±9%), titanita (±3%) e alguns minerais opacos (±3%).

A hornblenda é o constituinte principal da rocha e apresenta-se com dimensões entre 2 e 0,25 mm em forma de cristais subdioblásticos orientados. Os cristais possuem pleocroísmo de coloração amarronzada e as vezes com zoneamento esverdeado em suas bordas. O contato entra ela é de forma reta a serrilhada e com os demais minerais o contato é irregular. Ainda é possível identificar alguns cristais com alteração para biotita (Figura 4.11 A e B).

Os cristais de feldspato, são possivelmente plagioclásio (indeterminado) e são os que compõem a matriz da rocha. Esses cristais estão todos alterados por processo de saussuritização e apresentam-se em formas xenoblásticas, com dimensões médias em torno de 0,5 mm (Figura 4.11 C).

Os cristais de quartzo apresentam-se com dimensões entre 1,12 e 0,03 mm e possuem formas subdioblásticas com extinção ondulante. O contato entre si, se dá de forma interpenetrativa, já o contato com a hornblenda e o epidoto é irregular. O quartzo também pode aparecer sobreposto aos cristais de hornblenda (Figura 4.11 C).

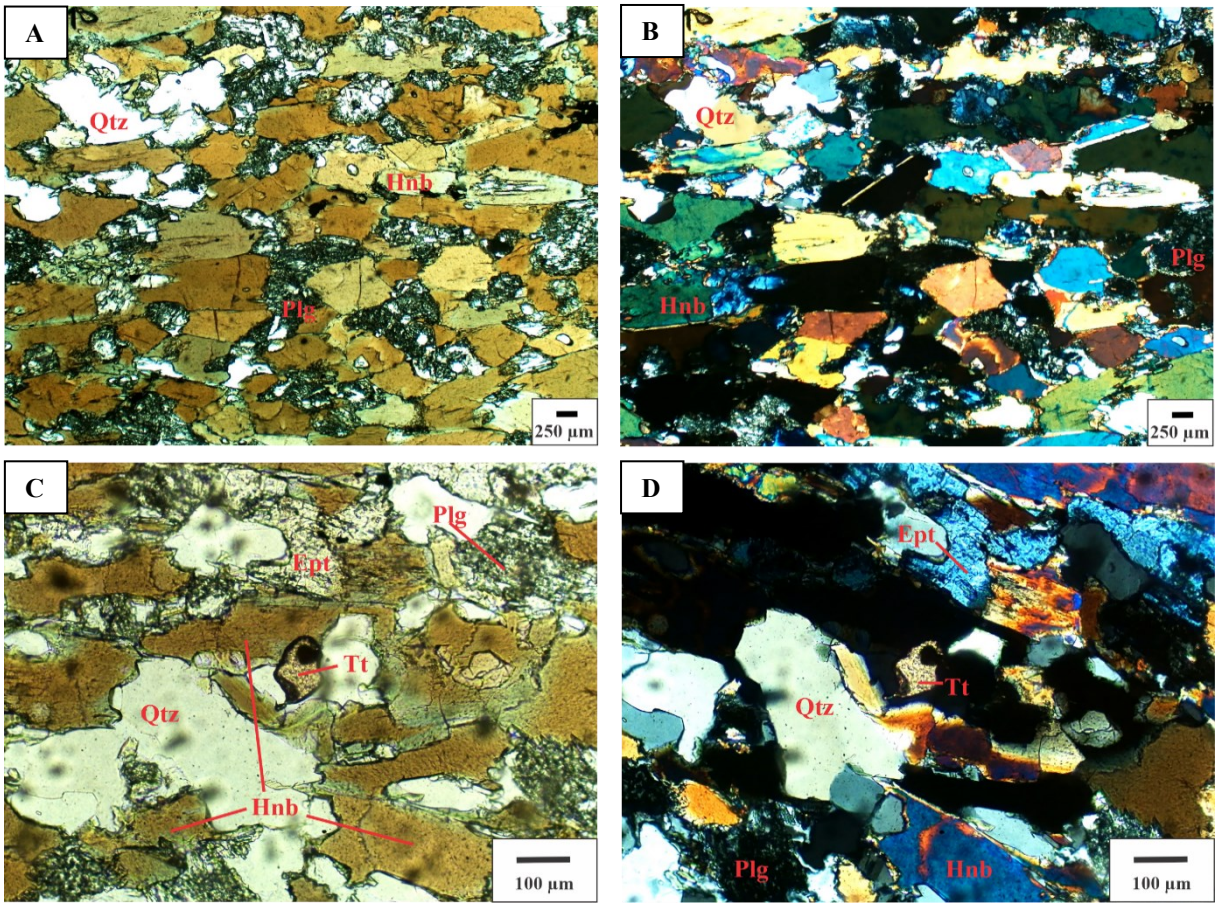
O epidoto ocorre com dimensões entre 0,75 e 1 mm, possuem formas xenoblásticas a subdioblásticas e são incolores a amarelo pálido. Apresentam-se em meio a matriz alterada de plagioclásio, fazem contato irregular com o quartzo e hornblenda, podendo também estar sobrepostos ao último mineral (Figura 4.11 C e D).

A titanita possui dimensões média entre 0,3 e 0,07 mm, é mineral secundário e ocorre como cristais subdioblásticos. Ela possui pleocroísmo com cores variando de amarelo a marrom. Os cristais se dispõem como agregados granulares sobre a hornblenda, quartzo e plagioclásio. Eles também apresentam minerais opacos associados, se tratando possivelmente de óxidos de titânio (Figura 4.11 C e D).

Alguns minerais de opacos são secundários na rocha.

O zircão ocorre como minerais acessórios de maneira dispersa na rocha.

Figura 4.11. (Fotomicrografia amostra VHSN58) **A-** Textura nematoblástica apresentando a orientação da hornblenda (hnb) e meio a uma matriz de plagioclásio (plg) saussuritizado (nicóis paralelos). **B-** Imagem A com nicóis cruzados. **C-** Detalhe da lâmina com os principais minerais da rocha hornblenda (hnb) apresentando zoneamento em tom de verde, plagioclásio (plg) bastante alterado, epidoto (ept) e quartzo (qtz) (nicóis paralelos). **D-** Imagem C com nicóis cruzados.



Fonte: O autor.

4.3. GRANADA-BIOTITA-MUSCOVITA XISTO (NPxq)

Estas rochas ocupam cerca de 24% da área total mapeada. Ela está relacionada aos relevos mais suaves e solos poucos desenvolvidos de coloração amarelo avermelhada. Uma das principais características para distinguir essa unidade para a unidade gnáissica, quando intemperizadas, é a ocorrência de lentes de quartzito.

Os afloramentos ocorrem em lajedo em forma de regolito, em blocos e matacões em meio as pastagens e em canais fluviais. Importante ressaltar que a maioria desses afloramentos se encontra bastante intemperizados, adquirindo uma coloração que varia de vermelho a amarelo (Figura 4.12 A e B). Outra característica fundamental é o formato dos blocos e matacões, que frequentemente ocorrem em formato tabular, com fácil desplacamento e pastilhamento (Figura 4.12 C e D).

4.12. A- Afloramento de biotita-muscovita xisto em forma de regolito (ponto VHSN46). **B-** Afloramento de muscovita xisto no Córr. Limoeiro (ponto VHSN26). **C-** Blocos de biotita-muscovita xisto em formato tabular (ponto VHSN45). **D-** Biotita-muscovita xisto com pastilhamento (ponto VHSN25).

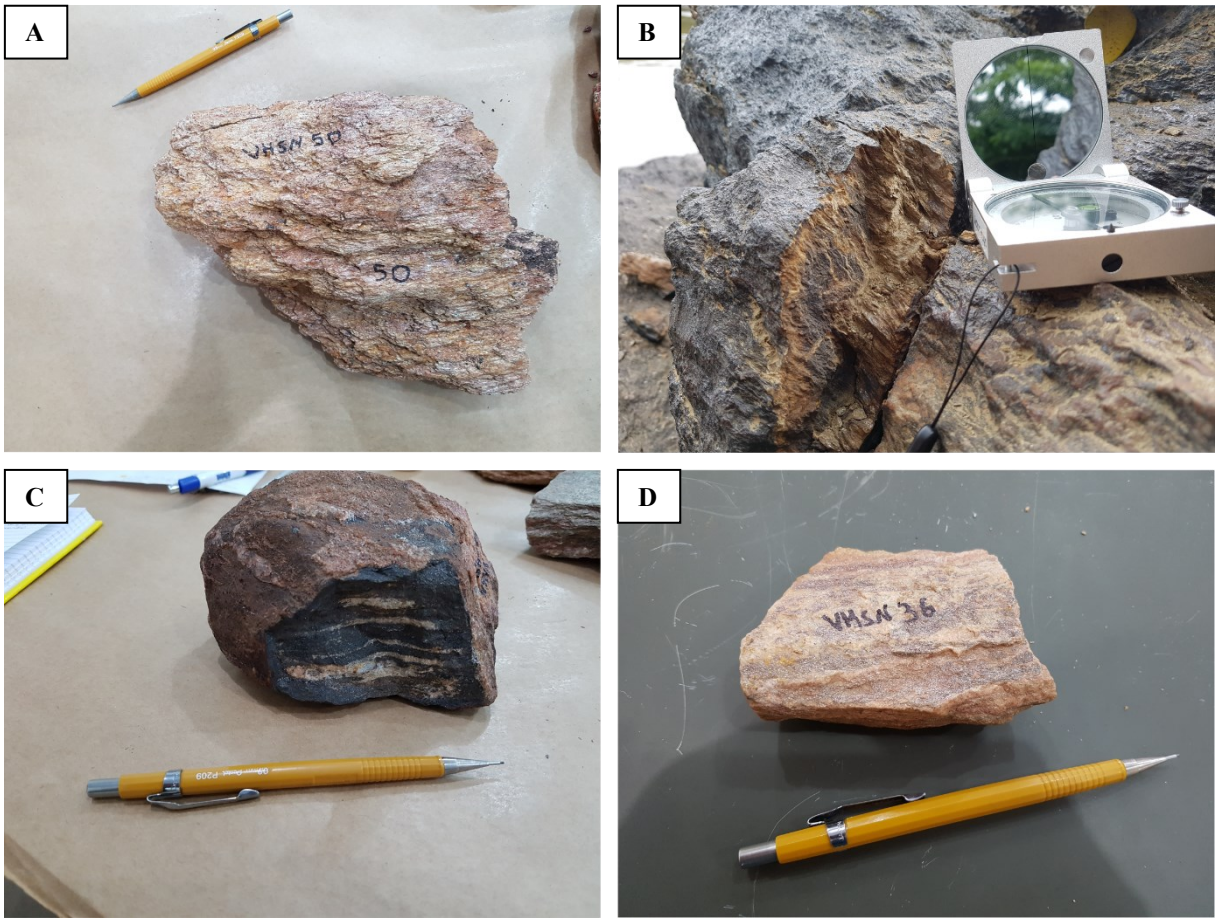


Fonte: O autor.

As principais litologias identificadas nessa unidade foram biotita-muscovita xisto (Figura 4.13 A), granada-biotita-muscovita xisto (Figura 4.13 B), algumas variações de quartzitos, representados por quartzito micáceo, quartzito granatífero e quartzito ferrugionoso, sendo esse último o menos comum (Figura 4.13 C e D).

Há variações perceptíveis macroscopicamente dentre as litologias xistosas. Apesar da principal diferença entre elas ser a presença ou não de granada, é possível identificar rochas onde tem maior concentração de biotita, deixando-a com aspecto mais avermelhado e rochas com mais conteúdo de muscovita, tornando-a mais amarelada, além disso, ainda podemos identificar xistos mais feldspáticos, o qual tem a característica de conter uma granulação mais grossa.

Figura 4.13. A- Biotita-muscovita xisto intemperizado (amostra VHSN50). **B-** Granada-biotita-muscovita xisto com baixo grau de intemperismo (ponto VHSN23). **C-** Quartzito ferruginoso (amostra VHSN45-46). **D-** Quartzito micáceo (amostra VHSN36).



Fonte: O autor.

A textura dos biotita-muscovita xisto/muscovita-biotita xisto é predominantemente lepidoblástica. Elas apresentam intercalações de bandas micáceas lepidoblásticas com bandas quartzo feldspáticas granoblásticas em um conjunto crenulado. A foliação principal (Sn) é marcada pela xistosidade e encontra-se frequentemente anastomosada. Ela também se encontra deformada e dobrada localmente, desenvolvendo uma segunda foliação mais espaçada, marcada pela clivagem de crenulação (Sn+1), que pode ou não, representar a foliação principal das rochas nos afloramentos (Figura 4.14 A e B). A mineralogia essencial é composta por quartzo (±35%), muscovita (±34%), feldspato (±12%), biotita (±6%) e granada (±6%), como acessório ocorre minerais opacos (±3%) e titanita (<1%), e como secundário tem-se clorita (±3%) e clinozoisita (±1%).

Os cristais de quartzo ocorrem com dimensões entre 1 e 0,2 mm e estão mais presentes nas bandas granoblásticas. Eles possuem forma subdioblásticas e estão estirados com extinção

ondulante. O contato entre os cristais ocorre de forma irregular serrilhados a retos e podem ocorrer formações de subgrãos.

Os feldspatos ocorrem com dimensões entre 2,5 e 0,35 mm e estão mais presentes nas bandas granoblásticas. Ocorrem também, muitas das vezes em forma xenoblásticas e em porfiroclastos, os quais afetam a foliação (Figura 4.14 E). Os minerais estão bastantes alterados por processos de saussuritização, restando poucos minerais de plagioclásio com geminação visíveis. Entretanto, foi possível a identificação de cristais de plagioclásio do tipo oligoclásio.

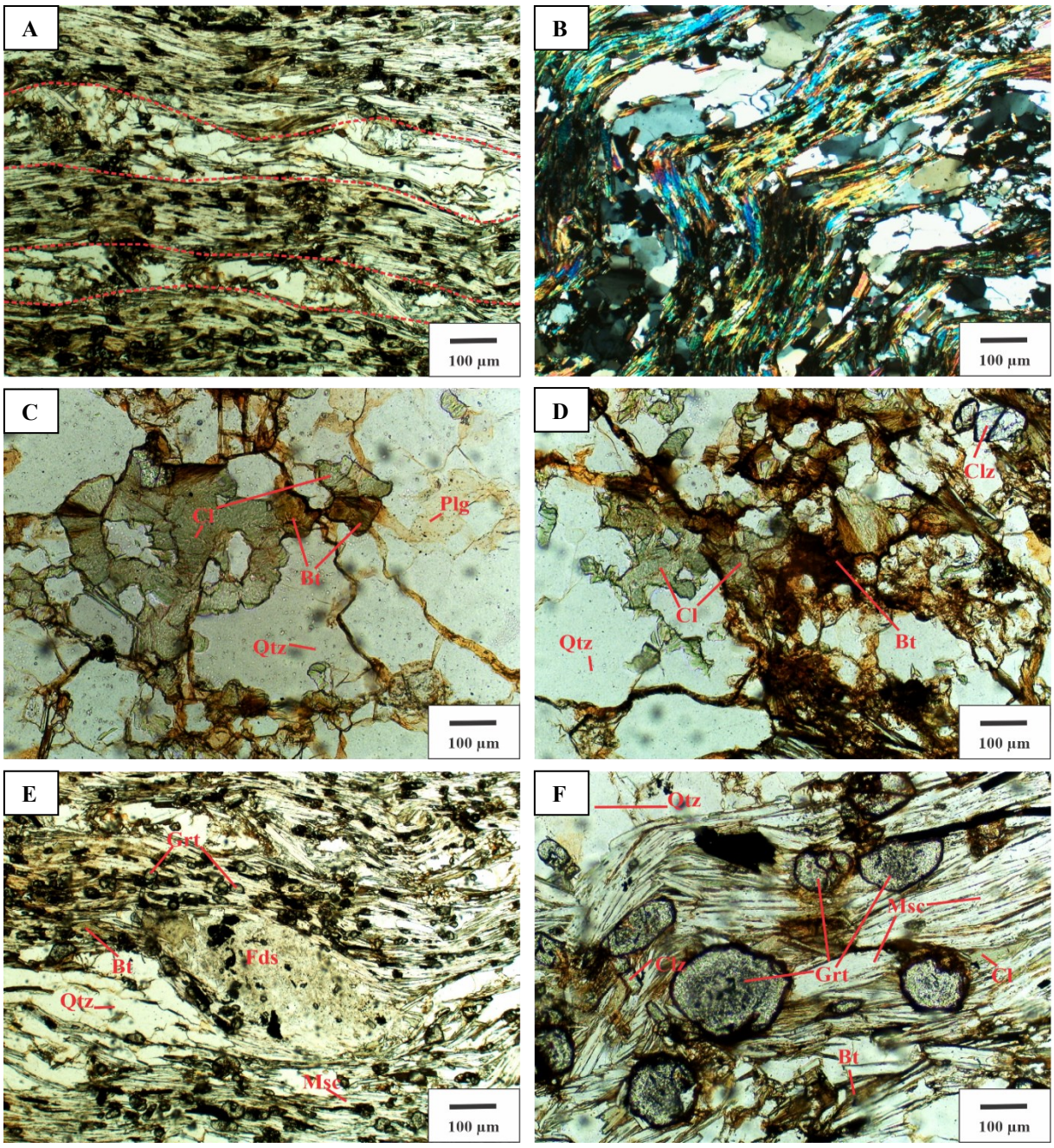
Os minerais micáceos estão concentrados nas bandas lepidoblásticas, possuem formas subdioblásticas a idioblásticas e ocorrem nos contatos intergranulares e preenchendo fraturas. Os cristais de biotita ocorrem com dimensões entre 0,87 e 0,25 mm, possui pleocroismo de cor amarelo a marrom, enquanto a clorita possui dimensões médias de 1 a 0,4 mm com pleocroísmo de cor verde pálido a incolor, sendo produto de alteração da biotita. Por último, a muscovita possui dimensões variando de 3 a 0,35 mm, é incolor e bastante abundante na rocha, podendo ocorrer em sobreposta aos minerais de quartzo e feldspato. O contato entre esses minerais se dá de forma retilínea a irregulares, sendo que eles podem estar deformados devido a clivagem de crenulação.

As granadas ocorrem com dimensões entre 0,35 e 0,06 mm, possuem forma subdiobláticas, estando em sua maioria fraturado. Os cristais são incolores e por vezes apresentam coloração amarronzada devido a oxidação. Eles comumente ocorrem sobre os minerais micáceos (Figura 4.14 F).

Os cristais de clinozoisita ocorrem com dimensões entre 0,4 e 0,04 mm de maneira mais pontual na amostra. Eles possuem formas xenoblásticas a subdioblásticas, são incolores com e apresentam cor de interferência anômala. Esses cristais estão sobre os demais minerais, principalmente as micas e os feldspatos.

A titanita e os minerais opacos são acessórios e ocorrem de forma dispersa na rocha.

Figura 4.14. (Fotomicrografia amostra VHSN23) **A-** Textura lepidoblástica com bandas ricas em minerais micáceos alternadas por bandas quartzosas (nicóis paralelos). **B-** Foliação deformada pela clivagem de crenulação (nicóis cruzados). **C e D-** Detalhe na cloritização (cl) das biotitas (bt) (nicóis paralelos). **E-** Porfiroblasto de feldspato (fds) afetando a foliação (nicóis paralelos). **F-** Detalhe nos minerais de granada sobrepostos aos minerais de muscovita (nicóis paralelos).



Fonte: O autor.

4.4. QUARTZITO / MUSCOVITA XISTO (NPqx)

Estas rochas ocupam cerca de 11% da área total mapeada. Elas estão associadas a colinas bastantes acentuadas com orientação N-S e NW-SE, em meio ao relevo mais rebaixado predominado por litotipos xistosos (Figura 4.15) e solos poucos desenvolvidos, sendo em grande parte coberta por vegetações densas. A principal característica dessa unidade é a grande ocorrência de quartzitos e rochas xistosas intercaladas, sendo essa última menos suscetível ao intemperismo.

Figura 4.15. Fotografia apresentando as colinas acentuadas ao fundo, que representam a unidade em questão.



Fonte: O autor.

Os afloramentos são de fácil visualização e ocorrem como blocos rolados na base das colinas, em lajedo, canais fluviais e como blocos e matacões *in-situ* (Figura 4.16).

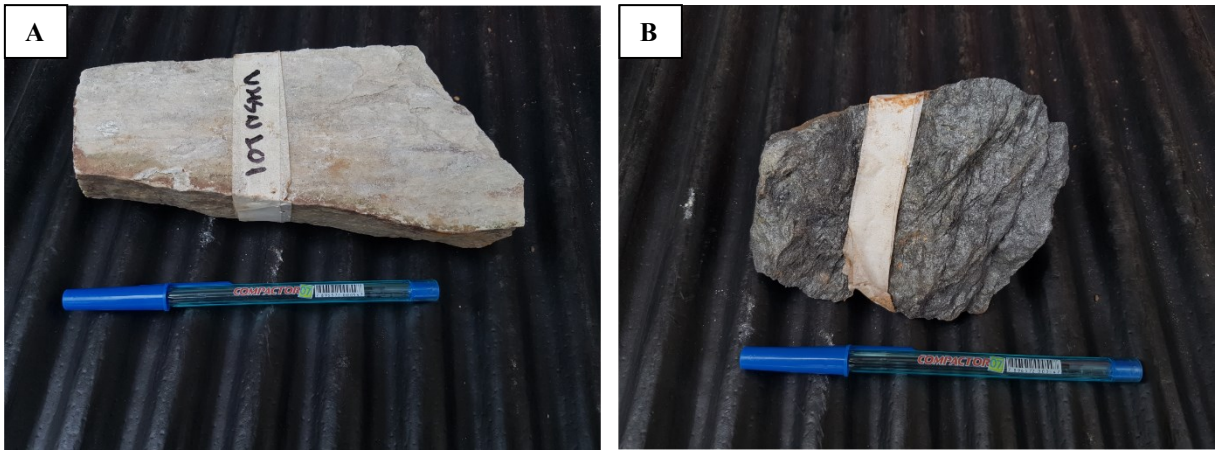
Figura 4.16. A- Afloramento no Rib. Mata-Boi, apresentando quartzitos intercalados por muscovita xisto, marcado em vermelho (ponto VHSN104). **B-** Afloramento em canal pluvial, indicando o contato entre o muscovita xisto e o quartzito (ponto VHSN101). **C-** Bloco de quartzito *in-situ* (ponto VHSN79). **D-** Blocos de muscovita xisto, oriundos de desmonte ao lado da ferrovia (ponto VHSN100).



Fonte: O autor.

As principais litologias identificadas foram variações de quartzito (quartzito sericítico fino e quartzito micáceo de granulação maior), muscovita xisto e granada-muscovita xisto. Características importantes desses xistos, são sua coloração cinza prateada, lentes de quartzo paralelas a foliação e alta resistência ao intemperismo (Figura 4.17).

Figura 4.17. A- Amostra de quartzito sericítico (ponto VHSN101). **B-** Muscovita xisto típico da unidade em questão (ponto VHSN100).



Fonte: O autor.

O muscovita xisto possui textura predominantemente lepidoblástica com granulação fina. A rocha possui bandas mais espessas ricas em muscovita e bandas submilimétricas de quartzo. A foliação principal (Sn) é marcada pela xistosidade, geralmente paralela à estratificação sedimentar. É possível identificar que toda essa estrutura está fortemente controlada por uma segunda foliação (Sn+1), definida pela clivagem de crenulação e pela foliação plano axial em dobras centimétricas (Figura 4.18 A e B).

A mineralogia essencial do muscovita xisto é composta por muscovita (±46%), quartzo (±29%), granada (±9%), feldspato (±3%) e biotita (±3%), como acessório ocorre minerais opacos (±4%), turmalina (±2%), e como secundários a clorita ± (3%) e a clinozoisita (<1%).

Os cristais de quartzo ocorrem com dimensões entre 1,5 e 0,08 mm, em forma subdioblástica com extinção ondulante. Pode-se identificar o quartzo em três ocasiões distintas. Uma, em forma de veio paralelo à foliação principal, onde contém cristais maiores com contatos irregulares e interpenetrativos, outra, como cristais menores em contatos irregulares, nas bandas ricas pelos os mesmos e por último, de forma dispersa nas bandas micáceas, onde fazem contato regular com as micas.

Os minerais feldspáticos encontram-se com dimensões entre 1,1 e 0,04 mm, possuem formas subdioblástica e são de pouca expressão na rocha. Eles ocorrem de forma semelhante ao quartzo, não exibem geminação e se diferenciam pela aparência mais degradada. O contato com o quartzo é regular, assim como ocorre com as micas.

Os minerais micáceos estão concentrados nas bandas lepidoblásticas, possuem formas subdioblásticas a idioblásticas com hábitos lamelares e ocorrem nos contatos intergranulares e preenchendo fraturas em cristais de quartzo. A muscovita é o mineral mais presente na rocha,

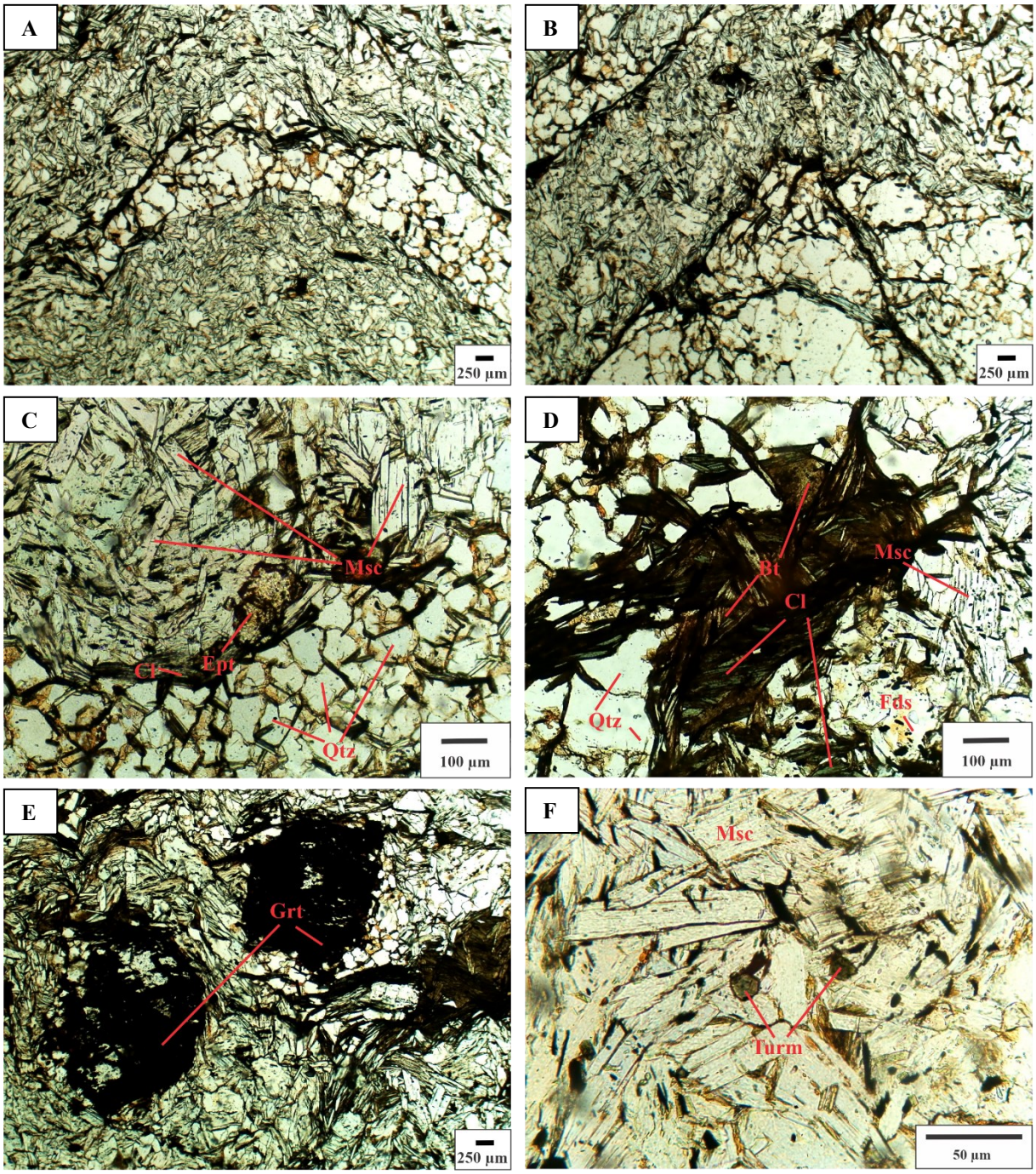
ocorrem com dimensões entre 0,85 e 0,03 mm, é incolor e ocorre paralela aos cristais de biotita e clorita. Os cristais de biotita apresentam dimensões entre 0,75 e 0,06 mm e possui pleocroísmo de cor amarronzado. A clorita possui dimensões entre 0,75 e 0,07 mm, possui pleocroísmo de cor verde pálido e é possível identificar que são pseudomorfos de biotita. O contato entre esses minerais se dá de forma regular e eles estão deformados próximos as charneiras das dobras (Figura 4.18 C e D).

Os porfiroblastos de granada ocorrem com dimensões entre 1,75 mm e 0,65 mm, são essencialmente anédricos e foram profundamente substituídos por óxidos e hidróxidos de ferro (Figura 4.18 E).

A turmalina apresenta-se com dimensões entre 0,1 e 0,02 mm de forma dispersa na rocha. Ocorre como cristais idioblásticos de coloração esverdeada, está sempre na seção basal (hexagonal) e sobreposta as moscovitas (Figura 4.18 F).

Como minerais secundários ocorre a clinozoisita e os minerais opacos ocorrem como minerais acessórios.

Figura 4.18. (Fotomicrografia amostra VHSN78) **A-** Predomínio de bandas micáceas composta por muscovita, marcando a textura lepidoblásitca (nicóis paralelos). **B-** Foliação dobrada marcada pela alternância de bandas micáceas e quartzosas (nicóis paralelos). **C-** Destaque no contato entre os bandamentos, com predomínio de minerais 67oscovítica67 (msc) e quartzo (qtz), além de minerais de clorita (cl) e epidoto (ept) subordinados. Detalhe na presença de óxidos nos entre os grãos e entre as bandas (nicóis paralelos). **D-** Minerais de biotita (bt) alterando para clorita (cl) (nicóis paralelos). **E-** Porfiroblastos de granada (grt) alterados para óxido, afetando a foliação (nicóis paralelos). **F-** Cristais everdeados de turmalina (turm) sobrepostos a matriz 67oscovítica (msc) (nicóis paralelos).

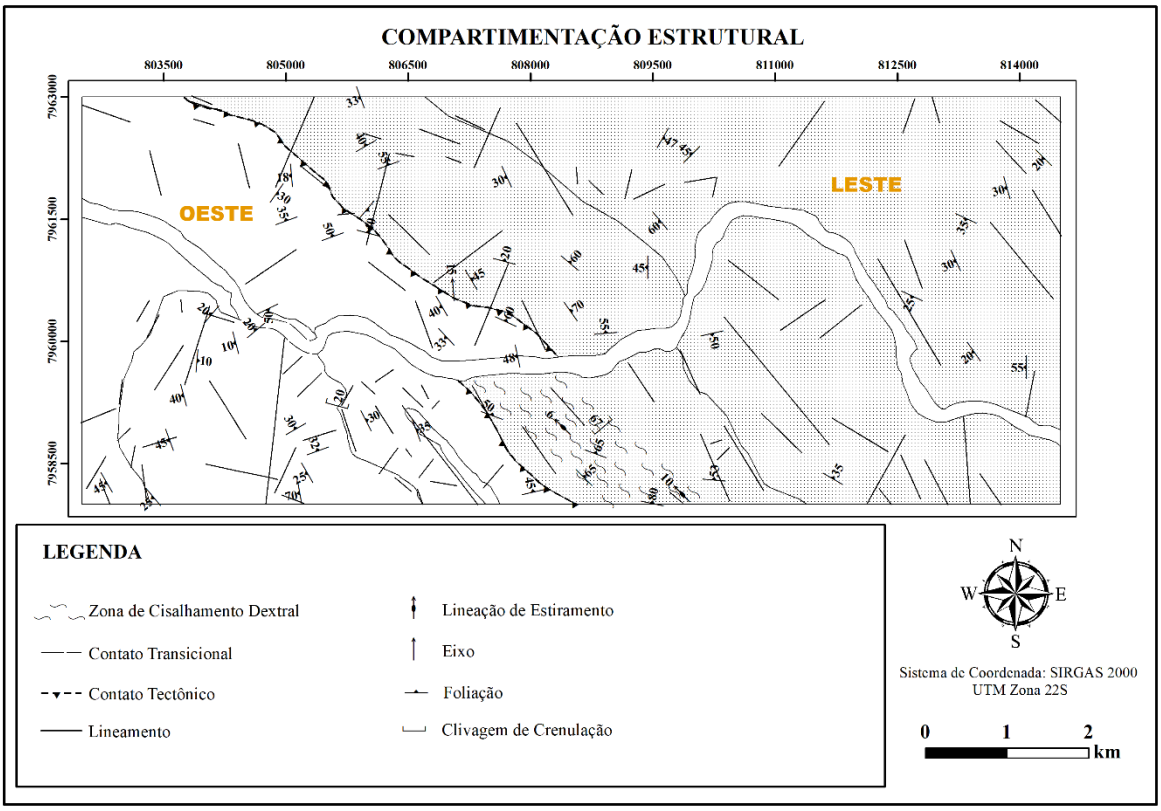


Fonte: O autor.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

A geologia estrutural da área está representada no final deste trabalho (APENDICE IV). Ela foi dividida em dois domínios estruturais (domínio OESTE e LESTE), separados por uma falha de empurrão (Figura 5.1) e será abordada de uma maneira simplificada, interpretando suas respectivas fases deformacionais de acordo com as estruturas identificadas em campo.

Figura 5.1. Mapa ilustrando os compartimentos estruturais (OESTE e LESTE) da área de estudo.



Fonte: O autor.

5.1 DOMÍNIO OESTE

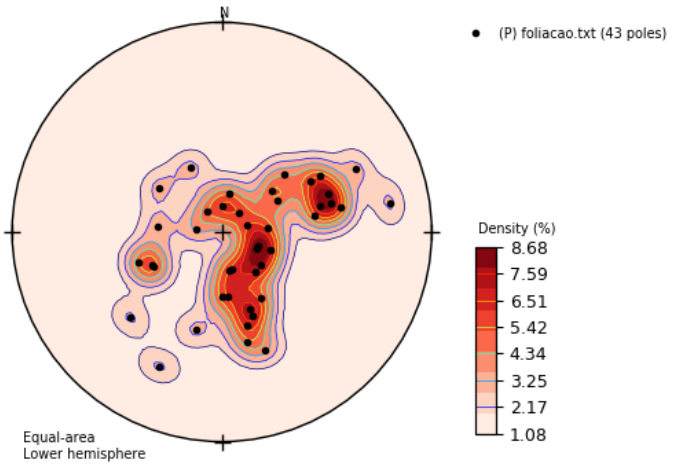
Este domínio está restrito às rochas metassedimentares (litotipos xistosos e quartzitos). As estruturas obtidas em campo, indicam a ocorrência de pelo menos três fases deformacionais, passando por regimes dúcteis. A primeira fase Dn, desenvolveu a foliação principal (Sn) que é paralela ao acamamento (S0) das rochas metassedimentares. A segunda fase Dn+1 é caracterizada por desenvolver uma segunda foliação (Sn+1), a qual é marcada pela clivagem de crenulação e dobras de escala centimétrica a métricas. A terceira fase Dn+2 é identificada através do anastomosamento das demais foliações.

A fase Dn é representada pela foliação principal (Sn), sendo a mais penetrativa da área mapeada. Essa foliação é caracterizada por xistosidade. É possível associar o paralelismo entre

a foliação (Sn) com o acamamento (S0) através dos quartzitos, os quais apresentam uma alternância rítmica, principalmente no domínio quartzítico.

As análises em estereograma de contorno de igual área (Figura 5.2) indica que a foliação (Sn), possui direção predominante para NNW-SSE com grande dispersão nas medidas das atitudes, apresentando um padrão de guirlanda, reflexo da influência de dobras e zonas de cisalhamento.

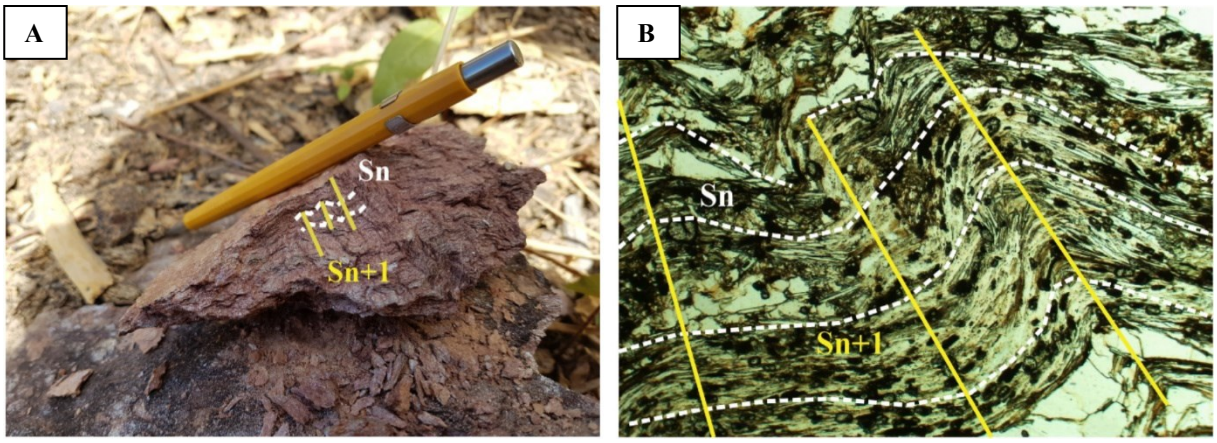
Figura 5.2. Estereograma indicando as projeções da foliação principal (Sn) para o domínio Oeste.



Fonte: O autor.

A fase Dn+1 desenvolveu a foliação de crenulação (Sn+1), caracterizada por ser mais espaçada e paralela ao plano axial de dobras Dn+1 (Figura 5.3). Essa segunda foliação pode localmente, obliterar a foliação de primeira geração (Sn), ou pode estar presente de maneira mais discreta.

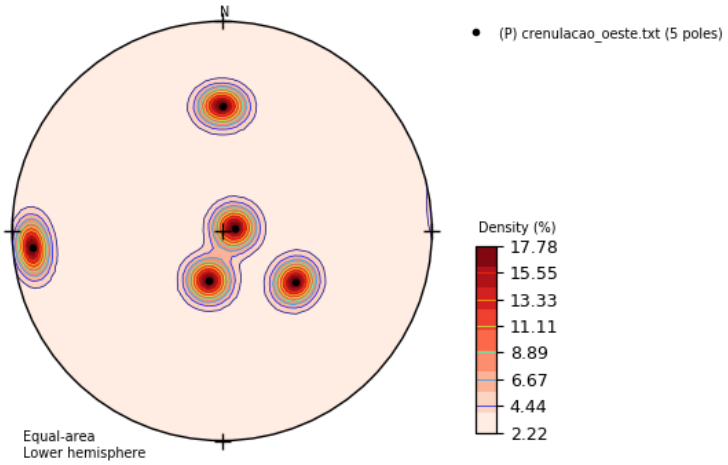
Figura 5.3. A- Biotita-muscovita xisto apresentando clivagem de crenulação (Sn+1) em amarelo e a foliação principal (Sn) em branco (ponto VHSN72). **B-** Fotomicrografia de granada-biotita-muscovita xisto apresentando a clivagem de crenulação (Sn+1) em amarelo e a foliação principal (Sn) em branco (amostra VHSN23).



Fonte: O autor.

A projeção da clivagem de crenulação (Sn+1), apresenta-se dispersa, mas com certa tendência de caimento para direção N-S (Figura 5.4).

Figura 5.4. Estereograma indicando as projeções da foliação de crenulação (Sn+1) para o domínio Oeste.



Fonte: O autor.

As dobras Dn+1, podem ser centimétricas apertadas e em forma de *kinks*, podendo também ocorrer em escala de afloramento, como dobras isoclinais inclinadas apertadas, apresentando eixos com caimento para NNW de baixo ângulo (Figura 5.5).

Figura 5.5. Dobras centimétricas em *kinks* em muscovita xisto (Ponto VHSN75).



Fonte: O autor.

A fase D3 foi diferenciada através da superposição de estruturas. Ela está relacionada a zonas de cisalhamento, onde desenvolveu localmente um padrão anastomosada da foliação que pode afetar as demais estruturas pretéritas (Figura 5.6).

Figura 5.6. Padrão anastomosado da foliação em biotita-muscovita xisto.



Fonte: O autor.

5.2 DOMÍNIO LESTE

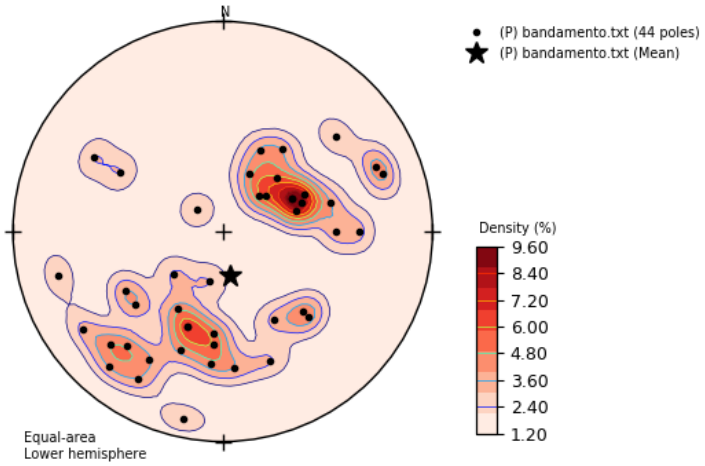
Este domínio está restrito à associação de rochas quartzo-feldspáticas (gnaisses e migmatitos). As estruturas obtidas em campo, indicam a ocorrência de pelo menos três fases deformacionais, passando por regimes dúcteis. A primeira fase Dn, desenvolveu a foliação

principal (Sn) paralela ao bandamento composicional. A segunda fase Dn+1 é caracterizada por desenvolver uma segunda foliação (Sn+1), a qual é marcada pela clivagem de crenulação e dobras métricas em afloramentos. A terceira fase Dn+2 é identificada através de zonas de cisalhamento, onde desenvolve localmente foliação milonítica.

A fase Dn é representada pela foliação principal (Sn), sendo a mais penetrativa da área mapeada. Essa foliação é caracterizada pelo bandamento composicional em rochas gnáissicas.

As análises em estereograma de contorno de igual área (Figura 5.7) indica que a foliação (Sn), possui um padrão de direção NW-SE com maior concentração em 245/30, ela também possui uma grande dispersão, reflexo da influência de dobras e zonas de cisalhamento.

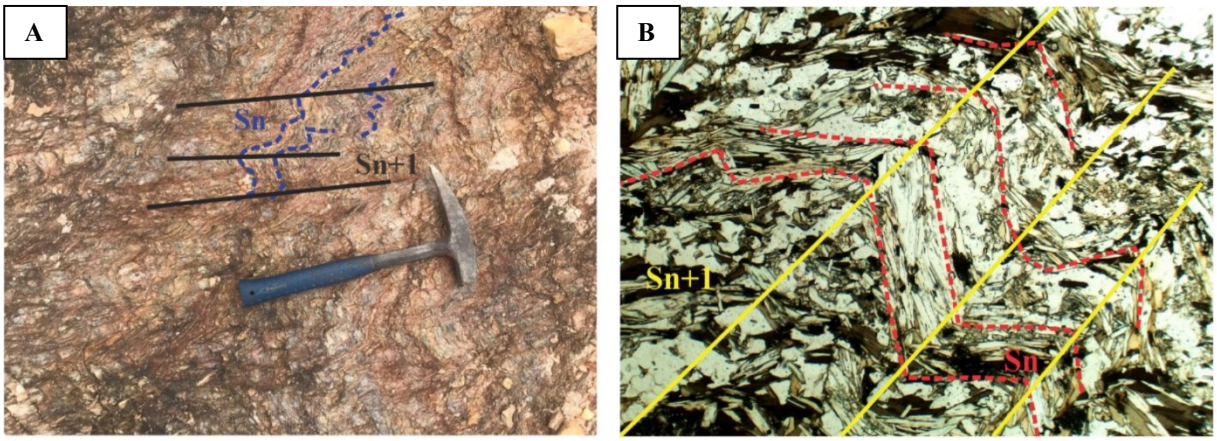
Figura 5.7. Estereograma indicando as projeções da foliação principal (Sn) para o domínio Leste.



Fonte: O autor.

A fase Dn+1 desenvolveu a foliação de crenulação (Sn+1), caracterizada por ser mais espaçada e paralela ao plano axial de dobras Dn+1 (Figura 5.8). Essa segunda foliação pode localmente, obliterar a foliação de primeira geração (Sn), ou pode estar presente de maneira mais discreta. Ela pode ser identificada principalmente nos litotipos gnáissicos, visto que os migmatitos podem obliterar grande parte das estruturas através da anatexia.

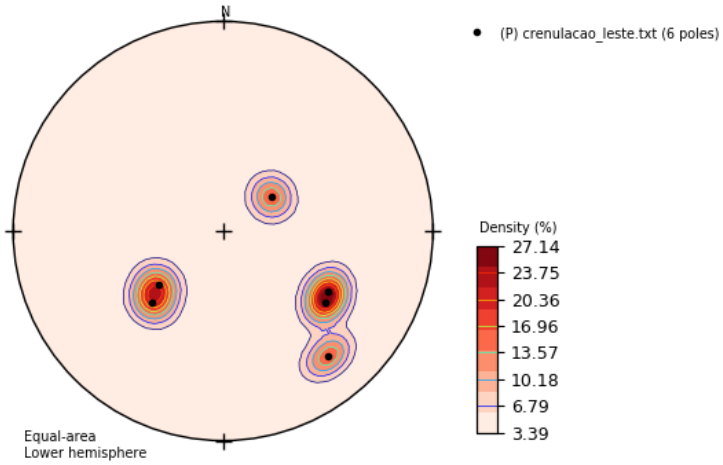
Figura 5.8. A- Granada-biotita gnaisse crenulado (ponto VHSN40). **B-** Fotomicrografia de biotita-muscovita gnaisse apresentando o bandando (Sn) em vermelho e a clivagem de crenulação (Sn+1) em amarelo (amostra VHSN33).



Fonte: O autor.

A projeção da clivagem de crenulação (Sn+1), apresenta-se dispersa, mas com certa tendência de caimento para direção NW (Figura 5.9).

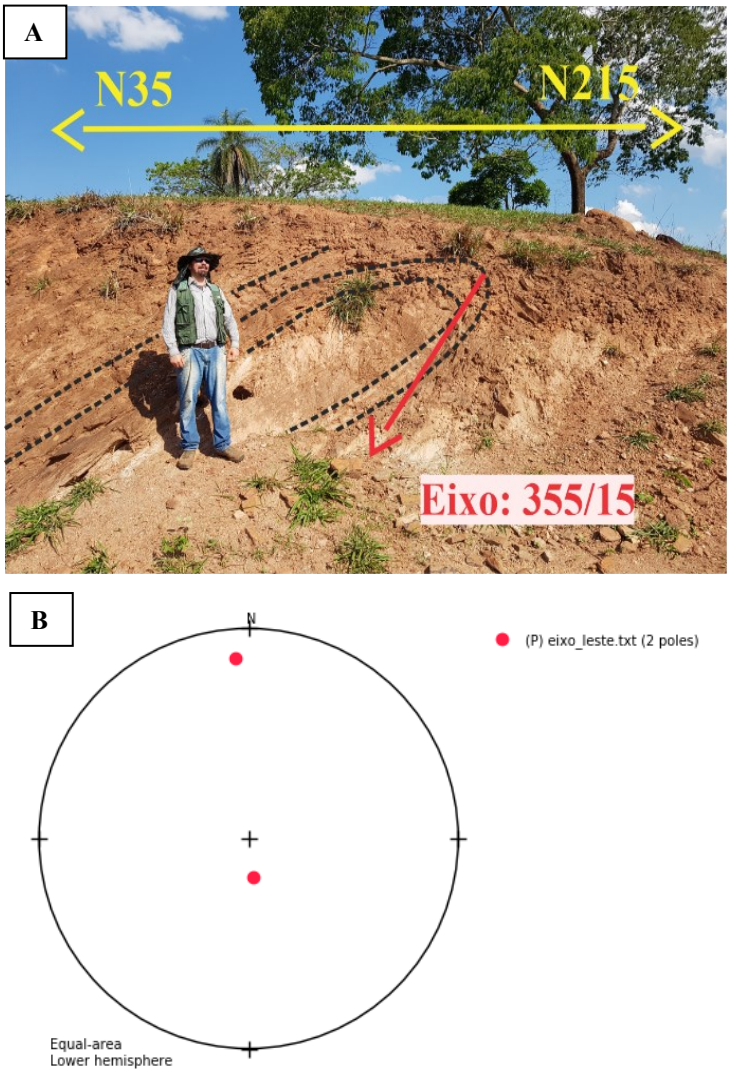
Figura 5.9. Estereograma indicando as projeções da foliação de crenulação (Sn+1) para o domínio Leste.



Fonte: O autor.

As dobras Dn+1, podem ser centimétricas apertadas, ou também ocorrer em escala de afloramento (Figura 5.10 A), como dobras isoclinais inclinadas apertadas, apresentando eixos com caimento para direção NNW de baixo ângulo (Figura 5.10 B).

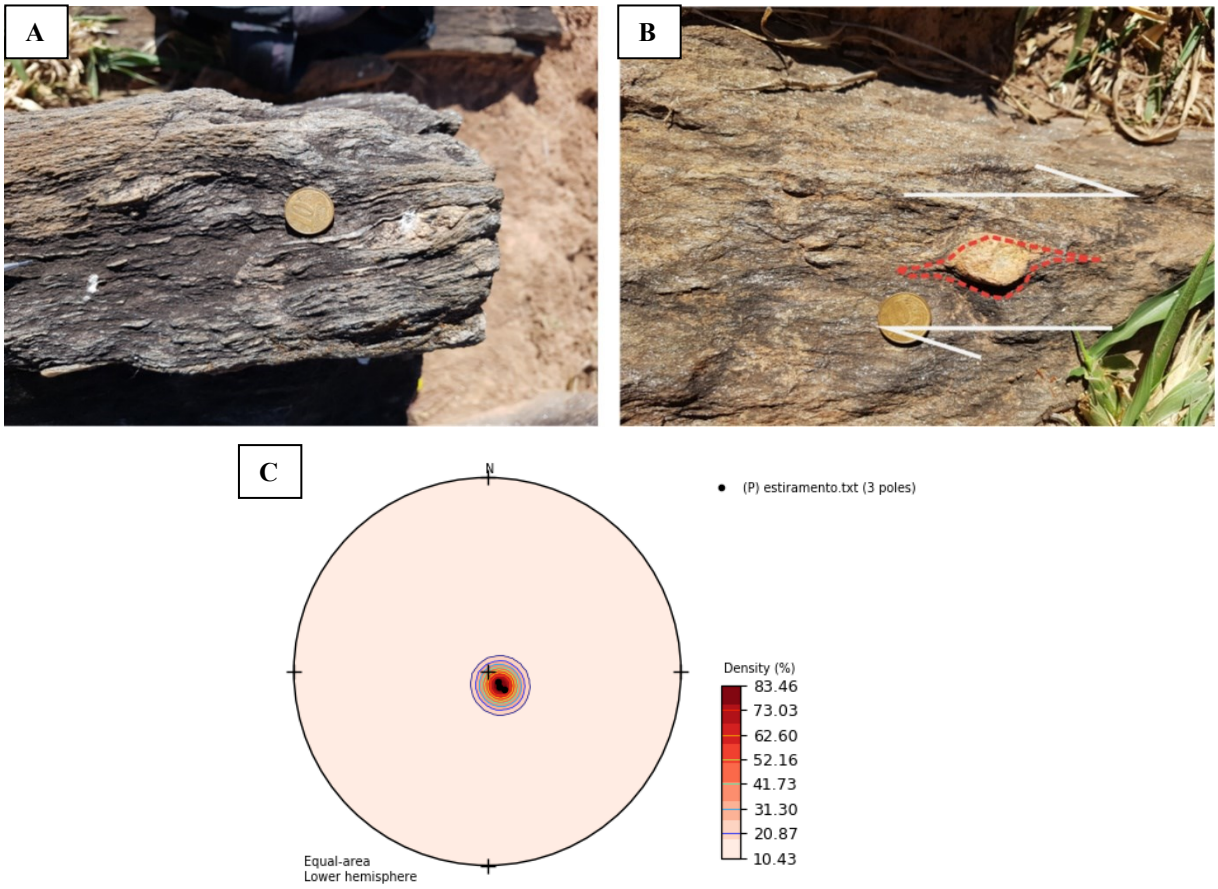
Figura 5.10. A- Dobra isoclinal inclinada em escala de afloramento (Ponto VHSN04). **B-** Projeção das atitudes dos eixos de dobras do domínio Leste.



Fonte: O autor.

A fase D3 foi diferenciada através da superposição de estruturas. Ela está relacionada a zonas de cisalhamento, onde desenvolveu localmente foliação milonítica de alto ângulo (Figura 5.11 A) com atitude preferencial de 35/70. As poucas lineações coletadas, estão relacionadas ao estiramento de quartzo (Le) e possuem direção para NW com baixo ângulo de caimento (Figura 5.11 C) assemelhando aos eixos de dobras D2. Indicadores cinemáticos do tipo sigmoidal apresentam sentido dextral (Figura 5.11 B).

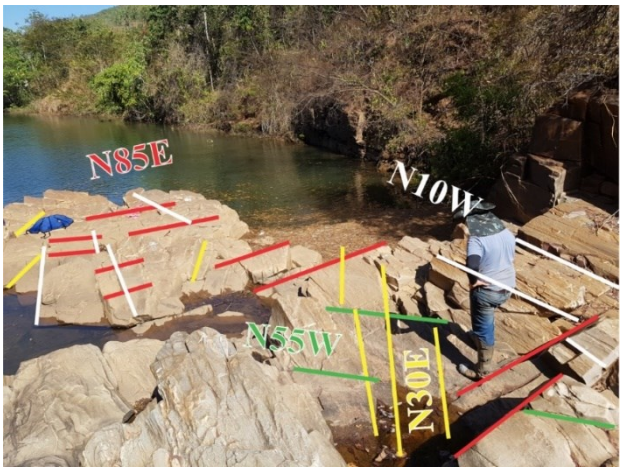
Figura 5.11. A- Detalhe no biotita-muscovita gnaisse cisalhado. **B-** Indicador cinemático do tipo sigmoidal situado na zona de cisalhamento, indicando movimento dextral.



Fonte: O autor.

O sistema de fraturas está presente de forma recorrente em ambos os domínios estruturais e pode ser considerado como uma última fase deformacional por sobrepor as demais estruturas. Ele ocorreu em regime rúptil e é marcada por fraturas, as quais foram medidas em campo (Figura 5.12).

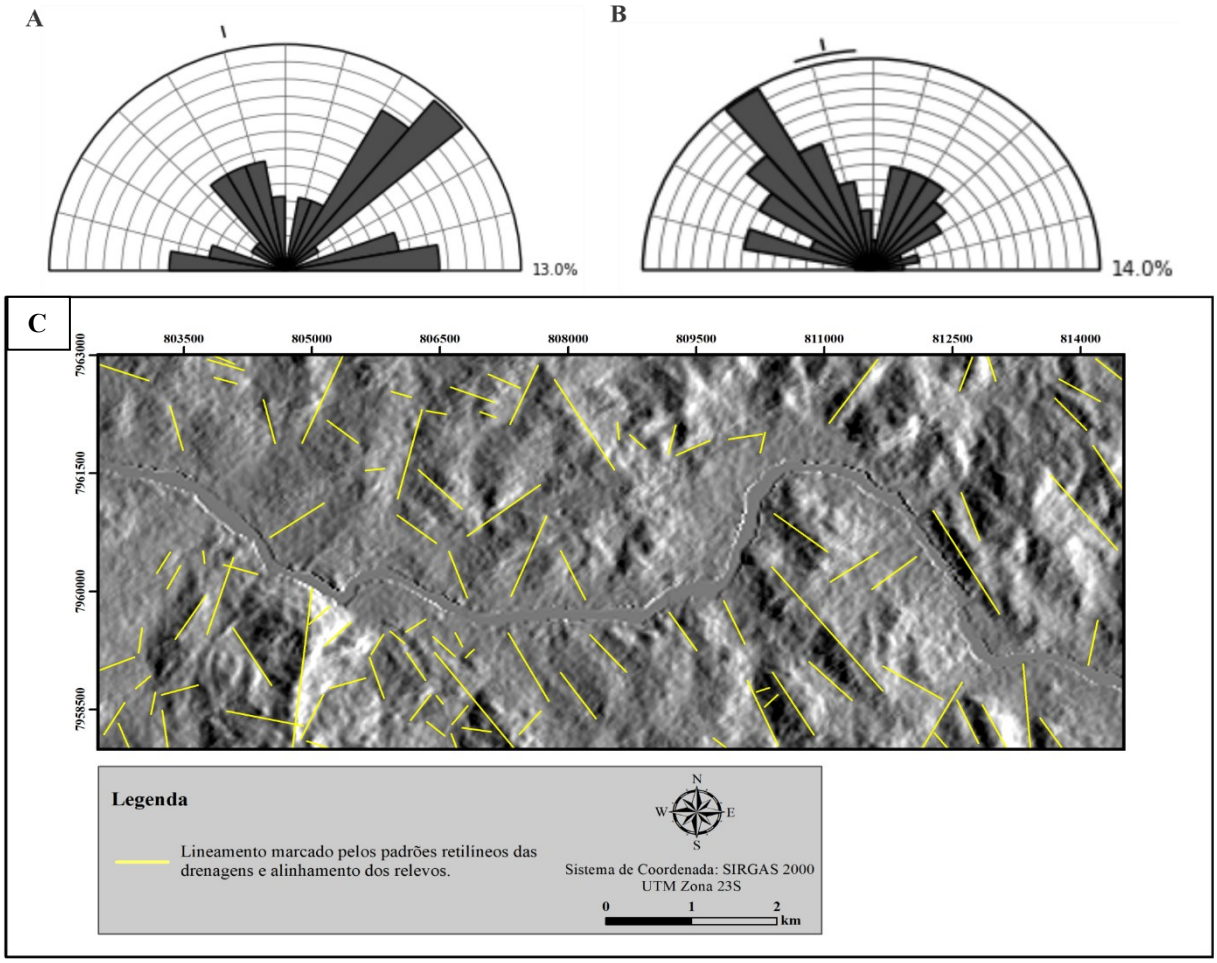
Figura 5.12. Fraturas observadas em campo e suas direções principais (VHSN104).



Fonte: O autor.

As fraturas não apresentaram boa correlação com os lineamentos estruturais obtidos através da fotointerpretação de acordo com as concentrações no diagrama de roseta. Elas ocorrem com maior frequência nas direções N30E a N50E com ângulos variando de médios a subverticais (Figura 5.13 A). Já os lineamentos fotointepretados, mostram uma tendência para a direção N40W (Figura 5.13 B), retratando melhor a estruturação regional (Figura 5.13 C).

Figura 5.13. A- Diagrama de rosetas com projeções das direções de fraturas medidas em campo. **B-** Diagrama de rosetas com as direções azimutais dos fotolineamentos. **C-** Lineamentos estruturais sobrepostos ao relevo sombreado.



Fonte: O autor.

6. METAMORFISMO

A área de estudo é composta por um conjunto de rochas metassedimentares que cavalgam sobre as rochas quartzo-feldspáticas com feições migmatíticas. Em um aspecto geral, o Domínio Oeste apresenta paragêneses compatíveis com condições entre fácies xisto verde e anfibolito, e o Domínio Leste em condições fácies anfibolito médio a superior. Também, foi identificado um retrometamorfismo em fácies xisto verde que afeta ambos os domínios.

Nos metassedimentos do Domínio Oeste foi identificada a assembleia mineralógica biotita + granada + muscovita + plagioclásio + quartzo. Em metapelitos a biotita é estável a partir de 400ºC e a granada acima de 450ºC, a paragênese granada + biotita se forma a partir de cloritas ricas em ferro em temperaturas acima de 520ºC e se mantem até condições de alto grau metamórfico (BUCHER; GRAPES, 2011).

No domínio Leste, os biotita-granada-muscovita xisto apresentam a associação mineralógica constituída de biotita + granada + muscovita + plagioclásio + quartzo. Em rochas quartzo-feldspáticas a paragênese plagioclásio + biotita + granada é estável a partir de 560ºC (BUCHER; GRAPES, 2011), nestes gnaisses não foram observadas feições que indicam o consumo de muscovita para a formação de k-feldspato, indicando temperatura inferiores a 700ºC.

O migmatito apresenta leucossoma, melanossoma e paleossoma. O melanossoma constitui o que se chama de restito da fusão parcial e tem como paragênese a hornblenda + biotita + plagioclásio. O leucossoma é o produto da anatexia das rochas pré-existentes e sua associação mineralógica é composta por quartzo + plagioclásio + k-feldspato + biotita + granada, a paragênese plagioclásio + k-feldspato + biotita + granada indica as condições de maior grau metamórfico da área, com temperatura superior aos 700ºC (BUCHER; GRAPES, 2011), se enquadrando na fácies anfibolito superior. O paleossoma é a rocha original deste sistema e também apresenta a paragênese plagioclásio + k-feldspato + biotita + granada, vale ressaltar que foi identificado fibrolita de forma pontual na amostra desta rocha.

O ápice de temperatura é marcado pela ocorrência de fibrolita nos paleossomas dos migmatito, a formação da sillimanita e a fusão parcial ocorrem granitoides portadores de muscovita a partir de 650-725ºC (BUCHER; GRAPES, 2011).

Subordinado ao paleossoma dos migmatito, encontra-se anfibolitos cuja paragênese é dada por hornblenda + plagioclásio + epidoto, indicando condições de temperatura intermediária, em torno de 600ºC, na fácies anfibolito médio.

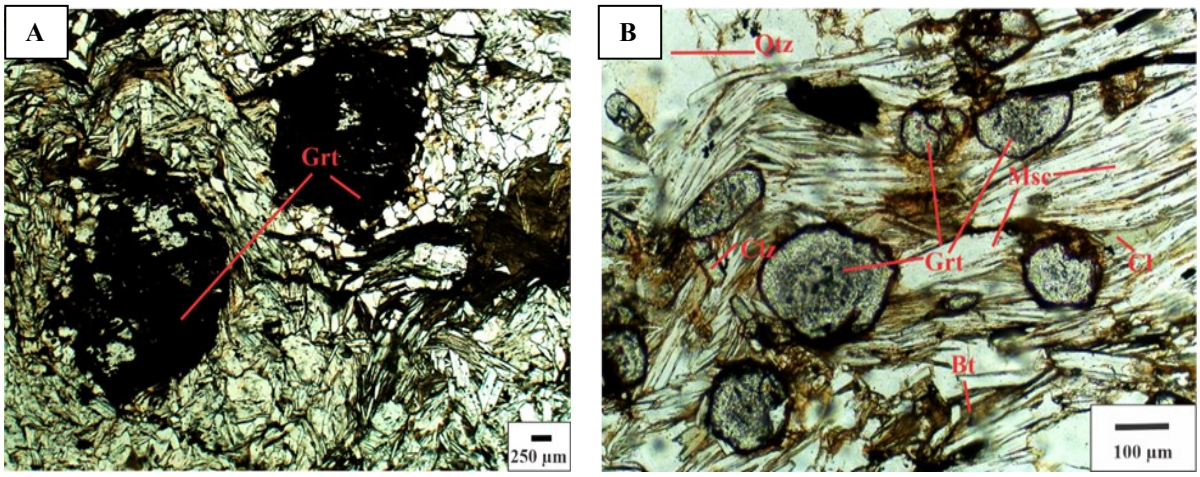
Em todas as rochas descritas é possível reconhecer um retrometamorfismo que se desenvolveu em fácies xisto verde, sendo caracterizado pelas seguintes reações:

- substituição parcial de biotita e granada por clorita;
- saussuritização de plagioclásios e crescimento de minerais de epidoto (clinozoisita) associados;
- crescimento de finas lamelas de muscovita de forma aleatória e associadas a plagioclásios alterados;
- substituição parcial e completa de hornblenda por biotita nas rochas migmatíticas e em anfibolitos.
- zoneamento da hornblenda em anfibolitos.

Os processos de saussuritização do plagioclásio e a cloritização da biotita e da granada, marcam o retrometamorfismo, indicando um reequilíbrio em temperaturas inferiores a 400ºC.

O evento metamórfico teve o ápice de temperatura relacionado a primeira fase deformacional Dn, ficando evidente através de porfiroblastos de granadas *sin*-tectônicos que perturbam a foliação principal (Sn) (Figura 6.1 A). Entretanto, é possível afirmar que as condições de P-T se mantiveram estáveis na porção oeste do mapa durante a fase deformacional posterior Dn+1, visto que, possuem pequenos cristais de granada *tardi*-tectônicos sobrepostos a clivagem de crenulação (Sn+1) (Figura 6.1 B).

Figura 6.1. A- Porfiroblastos de granada *sin*-tectônicos (Fotomicrografia VHSN78). **B-** Cristais de granada *tardi*-tectônicos sobrepondo a clivagem de crenulação (Sn+1) (Fotomicrografia VHSN23).



Fonte: O autor.

7. OCORRÊNCIAS MINERAIS

O mapeamento realizado não teve como foco identificar e caracterizar ocorrências minerais, porém será tratado de maneira sucinta as ocorrências identificadas. Foram localizadas duas áreas de extração ativa de areia e argila, destinada a construção civil, além da ocorrência de quartzitos como potencial fonte ornamental e saibro

A principal fonte de areia é o rio Paranaíba e alguns tributários de menor porte. A extração é realizada através de dragagem, onde passa por peneiras de diversas aberturas para assim ser depositadas em paióis as margens do rio (Figura 7.1).

Figura 7.1. Paiol de areia na margem do rio Paranaíba (ponto VHSN21).



Fonte: O autor.

A extração de argila se dá em grandes áreas de várzea ao longo do rio Paranaíba (Figura 7.2). Esse tipo de depósito é formado durante vários ciclos de cheias, quando o rio ultrapassa sua capacidade máxima e então é formado pequenas lagoas. Essas lagoas são constituídas de águas lamacentas que aos poucos cede as argilas através da decantação.

Figura 7.2. Extração de argila em área de várzea do rio Paranaíba (ponto VHSN19).



Fonte: O autor.

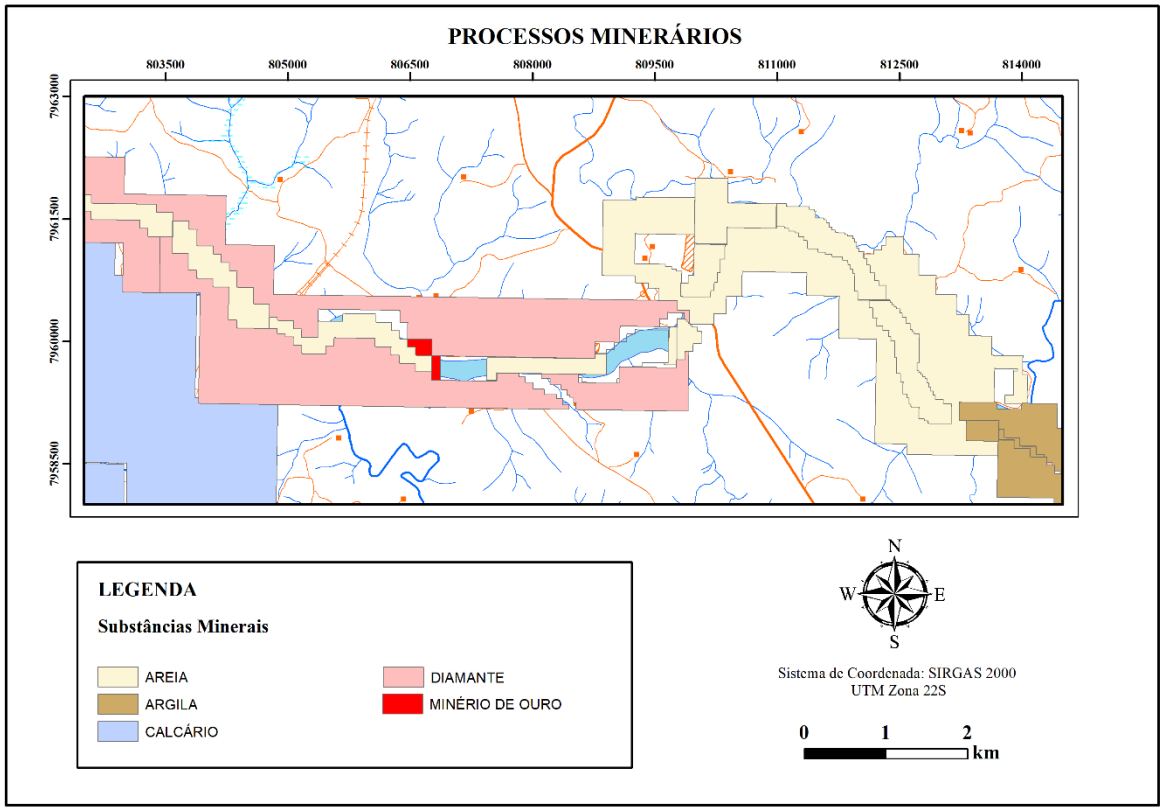
Além das duas substâncias citadas anteriormente, foi identificado mais duas com potenciais exploráveis, sendo elas o quartzito como rocha ornamental e o saibro para construção civil.

O quartzito em questão está localizado no Grupo Araxá Quartzítico, onde essa rocha é encontrada em abundância com condições favoráveis para o consumo ornamental, como por exemplo as pedras São Tomé. Suas principais características são, a pouca atuação do intemperismo, deixando-a bem consolidada e a sua estrutura foliada.

O saibro pode ser identificado em bandas feldspáticas espessas (métricas) nas unidades gnáissicas e principalmente nas migmatíticas, onde há grandes bolsões de leucossoma quartzo feldspáticos.

Os processos minerários identificados na área através de consulta ao banco de dados SIGMINE (ANM, 2020), totalizaram em vinte e um polígonos (dois já em disponibilidade) com cinco substâncias distintas (Figura 7.3).

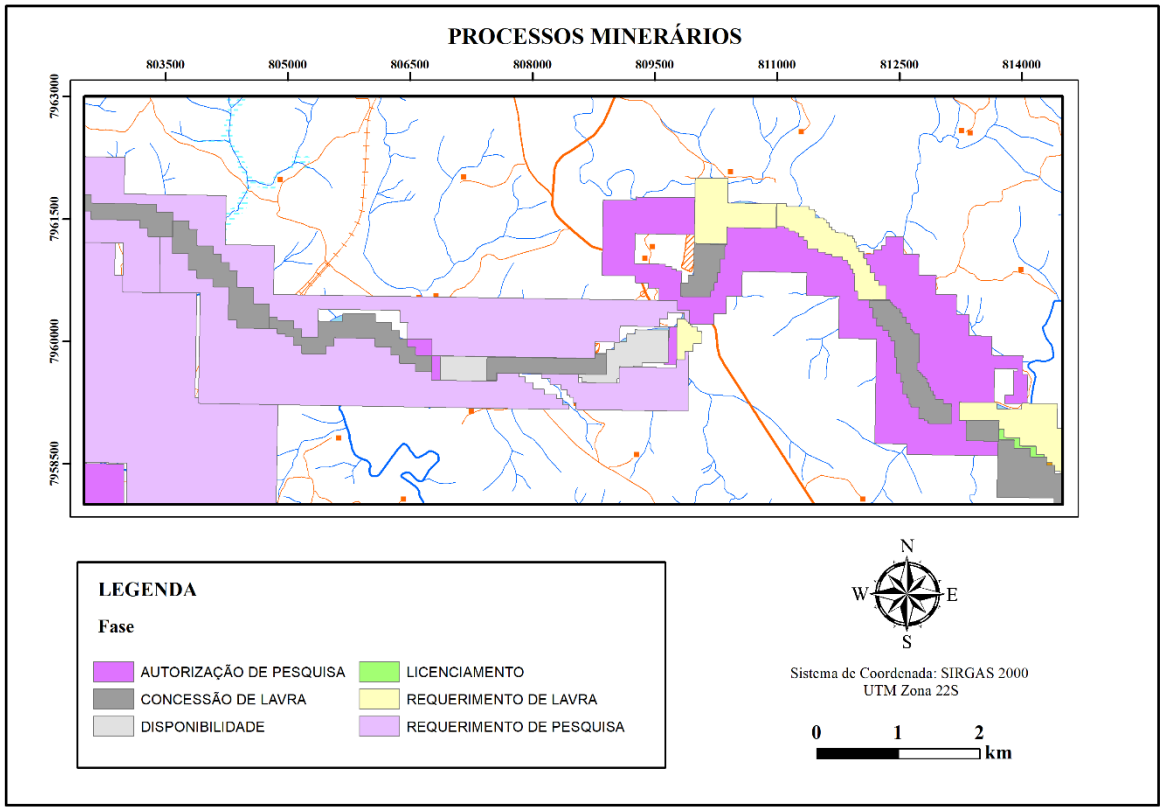
Figura 7.3. Mapa indicando os polígonos dos processos minerários da área e as respectivas substâncias.



Fonte: Agência Nacional de Mineração (ANM), 2020.

O calcário está relacionado a lentes de mármore no Grupo Araxá, porém não foram identificadas essas rochas durante o mapeamento. O diamante é uma substância muito comum na região, visto o histórico garimpeiro em cursos de drenagens e as intrusões kimberlíticas como possíveis áreas fontes. O processo para minério de ouro está em fase de pesquisa, porém não há dados suficientes para sustentar a ocorrência de tal substância na região, apesar de estar localizado no mesmo *trend* da zona de cisalhamento identificada durante o mapeamento. A figura 7.4 mostra as fases dos processos minerários citados acima.

Figura 7.4. Mapa indicando os polígonos dos processos minerários da área e suas respectivas fases.



Fonte: Agência Nacional de Mineração (ANM), 2020.

8. DISCUSSÃO

Os dados levantados permitiram estabelecer: (1) correlação das litologias identificadas na área com as unidades descritas na literatura; (2) padrões estruturais e metamórficos (3) diferença da cartografia geológica em questão com as existentes.

Foram identificadas quatro associações litológicas as quais foram correlacionadas as unidades Ortognaisse Goiandira (SEER; MORAES, 2017) e Grupo Araxá B (LACERDA FILHO *et al.*, 1999). As rochas metassedimentares atribuídas ao Grupo Araxá, foram subdividas em função do conteúdo de quartzito intercalado. Já as rochas gnáissicas atribuídas ao Ortognaisse Goiandira, foram subdividas através da presença de migmatito.

A associação litológica sericita quartzito e muscovita xisto poderia ser relacionada ao Complexo Maratá (SEER; MORAES, 2017) em sua sequência metavulcanossedimentar. Dardenne *et al.* (1991), Pimentel *et al.* (1995), Lacerda Filho *et al.* (1995) e Lacerda Filho *et al.* (1999), estudaram a ocorrência de rochas semelhantes no sudeste goiano e as atribuíram a Sequência Maratá, porém elas se encontram intercaladas por rochas metagraníticas. Então, devido à falta de evidências de ocorrência de rochas metavulcânicas associadas, essa associação

litológica foi atribuída ao Grupo Araxá como uma sub unidade, onde há o predomínio de rochas quartzíticas.

Foi possível separar dois domínios metamórfico-estruturais (Oeste e Leste), tendo como principal diferença rochas metassedimentares e rochas quartzo-feldspáticas com feições de anatexia.

A porção oeste do mapa é caracterizada por conter estruturas bem definidas e litologias com paragênese que apontam para um metamorfismo desenvolvido entre fácies xisto verde e anfibolito. A ausência de estaurolita e de aluminossilicatos (andaluzita, sillimanita e cianita) indicam que, provavelmente, essas rochas se formaram a partir de metapelitos pobres em alumínio, pois não foi possível formar estes minerais (BUCHER; GRAPES, 2011).

A porção leste é marcada pela ocorrência de estruturas migmatíticas as quais obliteram grande parte das estruturas pretéritas e fazem aporte as condições de metamorfismo de alto grau, dentro do campo da fusão úmida do granito (PASSCHIER, 1993).

A porção oeste é constituída por variações de micaxistos (granada-biotita-muscovita xisto, biotita-muscovita xisto, granada-muscovita xisto e muscovita xisto) e quartzitos. As estruturas possuem direção principal voltada para NW, entretanto, as atitudes das foliações se encontram bastantes heterogêneas, diferentemente daqueles presentes na sua área tipo em Araxá (SEER, 1999), onde as atitudes se concentram com mergulho de baixo ângulo, típicos de *nappes* e empurrões. O pico de metamorfismo desse domínio é marcado pela paragênese biotita + granada que apontam para temperaturas mínimas de 520ºC, fácies anfibolito, com retrometamorfismo para fácies xisto verde (<400ºC), evidente através da formação de clorita a partir da granada e biotita, semelhante as condições metamórficas descritas por Navarro *et al.* (2009; 2013) na região sul do Estado de Goiás.

A porção leste do mapa é constituída por rochas gnáissicas com textura granoblástica a lepidoblástica de menor granulação e migmatitos com textura granoblástica de maior granulação, apresentando feições de neossoma e paleossoma. A principal estrutura identificada nesse domínio é uma zona de cisalhamento dextral, próxima ao contato com as rochas metassedimentares do Grupo Araxá, evidenciada pela verticalização da foliação, estiramento de quartzo e intensidade da crenulação. As estruturas possuem direção principal para NW e ficam de difícil compreensão no domínio dos migmatitos, devido a obliteração de estruturas pretéritas causada pela anatexia (PASSCHIER, 1993). O pico metamórfico desse domínio, representa o maior grau metamórfico identificado na área de estudo. Ele é representado pela presença de fibrolita com temperaturas mínimas de 650ºC, se enquadrando na fácies anfibolito superior (BUCHER; GRAPES, 2011). O retrometamorfismo é evidenciado pela paragênese

plagioclásio + biotita + clorita, em fácies xisto verde, com temperaturas inferiores a 400ºC. A ocorrência de opacos, titanita e hornblenda em anfibolitos presentes nos migmatitos, indica serem produtos da augita, a qual libera cálcio e titânio para a formação de titanita, hornblenda e ilmenita (opacos), apontando origem ígnea para o protólito (DEER *et al*., 2013).

Segundo Passchier (1993), a associação biotita + sillimanita indica a faixa de mais baixa temperatura do metamorfismo de alto grau e podem ser encontrados minerais que se formam em condições de baixo grau: biotita, epidoto, titanita e clorita; na maioria dos terrenos metamórficos de alto grau. Esse caminho metamórfico marca uma trajetória inferida de P-T no sentido horário, típicos de ambientes colisionais, assim como Navarro *et al.* (2009; 2013) obtiveram em Goiás.

A foliação principal da área de estudo Sn está relacionada ao primeiro evento deformacional Dn, diferentemente de diversos autores (SIMÕES, 1995; SEER, 1999; SEER *et al.,* 2001; VALERIANO *et al.,* 2004; KLEIN, 2008; NAVARRO *et al.*, 2013 e UHLEIN *et al.,* 2012), que relacionam o evento D1 a uma foliação S1//S0 fortemente dobrada, transposta pela foliação principal S2 (plano axial) e que são oriundas de um segundo evento deformacional D2.

A segunda fase deformacional Dn+1 descrita neste trabalho, é mais bem relacionada ao momento *tardi*-tectônico da orogenia. A foliação Sn+1 pode ser desenvolvida a partir da clivagem de crenulação ou da foliação plano axial de dobras centimétricas em *kinks* que superpõe a foliação principal Sn de maneira bastante heterogênea. Essa estrutura pode ou não ocorrer, e por vezes, ela pode transpor a Sn localmente e se tornar a foliação principal.

A terceira fase deformacional Dn+2 são estruturas relacionadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento com transporte tectônico para leste, resultando em foliação milonítica e estiramento mineral, semelhante ao que Navarro *et al.* (2009; 2013) descreveram na região sul do Estado de Goiás.

A quarta e última fase deformacional pode ser relacionada aos sistemas de fraturas. De modo geral, as fraturas medidas em campo (N30E-N50E) não apresentam boa correlação com os fotolineamentos (N40W). Essa má correlação se deve ao fato de que que os fotolineamentos representam estruturas maiores e mais padronizadas, segundo o *trend* tectônico regional, enquanto as fraturas possuem grande dispersão por sua natureza reológica. Muitos autores não adotam essa última fase, porém como essa fase afeta todas as estruturas anteriores em um regime mais superficial da crosta, escolheu adotar tal evento neste trabalho.

Os mapas existentes que englobam a área do trabalho são de diferentes escalas. O mapa geológico do Estado de Goiás é compartimentado em quadrantes com escala de 1:250.000. Lacerda Filho *et al.* (1999) não identificaram o Grupo Araxá na porção norte, acima do Rio

Paranaíba, entretanto durante o mapeamento, essa unidade foi identificada. O mapa geológico da folha Goiandira no Triângulo Mineiro possui escala de 1:100.000. Seer e Moraes (2017) compartimentaram melhor as unidades do que os autores anteriores, porém a unidade Complexo Maratá, cartografado na folha em questão, não foi encontrado na área de estudo. Além disso, foi possível fazer a subdivisão do Grupo Araxá e Ortognaisse Goiandira, através das diferenças litológicas em quatro subunidades e com melhor detalhamento metamórfico e estrutural.

9. CONCLUSÃO

A presente monografia resultou em um mapeamento geológico com escala de 1.50.000, permitindo a integração e o aprimoramento da cartografia geológica em uma porção da divisa entre os Estados de Minas Gerais e Goiás.

O mapeamento geológico permitiu o refinamento no traçado dos contatos e a compartimentação das unidades Ortognaisse Goiandira e Grupo Araxá em quatro subunidades. Também resultou em uma descrição estrutural mais detalhada e na caracterização de zoneamentos metamórficos, através dos dados obtidos em campo e pelas análises petrográficas.

Foram identificadas quatro associações litológicas, sendo as litologias granada-biotita-muscovita xisto e quartzito/muscovita xisto associadas ao Grupo Araxá B, e granada-biotita-muscovita gnaisse e migmatito associados a unidade Ortognaisse Goiandira.

As litologias que constituem a unidade gnáissica migmatítica necessitam de um estudo mais aprofundado acerca de seus protólitos. Os biotita-muscovita gnaisse na porção central do mapa, apresentam características composicionais e texturais distintas do domínio migmatítico, ficando um entendimento dúbio sobre a origem dessas rochas. No domínio migmatítico a associação mineralógica ilmenita (opacos) + titanita + hornblenda, presente no anfibolito, pode indicar origem ígnea para o seu protólito.

A geologia estrutural da área apresenta grande dispersão nas medidas de foliação principal, diferentemente das presentes nos mapeamentos existentes, que possuem um padrão de mergulho sempre para SW. Portanto, é necessário um detalhamento regional para entender se há influência de dobras em mega escala ou se é apenas influência de estruturas locais.

A falha de empurrão divide a área em dois domínios metamórfico-estrutural Oeste e Leste. O metamorfismo de maior temperatura dos metassedimentos no domínio Oeste, é marcado pela paragênese biotita + granada com temperaturas mínimas de 525ºC, na fácies anfibolito. O ápice metamórfico da área é marcado pela paragênese plagioclásio + k-feldspato + biotita + granada no migmatito do domínio Leste, indicando temperaturas mínimas de 650ºC,

na fácies anfibolito superior. O retrometamorfismo para fácies xisto verde é de caráter regional e é marcado principalmente pela saussuritização dos plagioclásios, crescimento de muscovita de forma aleatória e cloritização da biotita e granada.

A evolução estrutural da área foi interpretada em quatro estágios deformacionais, Dn com desenvolvimento da foliação principal Sn em caráter colisional; Dn+1 relacionado a clivagem de crenulação e foliações plano axiais (Sn+1), que pode ou não superpor a foliação principal, também em caráter colisional; Dn+2 com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento e estruturas correlacionadas em uma fase *tardi*-tectônica da orogenia e por último a ocorrência de fraturas em condições mais superficiais da crosta.

Este trabalho retrata como a região ao longo da divisa entre Minas Gerais e Goiás, carecem de detalhamento geológico e o quanto o Domínio Interno da Faixa Brasília é ainda pouco conhecido, sendo tratado somente em trabalhos de caráter regional. Portanto, devem ser incentivados trabalhos que visam expandir a integração dos mapeamentos geológicos ao longo dos Estados em questão, buscando atender essa falta de conhecimento afundo neste setor da Faixa Brasília.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. **Origem e Evolução da plataforma brasileira**. Rio de Janeiro, 1967. 36 p. DNPM. (Boletim 241).

ALMEIDA, F. F. M. O cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 4, p. 349–364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. **Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.52, n.1, p.49-60. 1980.

ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., & FUCK, R. A. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. ***Earth Science Reviews***, *17*(1–2), 1–29.

ANM - Agência Nacional de Mineração. Sistema de Informações Geográficas da Mineração (SIGMINE). Acesso em: 10/11/2020. Disponível em: <https://www.gov.br/anm/pt-br/assuntos/acesso-a-sistemas/sistema-de-informacoes-geograficas-da-mineracao-sigmine>.

ARAÚJO FILHO, J. O. The Pirineus Syntaxis: an example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 30, n.1, p.144-148. 2000.

BACCARO, C. Unidades Geomorfológicas do Triângulo Mineiro. **Revista Sociedade & Natureza**, Uberlândia, v. 5 e 6, n. 3, p. 37-42, 1991.

BALDWIN, J. A.; BROWN, M. Age and duration of ultrahigh-temperature metamorphism in the Anápolis–Itauçu Complex, Southern Brasília Belt, central Brazil - constraints from U–Pb geochronology, mineral rare earth element chemistry and trace element thermometry. ***Journal of Metamorphic Geology***, v. 26, p. 213–233, 2008.

BARBOSA, O. Guia das Excursões. **9° Congresso Brasileiro de Geologia**, São Paulo, 1955.

BARBOSA, O. **Geologia econômica e aplicada a uma parte do Planalto Central Brasileiro**. DNPM/PROSPEC, Goiania, 70p., 1963.

BARBOSA, O. *et al.*, 1966. **Geologia Estratigráfica, Estrutural e Econômica da área do "Projeto Araguaia"**. Monografia da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro n.19, p.1-94.

BARBOSA, O. *et al*., 1967. **Projeto Chaminés: geologia da região do Triângulo Mineiro.** Petrópolis, Convênio DNPM/PROSPEC, Relatório Final, 116p.

BARBOSA, O. *et al*., 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. **Boletim** DNPM/SFPM, n.136, 140p.

BARBOSA, O.; BRAUN, O.; BAPTISTA, M. B.; CARTNER-DYER, R.; COTTA, J. C. 1981. Geologia e Inventario dos Recursos Minerais da Região Central do Estado de Goiás. Projeto Brasília. DNPM **Serie Geologia no 18**. Brasília.

BUCHER, K.; GRAPES, R. 2011. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. doi:10.1007/978-3-540-74169-5.

COSTA, L. A. M.; ANGEIRAS, A. G. 1971. Geosynclinal evolution in the Epi-Baikalian Plataform of Central Brazil. **Geologische Rundschau**, 60: 1024-1050.

CUADROS JUSTO, L. E. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SD.22-Z-D-IV**. Jaraguá, GO. Escala 1:100.000. Goiânia, CPRM, 91p., 1994.

DARDENNE, M. A. *et al*., 1991. **Mapa Geológico - Projeto Sucuri**. Brasília, UnB, (Undergraduate Final Essay).

DARDENNE, M. A. The Brasília Fold Belt. In: Tectonic Evolution of South America. **31º International Geological Congress**. Rio de Janeiro, p. 231-263, 2000.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 2013. A**n introduction to the rock-forming minerals**. 3nd ed. Harlow, Essex, England: New York, NY: Longman Scientific & Technical.

DRAKE JR., A. A. The Serra de Caldas Windows, Goiás. **Geological Survey Professional Paper**, 1119 A: 1-11, 1980.

FALCI, A.; CAXITO, F. A.; SEER, H. J.; VALERIANO, C. M.; DIAS, P. H.; PEDROSA-SOARES, A. C. 2018. Provenance shift from a continental margin to a syn-orogenic basin in the Neoproterozoic Araxá nappe system, southern Brasília belt, Brazil. **Precambrian Research**, 306:209-219. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.01.004

FERRI, M. G. Vegetação Brasileira. Belo Horizonte: Itatiaia; São Paulo: **Ed. USP**, 1980, 157 p.

FUCK, R. A. *et al.*, 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco. Simpósio o Cráton do São Francisco. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Minas Gerais. **Anais**... Salvador, p. 161-186.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; D'el - Rey Silva, L. J. Compartimentação Tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú (SC), **Anais**, p.215-216, 1994.

FUCK, R. A. *et al.*, 2017. The northern brasília belt. In: HEILBRON, M. *et al*., (eds) São Francisco craton, Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. **Springer**, eastern Brazil, pp 205–220.

GUY, H. Quelques principes et quelques experieuces sur la methodologie de la photo-interpretation. In: SYMPOSIUM INTERNATIONAL DE PHOTO-INTERPRETATION, 2, 1966, Paris. **Acte… Paris**: |s.n.|, 1966 p.21-41.

HOBBS, B. E.; MEANS, W. D.; WILLIAMS, P. F. 1976. An Outline of Structural Geology. **Wiley**, New York, N.Y., 571 pp.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2002. **Mapa de Climas do Brasil. 1:5.000.000.** Disponível em:< http://www.ibge.gov.br/mapas_ibge/tem.php.> Acesso em: 20 de nov 2019.

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).** Tese (Phd), Universidade de Brasília, Brasília, 154p., 2008.

LACERDA FILHO, J. V.; OLIVEIRA, C. C. 1994. Geologia da região sudeste de Goiás. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, **Anais**..., Brasília, p.157-160.

LACERDA FILHO, J. V.; OLIVEIRA, C. C. Geologia da Região Centro Sul de Goiás**.** **Boletim de Geociências do Centro Oeste**, v. 18, p. 3-19,1995.

LACERDA FILHO J. V., REZENDE A., SILVA, A. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil** - Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal**.** Goiânia: CPRM, METAGO S.A., UnB, 2º edição. 184 p., 1999.

LEONARDOS, O. H.; JOST, H.; FUCK, R. A.; BARROS, J. G. C. Geologia da região aurífera de Santa Cruz de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Boletim de Resumos**, Natal: SBG, p. 338.

NAVARRO, G. R. B.; MORAES, R.; ZANARDO, A., SIMÕES, L. S. A., CONCEIÇÃO, F. T. Trajetória P-T e condições do metamorfismo usadas como ferramenta para compartimentação tectônica da Faixa Brasília em Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 3, p. 544-559, 2009.

NAVARRO G.R.B.; ZANARDO A.; CONCEIÇÃO, F. T. O Grupo Araxá na Região Sul-Sudoeste do Estado de Goiás. **Revista Geologia-USP**, Série Científica, 13(2):5-28, 2013.

OLIVEIRA, C. C. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.** Folha SE.22-X-B-V – Leopoldo de Bulhões. Escala 1:100 000. Goiânia: CPRM/DNPM, 1994. 151p.

PASSCHIER, C. W.; MYERS, J. S.; KRÖNER, A. **Geologia de Campo de Terrenos Gnáissicos de Alto Grau**. São Paulo: Editora Universidade de São Paulo, 1993.

PIMENTEL, M. M.; HEAMAN, L.; FUCK, R. A. Idade do meta-riolito da sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás: Estudo geocronológico pelos métodos U-Pb em zircão, Rb-Sr e Sm- Nd. Academia Brasileira de Ciências. **Anais**... Rio de Janeiro, v.64, n.1, p.19-28. 1992.

PIMENTEL, M. M. Magmatismo Ácido peraluminoso as sociado ao Grupo Araxá na região entre Pires do Rio e Ipameri, Goiás: características geoquímicas e implicações geotectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 5, 1995, Goiânia. **Anais**...Goiânia, 1995, p. 6.

PIMENTEL M. M.; FUCK R. A.; FISCHEL D. P. Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília, Goiás: implicações para idade e origem dos granulitos do Complexo Anápolis-Itauçu e rochas metassedimentares do Grupo Araxá. **Revista Brasileira de Geociências**, v.29, [s.n.], p.271-276, 1999.

PIMENTEL, M. M. *et al.*, 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc**.** ***In:*** Cordani U. G., Milani E. J., Thomaz Filho A., Campos D. A. (eds.) The tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro. p.195-229.

PIMENTEL, M. M, *et al*., 2001. Nd isotopes and the provenance of the detrital sediments of the Neoproterozoic Brasilia Belt, Central Brazil. **Journal of South America Earth Sciences**, v.14, [s.n.], p.571-585.

PIMENTEL, M. M.; RODRIGUES, J. B.; DELLAGIUSTINA, M. E. S.; JUNGES, S. L.; MATTEINI, M.; ARMSTRONG, R. 2011. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS UePb sedimentary provenance data: A review. **Journal of South American Earth Sciences**, 31: 345-357.

PIMENTEL, M. M. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil: a geochronological and isotopic approach. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46, n. 1, p. 67–82, 2016.

PIUZANA, D.; PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; ARMSTRONG, R. 2003a. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated rocks: Constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. **Precambrian Research**, 125:139-160.

RAMSAY, J. G.; HUBER, M. I. 1987. The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 2: Folds and Fractures. **Pergamon Press**, London.

SANTOS, B. L. **Petrologia e geologia estrutural da Faixa Brasília na região de Estrela do Sul - MG: Implicações Tectônicas**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Estadual Paulista (UNESP), Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Rio Claro - SP, 2019. Disponível em: <http://hdl.handle.net/11449/191749>.

SEER, H. J. 1999. **Evolução tectônica dos grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma Araxá, Minas Gerais.** Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 267 p.

SEER, H. J.; BROD, J. A.; FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; BOAVENTURA, G. R.; DARDENNE, M. A., 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. São Paulo: **Revista Brasileira Geociências**, São Paulo, v.31, n.3, p.385-396, 2001.

SEER, H. J. *et al*., 2004. A Evolução Geotectônica do setor meridional da Faixa Brasilia: as nappes de Araxá, Tapira e Passos e o Sistema de Cavalgamento Ilicínea-Piumhí. In: **43º Congresso Brasileiro de Geologia**, Araxá, Excursão nº 4.

SEER, H. J.; MORAES, L. M. 2013. Within plate, arc, and collisional Neoproterozoic granitic magmatism in the Araxá Group, Southern Brasília belt, Minas Gerais, Brazil:

Brazilian Journal of Geology, 43(2): 333-354, June 2013.

SEER, H. J.; MORAES, L. C. **Geologia Regional do Triângulo Mineiro**. Relatório Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais, 123p, 2017.

SERRANO, P. M. *et al*. **Folha Goiandira SE.22-Z-B-III**. Escala 1:100.000. Belo Horizonte: Instituto de Geociências da UFMG, Projeto Triângulo Mineiro, 35 p., 2017.

SIMÕES, L. S. A. **Evolução tectonometamórfica da Nappe de Passos, Sudoeste de Minas Gerais**. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 149 p., 1995.

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

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

UHLEIN, A. *et al*. 2012. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional. **Geonomos**, v. 20, n.2, p. 1-14, 2012.

VALERIANO C.M. 1993. Evolução Tectônica da Extremidade Meridional da Faixa Brasília, Região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. In: II Simpósio do cráton São Francisco, Salvador. **Anais** SBG, p 290-291.

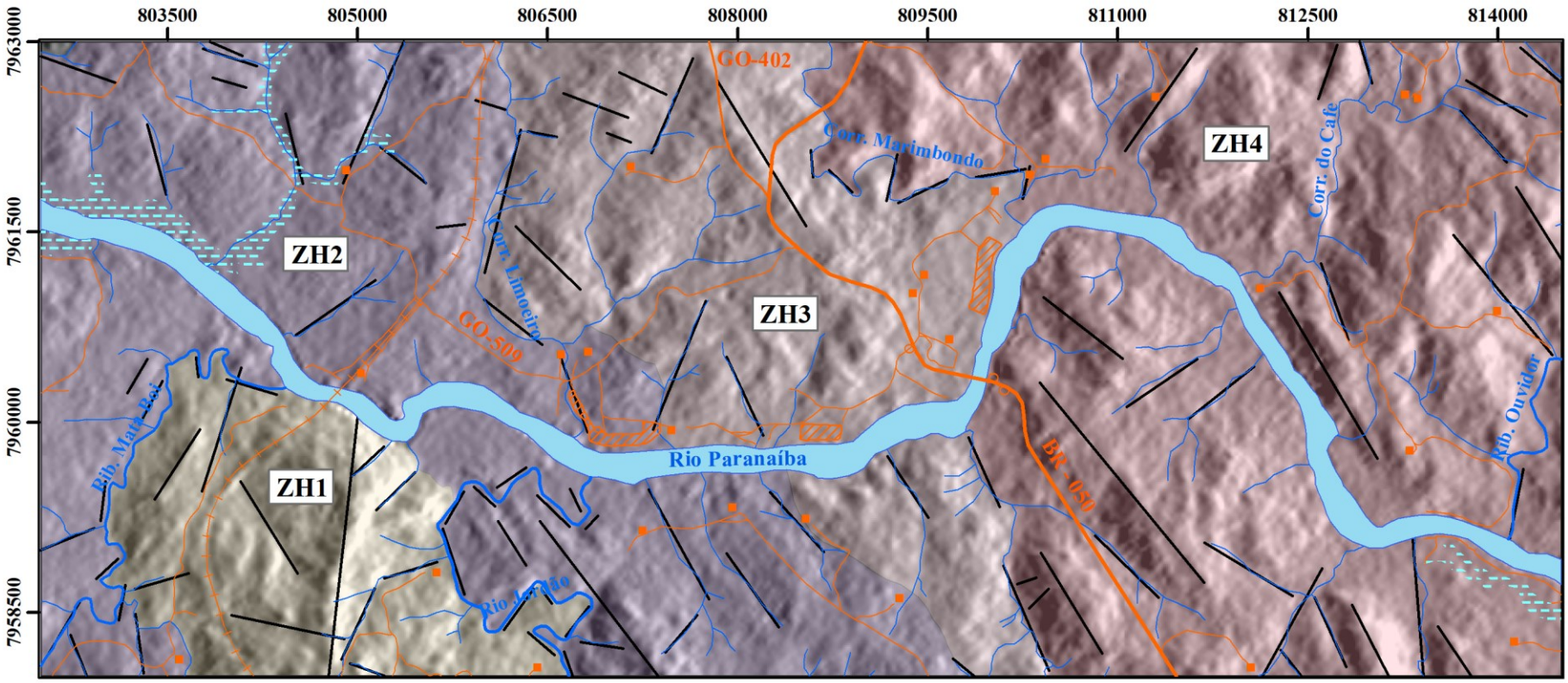
VALERIANO, C. M. *et al*. A evolução tectônica da Faixa Brasília. *In:* Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B (Eds.) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques De Almeida.** São Paulo, Ed. Beca, p. 575-592, 2004.

VALERIANO, C. M. 2017. The Southern Brasília Belt. In: Heilbron M., Cordani U.C., Alkimim F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent, 1. Switzerland, **Springer International Publishing**, p. 182-204.

APÊNDICE

I

MAPA FOTOGEOLÓGICO



Legenda

ZH1 - Zona Homóloga caracterizada por relevos com colinas íngremes, rodeada por drenagens fortemente orientadas.

ZH2 - Zona Homóloga caracterizada por relevos mais aplainados a suavemente ondulados, contendo vasta área de pastagem com drenagens de padrões dendríticos a retangulares.

ZH3 - Zona Homóloga caracterizada por marcar a transição de um relevo mais suavizado para um fortemente ondulado, possuindo padrões de drenagens semelhantes a anterior.

ZH4 - Zona Homóloga caracterizada pelo relevo fortemente ondulado, com uma maior densidade de drenagens.

Lineamento

Área inundada

Rede de drenagens

Povoado

Rodovias e Estradas

Ferrovia

Fazendas

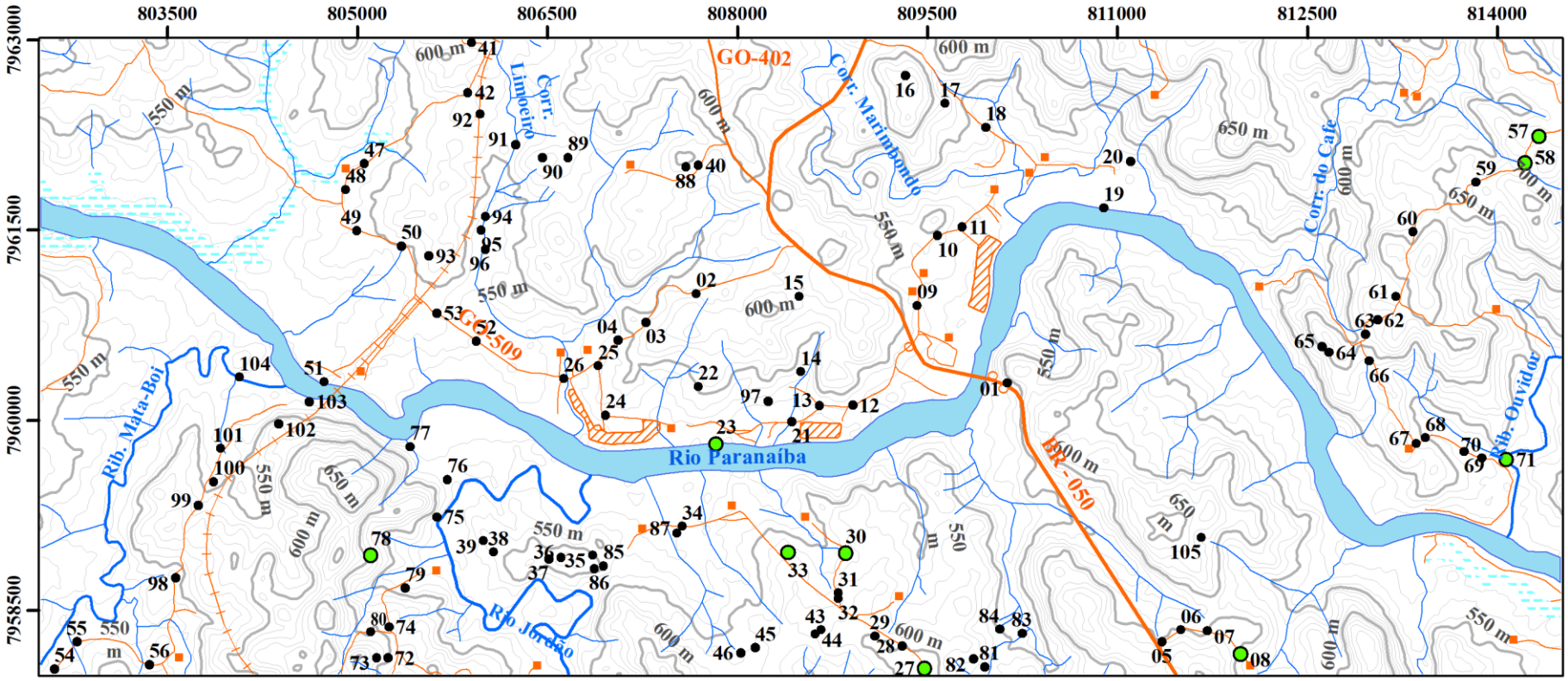
N
W
E
S

Sistema de Coordenada: SIRGAS 2000
UTM Zona 23S

0 1 2 km

II

MAPA DE PONTOS



LEGENDA

- Área inundada
- Rede de drenagens
- Povoado
- Rodovias e Estradas
- Ferrovia
- Fazendas
- Pontos visitados
- Pontos com coletas de amostras laminadas

N
W E
S

Sistema de Coordenada: SIRGAS 2000
UTM Zona 23S

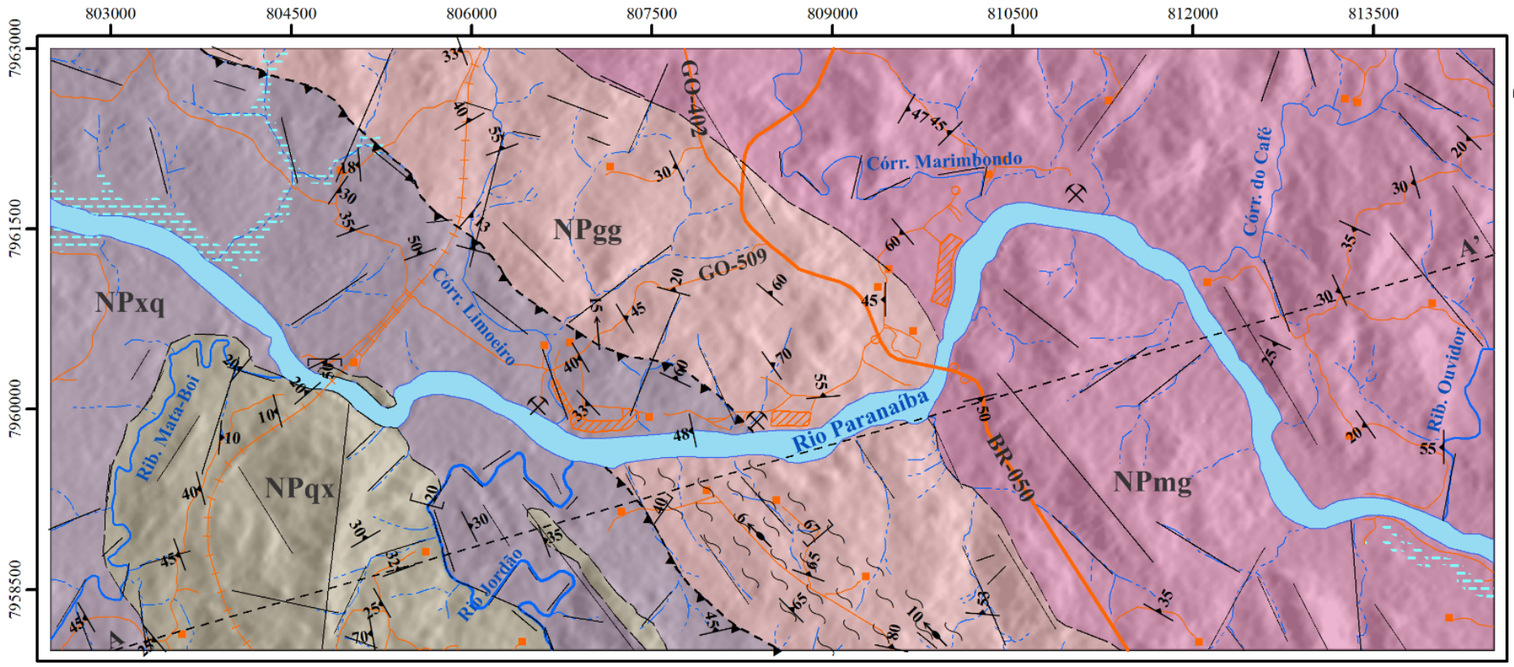
0 1 2 km

III

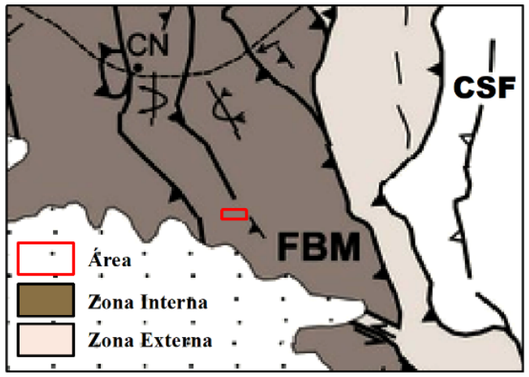
UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA
INSTITUTO DE GEOGRAFIA - GEOLOGIA

Mapa Geológico
Folha SE-22-Z-B-III-4-SE - DIVISA MG/GO
Escala 1:50.000 - UFU - 2020

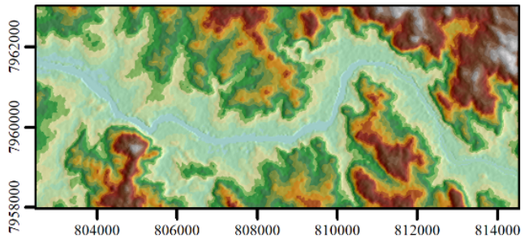
MAPA GEOLÓGICO ENTRE A DIVISA DE MINAS GERAIS E GOIÁS À NORTE DE ARAGUARI

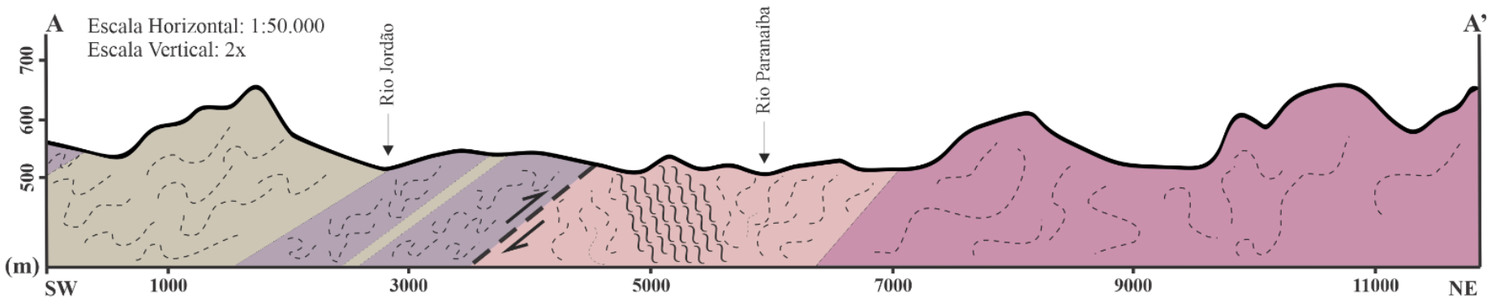


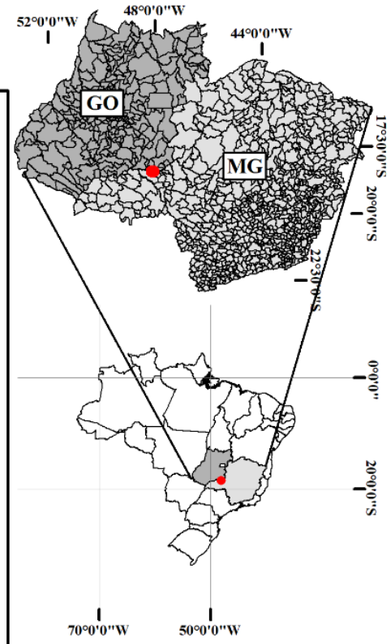
INSERÇÃO TECTÔNICA



MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO







ARTICULAÇÃO DA FOLHA

SE-22-Z-B-III-1	SE-22-Z-B-III-2	SE-23-Y-A-I-1
SE-22-Z-B-III-3	SE-22-Z-B-III-4	SE-23-Y-A-I-3
SE-22-Z-B-VI-1	SE-22-Z-B-VI-2	SE-23-Y-A-IV-1

LEGENDA

PROTEROZOICO
NEOPROTEROZOICO

UNIDADE METASSEDIMENTAR

NPxq NPqx

NPxq - Biotita-muscovita xisto e granada-biotita-muscovita xisto, associados a quartzitos micáceos, quartzitos granatíferos e quartzitos ferruginosos.

NPqx - Quartzitos sericíticos e muscovita quartzitos, associados a muscovita xistos e granada-muscovita xistos.

UNIDADE GNÁISSICA MIGMATÍTICA

NPgg NPmg

NPgg - Biotita-muscovita gnaisse e granada-muscovita-biotita gnaisse.

NPmg - Migmatito com leucossoma de composição monzogranítica, melanossoma composto por biotita e hornblenda, e paleossoma representado por biotita gnaisse com granada e subordinadamente ocorrem anfibolitos.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Fotolineamento
- Foliação/Bandamento
- Zona de cisalhamento
- Clivagem de crenulação
- Contato transicional inferido
- Eixo de dobra
- Contato tectônico inferido
- Lineação de estiramento
- Extração mineral ativa

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Povoado
- Localidades
- Estrada não pavimentada
- Área de alagação
- Estrada pavimentada
- Rio Paranaíba
- Ferrovia
- Drenagem Intermitente
- Propriedade rural
- Drenagem Perene

N
W E
S

MAPA GEOLÓGICO
ESCALA 1:50.000

0 1 2 km

Sistema de Coordenadas UTM
SIRGAS2000 Zona 22S
Declinação magnética: 21°36'W,
com variação anual de 7'W.

2020

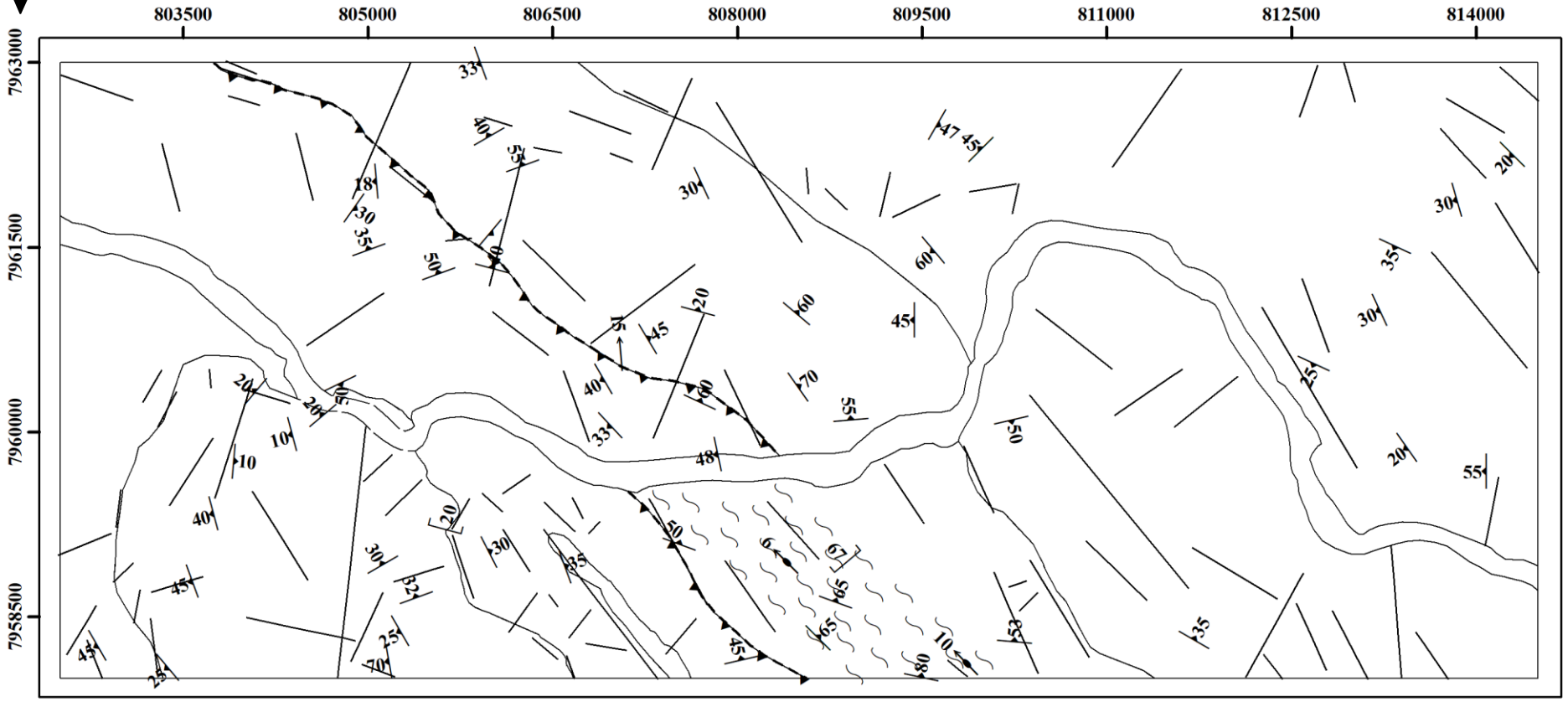
AUTORIA:
Victor Hugo Souto Nunes
ORIENTADOR:
Filipe Goulart Lima

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

UFU IG Instituto de Geografia Universidade Federal de Uberlândia

IV

MAPA ESTRUTURAL



LEGENDA

- Zona de Cisalhamento Dextral
- Contato Transicional
- Contato Tectônico
- Lineamento
- Lineação de Estiramento
- Eixo
- Foliação
- Clivagem de Crenulação



Sistema de Coordenada: SIRGAS 2000
UTM Zona 22S

0 1 2 km