

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

MATHEUS HENRIQUE PRADO

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DAS ROCHAS METAMÁFICAS-
METAULTRAMÁFICAS ENTRE OS DISTRITOS CÓRREGO DO BREJÃO E
ALTINHO – COROMANDEL (MG)**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado a
Universidade Federal de Uberlândia – *campus* Monte
Carmelo, como requisito para recebimento do Bacharel
em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Filipe Goulart Lima.

MONTE CARMELO – MG

Maio/2023

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por ter me dado força e saúde e me guiado ao longo dessa caminhada.

Aos meus bons amigos que pude conhecer nessa etapa, Rodrigo, Alison André, Victor, Samuel, Paulo e Gustavo.

A instituição e corpo docente, por toda a experiência acadêmica proporcionada.

Ao meu prezado orientador, Felipe, primeiramente pela oportunidade dada, por toda a ajuda dada ao longo do trabalho, paciência e humildade e pelo afinho na qualidade do trabalho

Aos irmãos, Maiby e Arthur, por me apoiarem e sempre cuidarem de mim, me apoiando nos momentos mais difíceis.

Ao meu Pai, Adilson, pelo incentivo constante, a todos os bons conselhos e por sempre me incentivar a alcançar meu sonho.

A minha Mãe, Ana Lúcia que sempre incentivou e vem me apoiando desde então, e pôr os sacrifícios que fez e vem fazendo por mim ao longo desses anos.

RESUMO

Associações de rochas máficas-ultramáficas são raras na crosta terrestre, entretanto possuem grande importância devido ao seu potencial econômico e significado geotectônico. Na região do município de Monte Carmelo-MG, afloram rochas metamáficas e metaultramáficas próximo aos limites do Complexo Granítico Monte Carmelo, que segundo os trabalhos desenvolvidos nesta área são atribuídas ao Complexo Abadia dos Dourados, de idade brasileira, e as rochas ultramáficas sendo derivadas de um magmatismo alcalino do Grupo Mata da Corda, de idade cretácea. Entretanto, não foram desenvolvidos estudos específicos sobre essas rochas, discutindo se poderiam ocorrer rochas metamáficas e metaultramáficas ortoderivadas associadas ao Grupo Araxá, ou se essas rochas poderiam constituir associações metamáficas- metaultramáficas. Assim, o trabalho visou elaborar um estudo sobre rochas metamáficas e metaultramáficas que afloram a leste do Complexo Granítico Monte Carmelo, entre os distritos de Brejão e Altinho de Coromandel (MG). Com o mapeamento foram identificadas a ocorrência de corpos metamáficos, metaultramáficos ou associados, sendo formadas por metadiabásios, anfíbolitos, metaperidotitos e clorita-tremolita *fels*. A petrografia indicou as assembleias minerais formada por: actinolita, biotita clorita, epidoto, hornblenda, plagioclásio, quartzo e tremolita nas metamáficas e actinolita, olivina, piroxênio, quartzo, tremolita e serpentina nas metaultramáficas. A presença de texturas metamórfica auxiliou a identificação das rochas, sendo presente textura blastosubofítica nos metadiabásio; nos anfíbolitos é presente pseudomorfos de plagioclásio e texturas de consumo de biotita por clorita; o metaperidotito apresenta minerais reliquias, sendo preservados olivinas e piroxênio, além de apresentar textura de corona de alteração e texturas *mesh*; nos clorita-tremolita *fels* é presente porfiroblastos. As rochas metamáficas e metaultramáficas do estudo apresentam indícios de metamorfismo na fácies xisto verde, com pico metamórfico na facie anfíbolito. Os protólitos foram identificados como ortoderivadas nas metaultramáficas e metamáficas, podendo haver a possibilidade de parte dos anfíbolitos advir de rochas paraderivadas, sendo no entanto necessário estudo complementares para a identificação.

Palavras-chave: metamáficas, metaultramáficas, petrologia metamórfica, mapeamento geológico, metamorfismo

ABSTRACT

Mafic-ultramafic rock associations are rare in the Earth's crust, however they are of great importance due to their economic potential and geotectonic significance. In the region of the municipality of Monte Carmelo-MG, metamafic and metaultramafic rocks appear near the limits of the Granitic Complex Monte Carmelo, which according to the works carried out in this area are attributed to the Complexo Abadia dos Dourados, of Brazilian age, and the ultramafic rocks being derived from an alkaline magmatism of the Mata da Corda Group, of Cretaceous age. However, no specific studies have been developed on these rocks, discussing whether metamafic and metaultramafic orthoderived rocks associated with the Araxá Group could occur, or whether these rocks could constitute metamafic-metaultramafic associations. Thus, the work aimed to develop a study on metamafic and metaultramafic rocks that outcrop to the east of the Monte Carmelo Granitic Complex, between the districts of Brejão and Altinho de Coromandel (MG). With the mapping, the occurrence of metamafic, metaultramafic or associated bodies was identified, being formed by metadiabases, amphibolites, metaperidotites and chlorite-tremolite galls. The petrography indicated the mineral assemblages formed by: actinolite, biotite chlorite, epidote, hornblende, plagioclase, quartz and tremolite in metamafics and actinolite, olivine, pyroxene, quartz, tremolite and serpentine in metaultramafics. The presence of metamorphic textures helped to identify the rocks, with blastosubophytic texture present in the metadiabase; in the amphibolites, pseudomorphs of plagioclase and textures of consumption of biotite by chlorite are present; the metaperidotite presents relic minerals, being preserved olivines and pyroxene, besides presenting alteration corona texture and mesh textures; in galls chlorite-tremolite porphyroblasts are present. The metamafic and metaultramafic rocks in the study show evidence of metamorphism in the greenschist facies, with a metamorphic peak in the amphibolite facies. The protoliths were identified as orthoderived in metaultramafics and metamafics, and there may be the possibility that part of the amphibolites comes from paraderived rocks, although further studies are necessary for identification.

Keywords: metamorphic, metaultramafic, metamorphic petrology, geological mapping, metamorphism

LISTA DE ABREVIACES E SIGLAS

Act – Actinolita

Ab – Albita

Anl – Analcita

Atg – Antagorita

BIF – *Banded Iron Formation*

Bt – Biotita

Ca – Clcio

Cel – Celadonita

Chl – Clorita

CMC – Complexo Monte Carmelo

Ctl – Cristilo

Czo – Clinozoisita

Di – Diopsídio

En – Enstatita

Ep – Epídoto

Fo – Forsterita

Hb – Hornblenda

Hul – Heulandita

K – Potássio

Km – Quilmetro

Ldt – Labradorita

LMG – Rodovia Estadual de Minas Gerais

MG – Minas Gerais

MORB – *Middle Ocean Ridge Basalt*

Ms – Muscovita

Nm – Neodímio

Ol – Olivina

Phl – Flogopita

Plg – Plagioclásio

Pmp – Pumpellyita

Prh – Prehnita

Prx – Piroxênio

Qtz – Quartzo

Sa – Samário

Sp – Serpentina

SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*

Trm – Tremolita

TTG – Tonalito-Trondhjemito-Granodiorito

UFU – Universidade Federal de Uberlândia

UnB – Universidade de Brasília

UNESP – Universidade Estadual de São Paulo

UFBA – Universidade Federal da Bahia

USP – Universidade de São Paulo

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1: Formação da Albita	33
Equação 2: Formação das actinolitas/tremolitas pelo consumo da prehnita	33
Equação 3: Formação das actinolitas/tremolitas pelo consumo da pumpellyita	33
Equação 4: Formação Flogopita pelo consumo da clorita	34
Equação 5: Reação de formação da clorita	34
Equação 6: Consumo da enstatita e forsterita na formação antigorita	36
Equação 7: Consumo da forsterita no processo de serpentinização	36
Equação 8: Formação do crisótilo na serpentinização	36
Equação 9: Consumo da enstatita e forsterita sobre ação de fluidos na formação de antigorita ..	36
Equação 10: consumo do diopsídio na serpentinização	36
Equação 11: Consumo da tremolita nas assembleias lherzolíticas.....	37
Equação 12: Consumo da clorita na formação da olivina	37

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Paragêneses observadas nas rochas metamáficas e metaultramáficas do Córrego do Brejão e Altinho	38
---	----

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de Localização da Área de Estudo.....	3
Figura 2: Seção estrutural das unidades tectônicas da Faixa Brasília	8
Figura 3: Esquemática da sinforme do Araxá.....	10
Figura 4: Contexto geológico regional da área de estudo, na folha Coromandel	11
Figura 5: Tetraedro da projeção de ACF para rochas metamáficas	13
Figura 6: Fases do metamorfismo de rocha máfica segundo diagrama ACF.....	14
Figura 7: Diagrama ternário das ocorrências de rochas ultrabásicas	16
Figura 8: Diagrama ternário do sistema CSM em rochas metaultramáficas	16
Figura 9: Rochas aflorantes na área mapeada. A) Muscovita Xisto do Grupo Araxá; B) Muscovita Xisto do Grupo Araxá; C) Filito da Complexo da Abadia dos Dourados; D) Granitoide dos Complexo Monte Carmelo	18
Figura 10: Exemplos de ocorrências das rochas metamáficas e metaultramáficas na área de estudo. A) Ponto 22, afloramento de anfibolito sobre intensa ação de processos intempéricos. B) Anfibolito de coloração cinza esbranquiçado, com estrutura maciça e textura nematoblástica.....	19
Figura 11: Afloramento de metadiabásio. A) metadiabásio da amostra MP11 B) Fotografia do afloramento de morro de blocos do ponto 11, na qual está inserido a amostra MP11.....	20
Figura 12: Fotomicrografia indicando a ocorrência composicional e textural do metadiabásio. A e B) Contato lobulado entre a actinolita e os plagioclásios, com intercrescimento de cristais de actinolita no plagioclásio.....	21
Figura 13: Afloramento do ponto 2 do corpo de anfibolito. A) Anfibolito da amostra MP2, que apresenta estrutura maciça e textura nematoblástica. A granulação da rocha é fina, sendo composto por plagioclásios e anfíbólios; B) Fotografia do afloramento de blocos do ponto 2.	21
Figura 14: Fotomicrografia das hornblendas em contato lobulado com os quartzos. A e B) Com os nicóis descruzados é evidenciado as tremolitas incolores, com cristais de granulação fina. C) Quartzo com extinção ondulante em contato lobulado com o plagioclásio e com a hornblenda. D) Hornblenda com pleuroísmo forte com cor que varia de verde ao amarelo.....	22
Figura 15: Fotomicrografia da MP22. A e B) Agregados de actinolita no anfibolito. Microcristais de tremolita inseridos entre as massas de plagioclásio sereticizados C e D) Quartzo com extinção ondulante. Pseudomorfo de plagioclásio que sofreu processo de seritização.....	24

Figura 16: Fotomicrografia das alterações metamórficas das ocorrências de biotita/flogopita nos anfibólitos. A e B) Reação de consumo da solução sólida de Bt/Phl por clorita; B e C) Consumo da solução sólida de Act/Tr por Bt/Phl	25
Figura 17: Afloramento metaperidotitos do ponto MP10. A) metaperidotito da amostra MP10. B) Morro de blocos do corpo metaultramáficas formado por metaperidotito	26
Figura 18: Fotomicrografia da serpentina no metaperidotito. Fotomicrografia da amostra MP10. A e B) Piroxênio intensamente alterado com corna de alteração. C e D) Pseudomorfos de olivina formados por serpentina, com piroxênio bem preservado.	27
Figura 19: Fotomicrografia da olivina nos metaperidotitos Fotomicrografia da amostra MP10. A e B) Textura reliquiar da forma geométrica da olivina alterada por processos metassomáticos. C e D) Textura mesh da relação da olivina com a serpentina no pseudomorfo do mineral primário.	28
Figura 20: Afloramento do ponto 3 composto de clorita-tremolita fels. A) Fotografia da clorita-tremolita-fels da amostra MP3 B) Afloramento da amostra MP3 do corpo A formada por rochas metamáficas e metaultramáficas.	29
Figura 21: Fotomicrografia da amostra CMC-02-05-57 com presença de porfiroblastos de tremolita no clorita-tremolita fels. A e B) Porfiroclastos de Tremolita, tendo a matriz formada por grãos menores de tremolita e de clorita magnésiana. C e D) Porfiroclastos de tremolita com textura reliquiar do piroxênio.	30
Figura 22: Agregados de clorita da amostra MP8 no clorita-tremolita-fels. Fotomicrografia da amostra MP8. A e B) Zona onde é formado um agregado de cloritas C e D) A clorita na apresenta sua extinção marcada pela clivagem.	31
Figura 23: Fotomicrografia da amostra MP20 com ocorrência de flogopita no clorita-tremolita-fels. Fotomicrografia da amostra MP20. A e B) A flogopita apresenta habito lamelar com clivagem bem marcada em uma direção. O pleuroísmo médio com sobre cor amarelada	31
Figura 24: Diagrama ternário do sistema MSH nas rochas metaultramáficas	35
Figura 25: Diagrama de estabilidade de rochas de composição de serpentinitos no sistema CMASH	37

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Justificativa	2
1.2. Objetivos.....	2
1.3. Área de Estudo.....	2
2. MATERIAIS E MÉTODOS	3
2.1. Revisão Bibliográfica	3
2.2. Fotointerpretação e Sensoriamento Remoto.....	3
2.3. Atividade de Campo.....	4
2.4. Petrografia	4
2.5. Confecção da Monografia.....	4
3. ASSOCIAÇÕES MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS NA FAIXA BRASÍLIA	
3.1. <i>Greenstonebelts</i>	5
3.1.1. <i>Greenstonebelt</i> Crixás	5
3.1.2. <i>Greenstonebelt</i> Guarinos	5
3.1.3. <i>Greenstonebelt</i> Pilar de Goiás	5
3.2. Complexo Máficos e Ultramáficos Acamadados	6
3.2.1. Complexo Niquelândia	6
3.2.2. Complexo Barro Alto.....	6
3.2.3. Complexo Cana Brava.....	6
3.3. Ofiólitos	7
3.3.1. Ofiólitos de Abadiânia	7
3.3.2. Ofiólitos da Nappe Passos.....	7
4. CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL.....	7
4.1. Faixa Brasília	7
4.1.1. Grupo Araxá.....	9
4.1.2. Complexo Abadia dos Dourados	10

4.1.3. Complexo Monte Carmelo	11
4.2. Grupo Mata da Corda	12
5. METAMORFISMO	12
5.1. Metamorfismo de rochas máficas	12
6.1. Metamorfismo de rochas ultramáficas	15
6. GEOLOGIA LOCAL	17
6.1. Grupo Araxá	17
6.2. Complexo Abadia dos Dourados	17
6.3. Complexo Monte Carmelo	17
6.4. Corpos metamáficos e metaultramáficos	18
7. PETROGRÁFIA	19
7.1. Metadiabásio	19
7.2. Anfibolito	21
7.3. Metaperidotito	25
7.4. Clorita-Tremolita <i>Fels</i>	28
8. DISCUSSÃO	32
8.1. Possíveis protólitos das rochas máficas	32
8.2. Filiação e protólito das rochas ultramáficas	32
8.3. Paragênese das rochas metamáficas	33
8.4. Paragênese das rochas metaultramáficas	34
8.5. Fácies metamórficas	38
8.6. Retrometamorfismo	39
9. CONCLUSÃO	39
APÊNDICE	43

1. INTRODUÇÃO

A associação de rocha máficas e ultramáficas tem sua importância devido a serem indicativos de ambientes geotectônicos e a ampla ocorrência de depósitos minerais (FARINA, 1985)

As rochas máficas são caracterizadas por possuírem entre 30 a 90% de minerais máficos (WINTER, 2001), sendo composta por plagioclásio, anfibólios cálcicos, piroxênios cálcicos e sub-cálcicos, podendo ocorrer minerais magnesianos, olivina e ortopiroxênio. Já as rochas ultramáficas são constituídas por mais de 90% de minerais máficos, são formadas por anfibólios, ortopiroxênios, clinopiroxênio, olivina, serpentina e talco.

A ocorrência desse tipo de associação na crosta terrestre está relacionada a diferentes ambientes geotectônicos, podendo ter origem ígneas ou metamórfica, como *greenstone belts*, ofiólitos e intrusões máficas-ultramáficas acamadadas.

Os *greenstonebelts* estabelecidos como sequências vulcano-sedimentes, metamorizadas em baixo grau, de idades Arqueana a Mesoproterozoica. Apresentam uma estratigrafia formada por rochas máficas e ultramáficas, basalto komatiíticos na base e sotopostas por basaltos toleítico, dacitos, riolitos, metassedimentos clásticos e químicos. No topo a ordem e variedade dos litotipos pode variar de acordo com cada *greenstonebelt* (NEVES, 2008).

Os ofiólitos são os fragmentos de crostas oceânicas e da parte superior do manto, que foram deslocadas do seu local de origem por processos tectônicos de convergência de placas. Esses fragmentos contêm na base peridotitos, remanescentes do manto; na parte intermediária, rochas plutônicas máficas e ultramáficas que formam diques de lençóis de *pillow* lavas; e na parte superior, os sedimentos detríticos pelágicos e químicos que recobrem as rochas máficas e ultramáficas. Pode ocorrer alterações metassomáticas, especialmente formações de serpentinitos pelo hidrotermalismo dos peridotitos (DILEK & NEWCOMB, 2003)

Já os complexos máficos-ultramáficos acamadados são formados por intrusões ígneas de composição básica, com sua gênese derivada de processos de cristalização que envolve múltiplos estágios de imiscibilidade e cristalização, tem sua estruturação formada pelo fracionamento do magma (BIONDE, 2015)

Na Faixa Brasília, contexto onde a área de estudo se situa, ocorrem associações de rochas metamáficas-metaultramáficas, formada por ofiólitos, *greenstonebelts* e intrusões máficas-

ultramáficas (CORREIA, 1994; TAKEHARA, 1999; BARBOSA, 2012; TEIXEIRA, 2012; CHIARINI, 2001; JOST & SCANDOLARA, 2010; JOST, 2012; CABRAL NETO, 2017).

Próximo ao Complexo Monte Carmelo, são descritas ocorrência de rochas metamáficas e ultramáficas por Febolí (2017), que atribui rochas metamáficas ortoderivadas ao Complexo Abadia dos Dourados e as paraderivadas ao Grupo Araxá. Já as rochas ultramáficas são atribuídas às intrusões alcalinas do Cretáceo. No entanto, Santos (2021) associa essas rochas ultramáficas ao Grupo Araxá.

Assim considerando que os trabalhos desenvolvidos na região em questão são de caráter regional, e que há discordâncias no entendimento da origem das rochas metamáficas e metaultramáficas e a importância desse tipo de rocha, verifica-se a necessidade de estudos mais detalhados sobre as mesmas. Com isso, pretende-se estudar as rochas metamáficas e metaultramáficas que afloram entre os distritos Brejão e Altinho de Coromandel-MG.

1.1. Justificativa

Devido a discordância entre as propostas para as origens das rochas metamáficas e ultramáficas que ocorrem na área de estudo, verifica-se a necessidade da caracterização destes litotipos para o avanço no entendimento regional e local, que consequentemente irá contribuir para a compreender a evolução da Faixa Brasília.

1.2. Objetivos

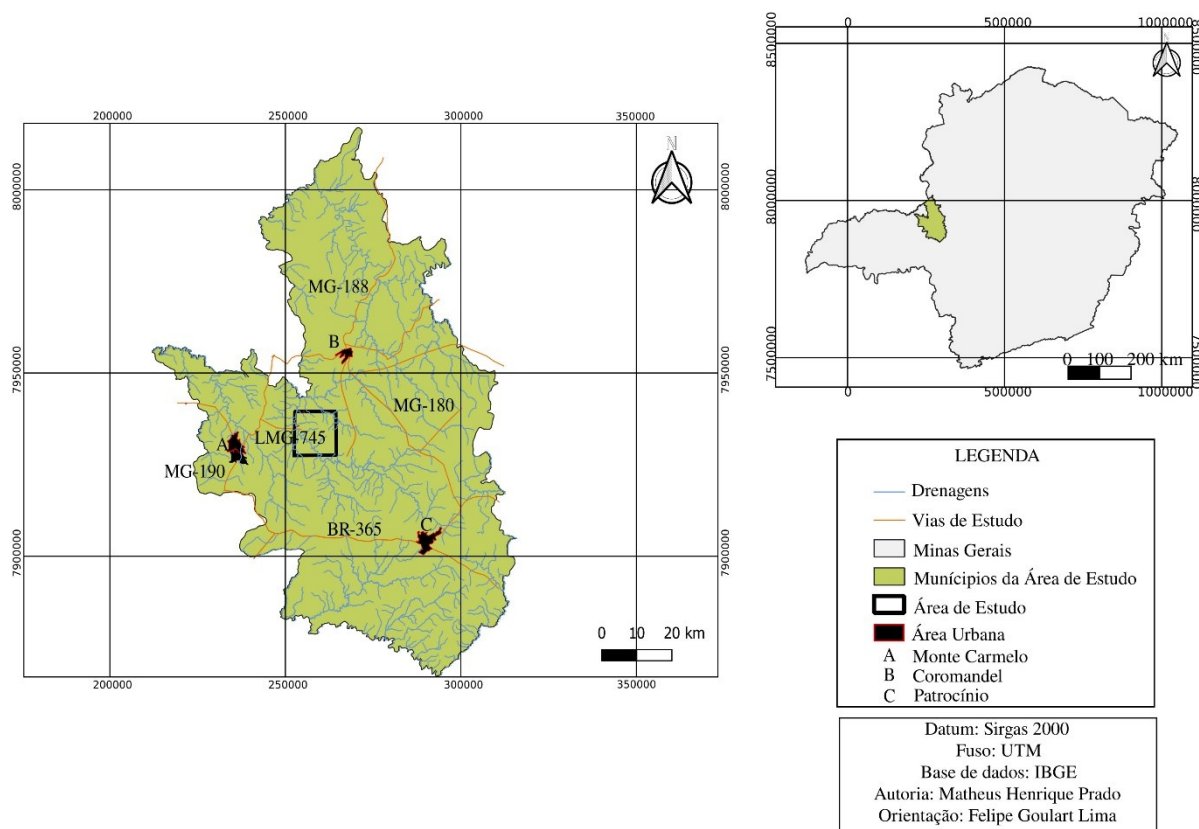
A presente proposta tem como objetivo discutir a gênese das rochas metamáficas e metaultramáficas que afloram a leste do Complexo Monte Carmelo, entre os distritos Brejão e Altinho de Coromandel (MG), para fim de elucidar se as rochas metamáficas são paraderivadas ou ortoderivadas, e se pertencem ou não ao Grupo Araxá, e no caso das rochas metaultramáficas, verificar se estão associadas ao Grupo Mata da Corda ou ao Grupo Araxá. Para alcançar tal objetivo será realizado o mapeamento geológico e análise petrográfica dessas rochas.

1.3. Área de Estudo

A área de estudo é localizada próximo aos distritos Brejão e Altinho do município de Coromandel, na mesorregião do Alto Paranaíba no estado de Minas Gerais (Figura 1). O acesso ao local via Monte Carmelo ocorre pela rodovia estadual MG-190 seguindo até a entrada da LMG-745, sentido a Coromandel. Entrando na LMG-745 em 10 km chega-se no distrito do Córrego do Brejão, já inserido na poligonal da área de estudo.

Figura 1: Mapa de Localização da Área de Estudo

Mapa da Área de Estudo



2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1.Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada consultando as cartas geológicas dos metadados da SRTM, o banco de dados de monografias, dissertações e teses dos repositórios da UnB, UFU, USP, UNESP, UFBA, sobre a geologia da regional da Província Tocantins com foco na porção meridional da Faixa Brasília na região de Monte Carmelo, visando as rochas metamáficas e metaultramáficas que afloram nas proximidades do Complexo Monte Carmelo, assim como trabalhos que abordem a gênese destas rochas. Foram também utilizados os metadados dos mapeamentos geológicos do curso de Geologia da UFU.

2.2.Fotointerpretação e Sensoriamento Remoto

Nesta etapa foi elaborado a base de dados com confecção dos shapefiles das redes de drenagens pluviais e fluviais, vias de acesso e as feições geomorfológicas e antrópicas. A fotointerpretação tem em sua etapa a confecção a partir das imagens de satélites, Basemap e Google Earth,

analisando as feições geomorfológicas e estruturais, para a elaboração das zonas homólogas e a definição aproximada das áreas de ocorrências dos corpos metamáficos e metaultramáficos na área de estudo. Os dados obtidos da área de estudo envolveram o processo de integralização dos dados, sendo agrupados os dados dos mapeamentos geológicos, do curso de geologia da Universidade Federal de Uberlândia, visando verificar em escala de detalhe os corpos mapeados na disciplina de Mapeamento Geológico II.

2.3. Atividade de Campo

O mapeamento geológico foi realizado utilizando-se dos dados integralizados na etapa de fotointerpretação e sensoriamento remoto. O caminhamento visou os corpos metamáficos e metaultramáficos, percorrendo transversalmente tais corpos em busca da sua extensão total e da contatos com as demais unidades da região.

A realização do mapeamento ocorreu em duas etapas, a inicial que abrangeu os dias 23 e 24 de setembro de 2022. Na primeira etapa, dia 23, foram mapeados os pontos 1 ao 10, já no dia seguinte foram mapeados os pontos 11 ao 20. Já a segunda etapa ocorreu no dia 12 de outubro de 2022, foram visitados os pontos 21 ao 30.

2.4. Petrografia

A análise petrográfica foi realizada a partir da amostragem de 9 amostras, dos corpos metamáficos e metaultramáficos mapeados, a escolha das amostras para a laminação foi feita visando abarcar todas as variações de características observadas em campo. Com a amostragem as amostras escolhidas foram enviadas para empresa GEOLab, que confeccionou as lâminas delgadas. A partir da confecção e entrega, as lâminas petrográfica foram descrições realizadas no Laboratório de Microscopia e Petrografia da UFU

2.5. Confecção da Monografia

Nesta etapa os dados de campo e a caracterização petrográficas foram utilizadas para a confecção da monografia. Com a elaboração dos dados no corpo do texto, compilando os dados obtidos em campo e na petrográficas, com a estruturação do etapas através dos elementos textuais.

3. ASSOCIAÇÕES MÁFICAS E ULTRAMÁFICAS NA FAIXA BRASÍLIA

3.1. *Greenstonebelts*

3.1.1. *Greenstonebelt Crixás*

O *greenstonebelt* de Crixás está inserido na porção norte da Faixa Brasília, dentro dos terrenos arqueanos do arco magmáticos de Goiás (VIANA, 1995). A arquitetura do *greenstonebelt* é formada na porção meridional por metakomatiitos, enquanto a porção setentrional é composta respectivamente pelas rochas de metakomatiitos da Formação Córrego Alagadinho, metabasaltos da Formação Rio Verde e pela rochas metassedimentares da Formação Ribeirão das Antas (JOST & SCANDOLARA, 2010).

3.1.2. *Greenstonebelt Guarinos*

O *greenstonebelt* de Guarinos, assim como do de Crixas e do Pilar de Goiás estão inseridos no maciço de Goiás, apresentando sua caracterização formada pelas sequencias estratigráficas da base ao topo pelas Formações Serra do Cotovelo, Serra Azul e São Patrício, Aimbé, Cabaçal e Mata Preta (JOST, 2012).

As ocorrências máficas e ultramáficas em Guarinos estão inseridas na base do *greenstonebelt*, denominada Formação Cotovelo e composta de metakomatiitos e piroxênitos. Acima da porção intermediária está inserida a Formação Serra Azul, metabasaltos toleíticos e a porção superior é formada por quartzo-clorita xisto com ocorrência de ritmitos (RESENDE & JOST, 1995; JOST, 2012).

3.1.3. *Greenstonebelt Pilar de Goiás*

Situado na porção noroeste do terreno arqueanos do maciço de Goiás, sua configuração estratigráfica foi proposta por Jost e Oliveira (1991), formada por quatro formação, a base composta pela Formação Córrego Fundo, composta por rochas metassedimentares com elevadas alteração metassomaticas, apresentando intercalações de formações ferríferas bandadas (BIF). Sobreposta é inserida a Formação Cedrolina, composta por basaltos alterados com característica de crosta oceânica, MORB, com intercalações de BIF. Já a Formação Boqueirão apresenta característica química manganésifera sendo intercalado aos BIFs. O topo é formado pela Formação Serra do Moinho, formada por sericita xisto e filitos carbonosos com intercalações de materiais semelhantes aos da Formação Boqueirão (TEIXEIRA, 2012).

3.2.Complexo Máficos e Ultramáficos Acamadados

3.2.1. Complexo Niquelândia

Corpo ovulado de origem associada a sequência máfica ultramáficas acamadadas, com sua composição formada por dois tipos de rochas de características petrográficas distintas, diferenciadas em duas sequências inferior e superior.

A porção inferior é formada pela Unidade da Serra da Mantiqueira e subdividida em três zonas: a inferior, de característica máfica, composta por gabronorito com porções de piroxênitos; a intermediária de caráter ultramáficas formada por dunitos e piroxenitos alternados, a intermediária composta de gabronorito com intrusões de quartzo e dioritos (BARBOSA, 2012). Já a sequência superior ocorre a Unidade Serra dos Borges, formada por gabronorito, anortosito, leuco-troctolitos com piroxênios (BARBOSA, 2012).

É associado ao Complexo de Niquelândia uma unidade de sequência vulcano sedimentar subordinada ao complexo. A sequência apresenta duas subunidades: a inferiores composta de anfibólios, biotita-xisto, biotita-gnaisses, metacherts e formações ferríferas; e a superior de riolitos, xisto, quartzitos, anfibólios e metacherts (BARBOSA, 2012).

3.2.2. Complexo Barro Alto

O Complexo Barro Alto apresenta metamorfismo com picos em graus médios a alto, se reestabilizado em condições de baixo grau metamórfico, sua ocorrência se dá sobre intensa ação deformacional. (TAKEHARA, 1999).

Sua arquitetura apresenta-se em dois segmentos: o Serra da Santa Barbará, composta de gabronoritos, metagabro, metanorito e nas acamadadas metapiroxênios e peridotitos; e o segmento Serra da Malacacheta, que apresentam composição máficas, formada por gabros, troctolino e anortosito (FERREIRA FILHO, et al., 1999)

3.2.3. Complexo Cana Brava

O Complexo Canabrava é associado ao corpo magmático que intrude nos granitos paleoproterozoicos do Grupo Serra da Mesa. A composição litológica predominante é formada de metagabro, metagabronoritos, metanoritos e em menor escala metapiroxênios, anfibólios e serpentinos (CORREIA, 1994).

3.3. Ofiólitos

3.3.1. Ofiólitos de Abadiânia

Segundo o estudo de Strieder & Nilson (1992), foi indicado a presença de corpos metamáficos e metaultramáficos inseridos nos micaxistos do Grupo Araxá em Abadiânia. A composição dos corpos é formada por serpentinitos e epidoto-anfibólio xisto, sendo caracterizado como uma melange do tipo ofiolítica. sendo formado por 9 corpos de serpentinitos e 4 corpos metamáficos, com a estruturação estando associado ao evento metamórfico regional que formou as falhas regionais S₁ incidente nos corpos (STRIEDER & NILSON, 1992)

Na região de Abadiânia além da presença dos corpos metamáficos e metaultramáficos é presente intercalado aos micaxistos do Grupo Araxá as rochas serpentinitos e epidoto-anfibólios (STRIEDER & NILSON, 1992)

3.3.2. Ofiólitos da Nappe Passos

Na Nappe Passos Valeriano (1992) identificou lentes alóctones de composição metabásicas sobre condições de metamorfismo da fácies xisto verde e anfibolito. Lima (2016) identificou os corpos metamáficos e metaultramáficos ocorrentes no Jacuí-Bom Jesus da Penha a partir de análises petrográficas e geoquímicas. A análise petrográfica identificou rochas metamáficas e metaultramáficas como serpentinito, metaperidotito, anfibolito e anfibólio xisto. Já os dados geoquímicos indicaram a os protólitos sendo formados por piroxênitos e peridotitos, de magmas toleíticos do tipo E-MORB característicos de ambientes mantélicos. (UHLEIN, 2012)

4. CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL

4.1. Faixa Brasília

A Faixa Brasília está situada na porção oriental da província Tocantins, configurada como uma cadeia orogênica de direção norte sul, que apresenta um aumento do grau metamórfico para a direção oeste (UHLEIN, 2012). Sua formação deu-se pelo processo de amalgamação do Gondwana pelos crátoms do São Francisco-Congo, Paranapanema e Amazonas (PIMENTEL, 2000).

Fuck (1994) propôs a compartimentação das unidades tectônicas da Faixa Brasília, Maciço de Goiás, Arco Magmático de Goiás, Zona Interna e Zona Externa.

A Unidade do Cráton do São Francisco é composta pelos litotipos sedimentares mesoproterozóicos que foram deformados na evolução da Faixa Brasília, sendo formados pelo Grupo Paranoá, que é

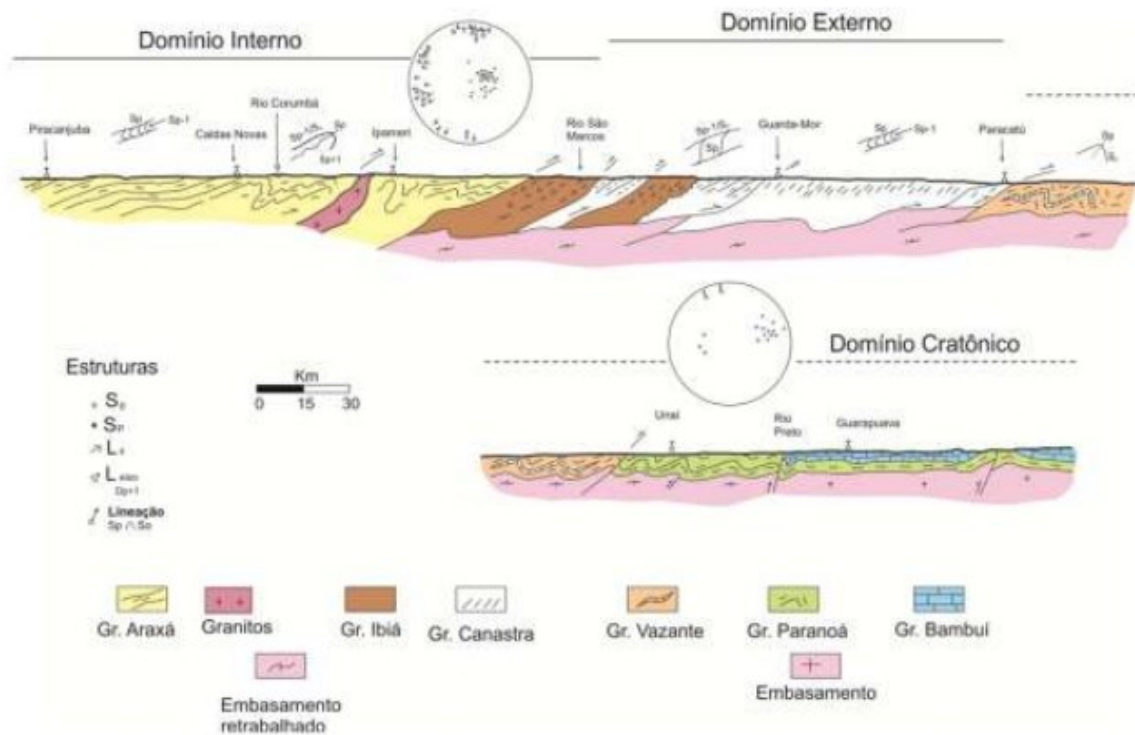
composto pela sequência de sedimentos psamo-pelito-carbonatada, e pelo Grupo Bambuí que é composto por sedimentos glaciais (FUCK, et al., 1994).

O Maciço de Goiás compreende os terrenos de granitos e *greenstonebelts* arqueanos, sucedido na estratigrafia pelos Grupo Serra da Mesa e pelo Grupo Araxá. São presentes sequências vulcanossedimentares de Palmeirópolis, Juscelândia e Coitizeiro. E os complexos máficos e ultramáficos de Barro Alto, Cana Brava e Niquelândia (FUCK, et al., 1994).

O Arco Magmático de Goiás é composto pelos terrenos de granitos-gnaisses, e pelas sequências neoproterozoica (FUCK, et al., 1994)

A Unidade Externa da Faixa Brasília é composta dos metassedimentos dos Grupos Paranoá, Canastra, Araí e Natividade (Figura 2). Já a Unidade Interna da Faixa Brasília é composta pelos corpos alóctones que compõem o Grupo Araxá (UHLEIN, 2012).

Figura 2: Seção estrutural das unidades tectônicas da Faixa Brasília



Fonte: (UHLEIN, 2012)

Faixa Brasília também pode ser subdividida em setores, levando em consideração correção estratigráfica e a evolução tectônica, levando a divisão em setor meridional, setor setentrional e cratônica (VALERIANO, 2004 ; UHLEIN, 2012).

4.1.1. Grupo Araxá

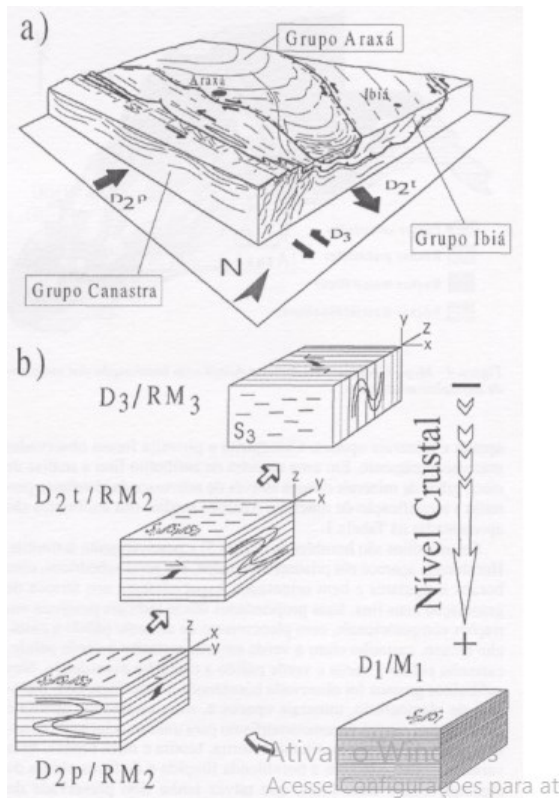
O grupo Araxá vem sendo estudado, descrito e classificado por diversos autores, com Barbosa (1950) inicialmente propondo a unidade como Formação Araxá, sendo formada por rochas metassedimentares composta de mica xistos, metamorfizadas em fácies epidoto anfíbolito. Com os estudos posteriores foi formalizado como Grupo Araxá (BARBOSA, 1970; VALERIANO, 1992).

Batista (1969) caracterizou o Grupo Araxá em dois tipos, na porção superior calcóxisto com lentes de calcário, e na porção inferior biotita-muscovita xisto com quartzitos. O Braun (1970) por sua vez classificou o Grupo Araxá em três unidades: a base formada por gnaisse; a porção intermediária formada por quartzitos; e a porção superior é formada por cálcio-biotita-muscovita xistos e clorita xistos, com intercalações de quartzitos.

Strieder e Nilson (1992) identificaram a presença de corpos de serpentinitos de natureza hazburgítica, que configuram aos corpos máficos a proveniência de uma sequência ofiolítica.

Seer (1999) estudou a estruturação da sinforme do Araxá, que englobam terrenos litoestratigráficos distintos. Os terrenos são formados por lascas por tectônicas alóctones (Figura 6), separadas por zonas de cisalhamento (SEER, 1999; SEER, 2001), sendo os terrenos subdivididos em três lascas: A Lasca Tectônica Inferior, formada pelo Terreno Canastra, que é composta por sedimentos pelíticos; a Lasca Tectônica Intermediária, formada pelo Terreno Ibiá, que é composta por rochas metavulcânicas. É a lasca tectônica superior, formada pelo Terreno Araxá, que é derivado de rochas metamáficas de fragmento da crosta oceânica associados a metassedimentos de origem cratônica (SEER, 1999).

Figura 3: Esquemática da sinforme do Araxá



Fonte: (SEER, 2001)

Seer, (2001) indicou a proveniência dos sedimentos que formam o Grupo Araxá aos litotipos sedimentares do Crátons do São Francisco, com os anfíbolitos que ocorrem na unidade sendo provenientes de basalto toleítico do tipo E-MORB. O metamorfismo atuante foi datado a partir da análise de isócrona de Sm/Nd de idade de 637 +/-12 Ma para os granada-mica xisto e 596 +/-32 Ma para o granada anfíbolito.

4.1.2. Complexo Abadia dos Dourados

Brod (1991) realizou um mapeamento geológico na região que compreende o município de Abadia dos Dourados. Entre os litotipos encontrados estava a sequência vulcano sedimentar, que subsequentemente foi classificada como Complexo Abadia dos Dourados (FEBOLÍ, 2017). As rochas que formam o Complexo são compostas por anfíbolitos, mica xisto, filitos carbonáticos, metatufos e metacherts, sendo classificados em três unidades que são separadas por falhamento inverso

A Unidade Anfíbolito é formada por lentes de materiais anfíbolíticos, enquanto a Unidade Vulcânica Ácida é formada por rochas metavulcânicas de composição que variam entre riolitos e

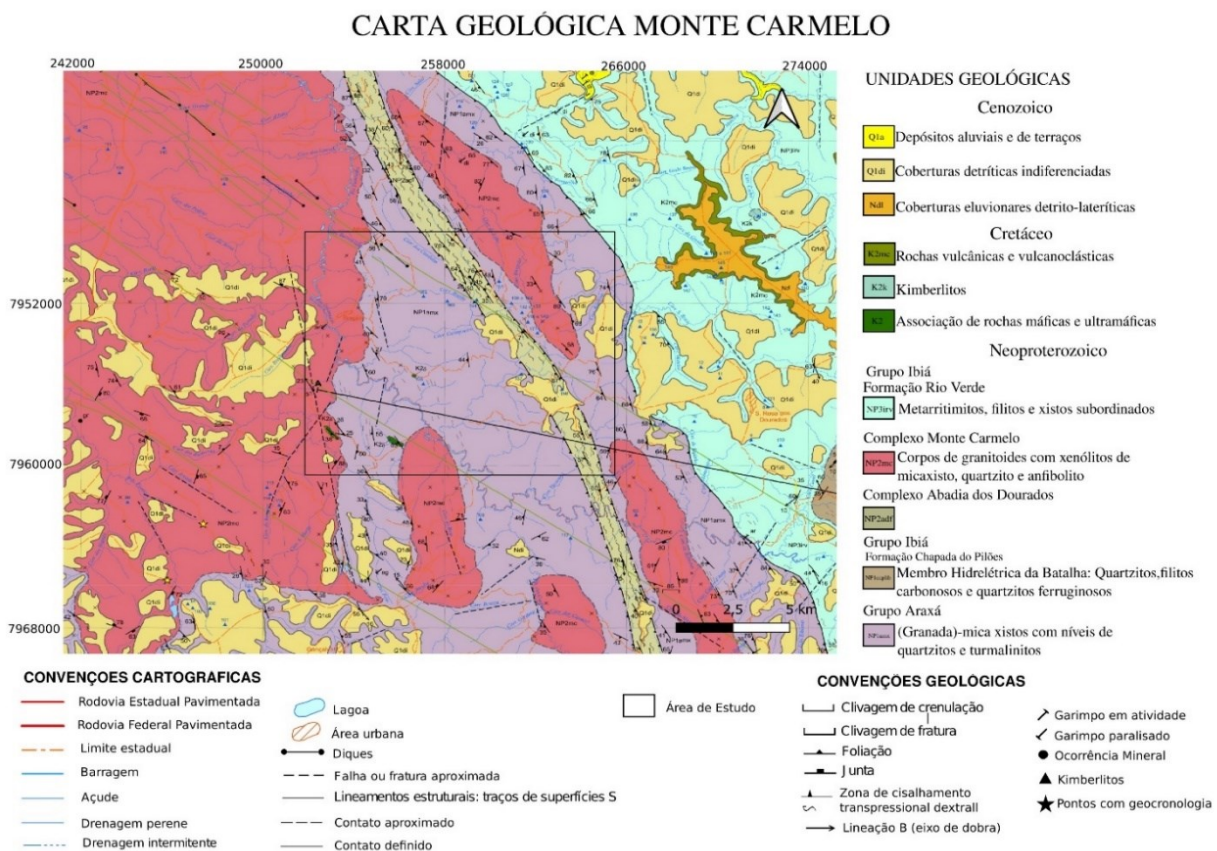
riodacito, a Unidade Filito ocorre como corpo alongado em direção NW/SE, sendo composto de filito sericíticos e filito carbonáticos que estão inseridos em falhas de empurrão sobre o Grupo Araxá (FEBOLÍ, 2017).

4.1.3. Complexo Monte Carmelo

Barbosa (1970) em seu estudo regional do triângulo mineiro identificou os litotipos que compõem o Complexo Monte Carmelo como corpos de granitos-gnaisses. Pereira (1983) que identificou a composição das rochas entre graníticas e granodioríticas, com anfibolitos subordinados. Seer (2010) associou as características dos litotipos da unidade, a uma origem advinda da granitogênese sincolisionais.

Febolí (2017) mapeou os granitoides do Complexo Monte Carmelo (CMC), que estão inseridos na folha Monte Carmelo (Figura 6). Enquanto Seer & Morais (2013) identificou a composição dos granitoides em tonalito, granodiorito, monzogranito e sienogranito, apresentando veios de quartzo com turmalina e pegmatitos cortando a unidade.

Figura 4: Contexto geológico regional da área de estudo, na folha Coromandel



Fonte: (FEBOLÍ, 2017).

Seer, (2010) e Seer e Morais (2013) realizaram análises geoquímica e datações para identificar a gênese dos granitoides que ocorrem na porção meridional da Faixa Brasília. Identificando o CMC como corpo pré-colisional, que faz parte da segunda fase da granitogênese, de idade 790 Ma.

Santos (2019) caracterizou corpos na borda do CMC á norte do município de Estrela do Sul, identificando a unidade como sendo composta por: gnaisses com texturas porfiroblástica e porfiroclástica; e anfibolitos ocorrem intercalados na unidade e pegmatitos intrudem no CMC.

Pimenta (2020) sistematizou em escala de detalhe no distrito de Gonçalves em Monte Carmelo, caracterizando a partir da petrográfica as mineralogias as rochas da unidade.

4.2. Grupo Mata da Corda

Grupo Mata da Corta é uma unidade formada por vulcanismo alcalino de idade cretácea, sendo formado por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de característica kamafugítica (CAMPOS & DARDENNE, 1997), ocorrentes nas unidades do Cratón do São Francisco, mas também em contato com as unidades brasileiras.

Apresenta a subdivisão formada pela Formação Patos, porção basal, e a Formação Capacete que perfaz o topo do grupo (CAMPOS & DARDENNE, 1997).

A Formação Patos é formada por rochas alcalinas, máficas e ultramáficas, ocorrendo sobre forma piroclásticas e efusivas. As rochas da formação são caracterizadas como kamafugíticas por apresentarem altos teores de óxidos de cálcio, titânio e ferro e baixo para magnésio (CAMPOS & DARDENNE, 1997).

Já a Formação Capacete tem sua composição formada pelo retrabalhamento das rochas vulcânicas da Formação Patos, sendo composta por rochas de argilitos, arenitos, grauvacas, paraconglomerados e ortoconglomerados (CAMPOS & DARDENNE, 1997)

5. METAMORFISMO

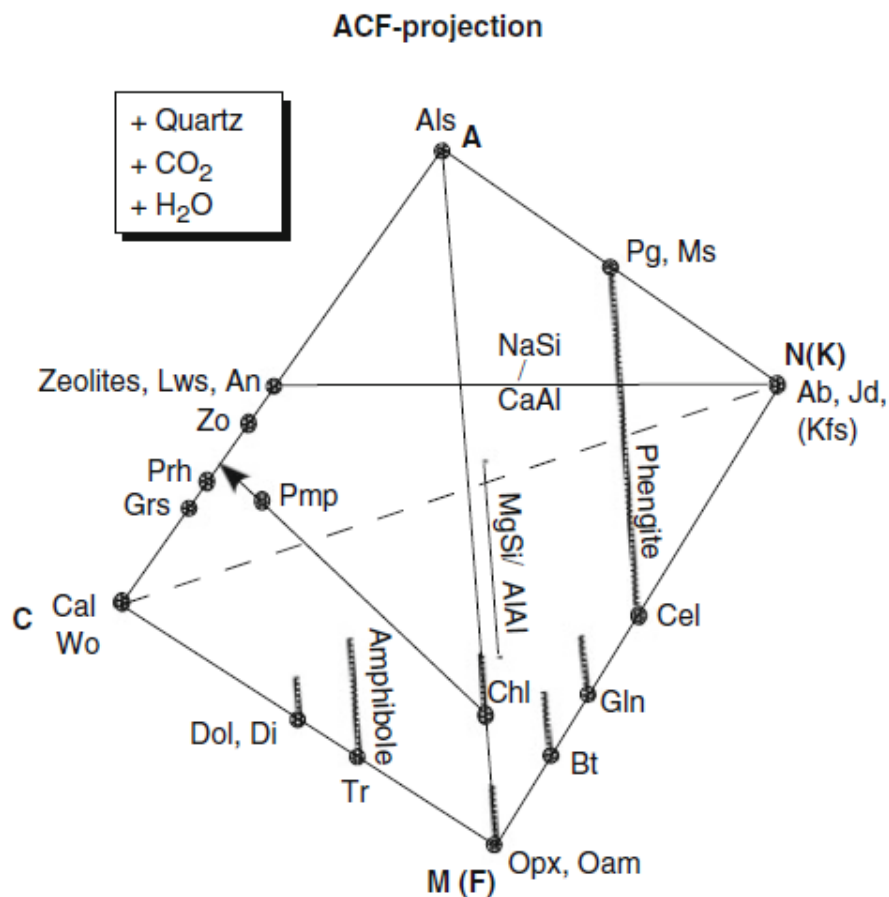
5.1. Metamorfismo de rochas máficas

No processo que leva a cristalização dos minerais máficos, sua formação ocorre em condições de altas temperaturas, sendo os primeiros minerais a cristalizar na sequência contínua do ciclo de Bowen. Assim, devido à alta temperatura de cristalização, sua composição apresenta caráter anidro, levando o processo metamórfico a se iniciar nas rochas máficas em condições de baixa hidratação. Com o início da metamorfização sob baixo gradiente metamórfico, ocorre a

predominância paragênese minerais hidratadas (Figura 6). Os fluidos de CO₂ atuam na formação de assembleias minerais carbonáticas, podendo também limitar a formação de assembleias minerais hidratadas, em relação a fluidos inteiramente compostos por H₂O (BUCHER & GRAPES, 2011)

Os sistemas químicos nas rochas metamáficas são formadas por FeO, MgO, CaO e Al₂O₃, podendo ser incrementados quartzo, H₂O e CO₂. O diagrama ACF indicando as associações mineralógicas ocorrentes com o conteúdo de sílica, H₂O e de CO₂ são representadas pelo diagrama (Figura 26). Nos diagrama CMASH incluem os sistemas fluidos (BUCHER & GRAPES, 2011).

Figura 5: Tetraedro da projeção de ACF para rochas metamáficas

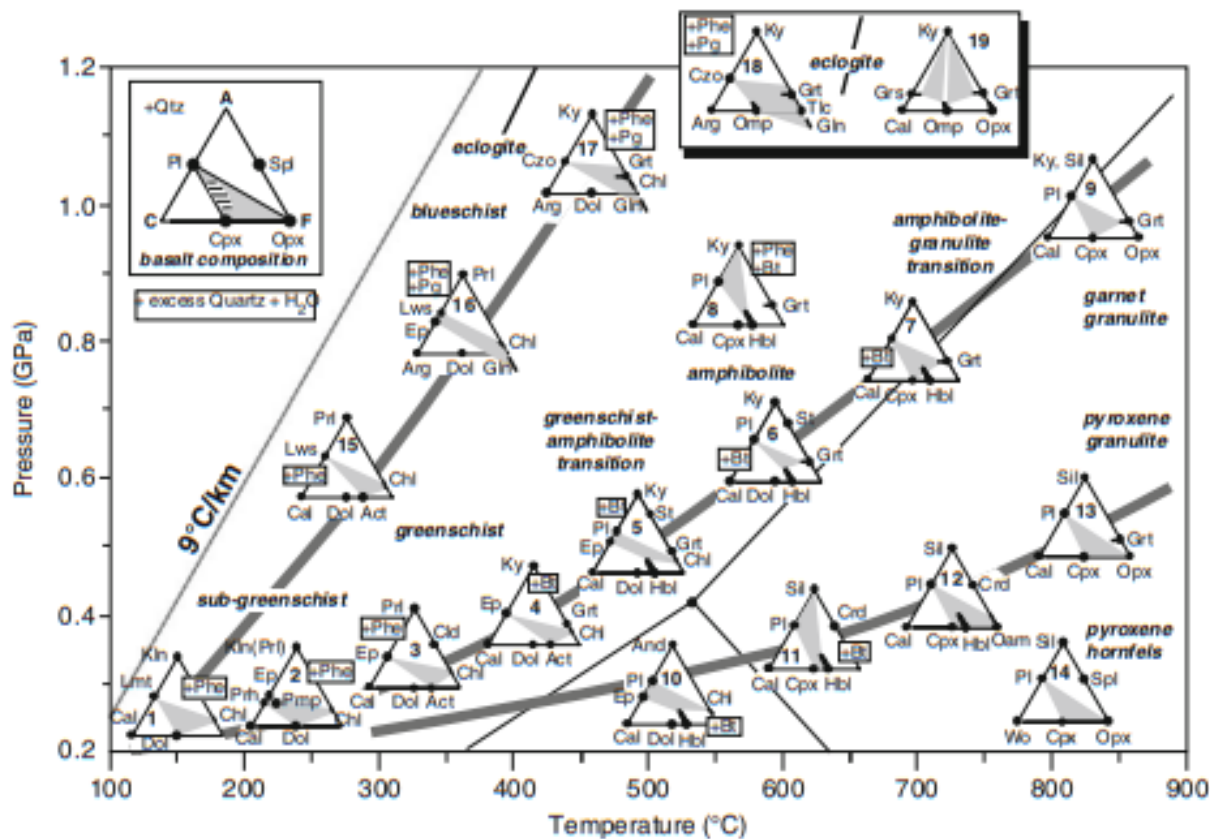


Fonte: (BUCHER e GRAPES, 2001)

Os gradientes de temperatura e pressão condicionam a evolução dos metamorfismos nas rochas metamáficas nas series metamórficas (Figura 6). Pode ocorrer sobre três séries: a baixa T/P, a de T/P intermediária e de alta T/P (Figura 6). Nas rochas do trabalho foram identificados mineralogia

da série de T/P intermediárias, barrovia, sendo correlata ao metamorfismo incidente nas rochas do Grupo Araxá e do Complexo Monte Carmelo (BUCHER & GRAPES, 2011).

Figura 6: Fases do metamorfismo de rocha máfica segundo diagrama ACF



Fonte: (BUCHER & GRAPES, 2011)

Seguindo a série barrovia os primeiros minerais metamórficos começam a se tornar estáveis no anquimetamorfismo, que compreende as fácies zeólita e prehnita-pumpellyita em que as paragêneses minerais estão na transição entre o soterramento e o metamorfismo (YARDEY, 1989).

O anquimetamorfismo inicia-se na fácies zeólita, que é composta por heulandita + analcina + quartzo + montimorinollonita + caledonita. A transição entre a facie zeólita e a fácies prehnita-pumpellyita é marcada consumo das zeólitas, que formam a laumandina, e do consumo dos plagioclásios cálcicos que geram as albitas, as cloritas tornam-se estáveis nessa condição. A fácies prehnita-pumpellyita apresentam paragênese indicativa formada por prehnita, pumpellyita, actinolita, clorita, epídoto, albita, quartzo, sericita, lawsonita, titanita, estilpnomelano (YARDEY, 1989).

A fácies xisto verde é característica de baixa temperatura e pressão, sendo divididas em zonas da clorita e da biotita. A paragênese é formada predominantemente por flogopita, calcita, titanita, muscovita, clorita, actinolita, epídoto, com a transição para zona da biotita sendo marcada pela instabilidade da clorita que passa a ser transformada em biotita. Já a transição para a fácies anfíbolito ocorre a substituição da albita pelo oligoclásio, e da actinolita pela hornblenda (BUCHER & GRAPES, 2011; YARDEY, 1989).

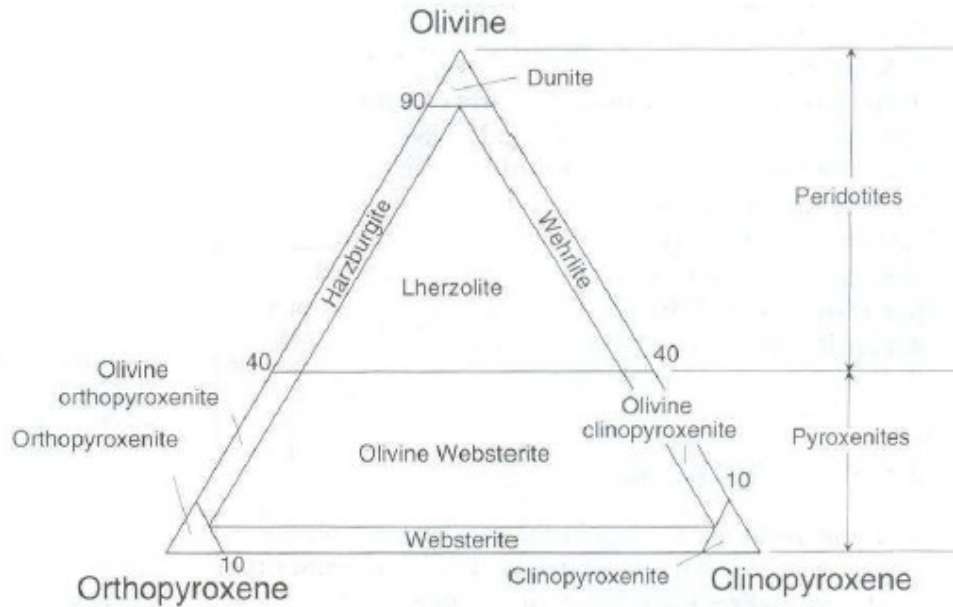
A fácies anfíbolito apresenta metamorfismo de T/P intermediária, dividida em zona da granada, estauroлита e silimanita. A paragênese da zona da granada é formada por oligoclásio e hornblenda predominantemente, podendo ocorrer biotita, clorita, epídoto que tendem a ser consumidos com o aumento dos gradientes metamórficos, textura primárias podem se manter preservadas. Na zona da estauroлита, clorita e biotita tornam-se escassos, com paragênese indicativa sendo formada pela associação da hornblenda e da andesina. A zona da silimanita tem paragênese indicativa formada por hornblendas e clinopiroxênio, com aumento dos plagioclásios de composição cálcica. A transição da fácies anfíbolito para fácies granulito, é caracterizada por apresentar o início do consumo de hornblenda e formação do piroxênio (BUCHER & GRAPES, 2011; YARDEY, 1989).

A fácies granulito apresenta metamorfismo de T/P alta, sua composição é predominantemente formada por clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásio e augita. A presença de H₂O em excesso pode ocasionar a fusão parcial da rocha gerando os migmatitos. (BUCHER & GRAPES, 2011).

6.1. Metamorfismo de rochas ultramáficas

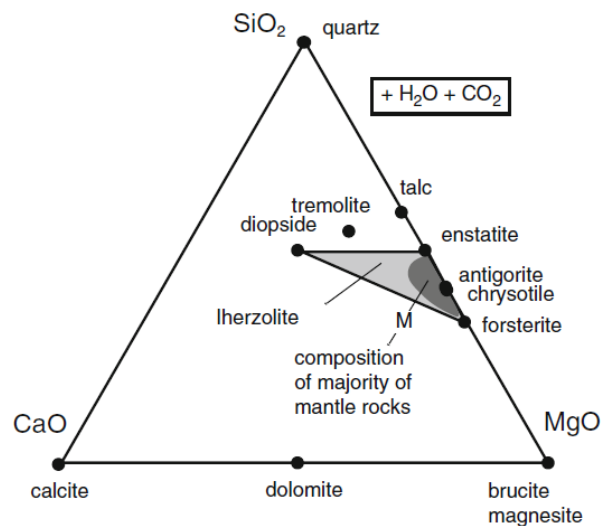
A composição química das rochas ultramáficas é formada por silicatos ferro-magnesianos predominantemente. As assembleias são anidras, sendo formadas predominantemente por olivina, clinopiroxênio e ortopiroxênio (Figura 7). O processo metamórfico que ocorre em sistemas abertos, sobre ação de fluidos hidrotermais compostos por H₂O e CO₂, o sistema utilizado é o CSMH, que corresponde as rochas lherzolíticas, podem ser utilizados também os sistemas CMASH para rochas lherzolíticas e komatiíticas e NCMASH (Figura 8), para rochas lherzolíticas e komatiíticas ricas em plagioclásios.

Figura 7: Diagrama ternário das ocorrências de rochas ultrabásicas



Fonte: (WINTER, 2001)

Figura 8: Diagrama ternário do sistema CSMH em rochas metaultramáficas



Fonte: (BUCHER & GRAPES, 2011)

As rochas metaultramáficas não apresentam bons indicadores de fácies metamórficas como ocorre nas metamáficas, no entanto apresentam boa condição para avaliação do protólitos e seu ambiente

de formação (BUCHER & GRAPES, 2011). No contexto geral das rochas metaultramáficas, a metamorfização é formada na fácies xisto verde por clorita, forsterita e antigorita, com o consumo da antigorita marcando o fim da fácies xisto verde. Na fácies anfíbolito é estável talco, tremolita, antofilita, forsterita e enstatita, com a presença do talco junto com a antofilita marcando o início da fácies anfíbolito. A transição para fácies granulito ocorre com o consumo do talco, antofilita e da tremolita, para o surgimento do diopsídio (BUCHER & GRAPES, 2011).

6. GEOLOGIA LOCAL

6.1. Grupo Araxá

O Grupo Araxá é formado na área por sericita-xisto e muscovita-xisto (Figura 9-A; Figura 9-B), que apresentam cores avermelhadas quando interperizado. A rocha apresenta textura lepidoblástica xistosidade desenvolvida, com sua foliação metamórfica, apresentando orientação na NW/SE. A mineralogia principal é formada por muscovita, sericita e quartzo, e a secundária por biotita e granada.

Intercalado aos litotipos do local é presente a ocorrência de veios de quartzo, seu tamanho varia de milimétrico até decamétricos, podendo apresentar em sua composição turmalinas e óxidos de ferros.

6.2. Complexo Abadia dos Dourados

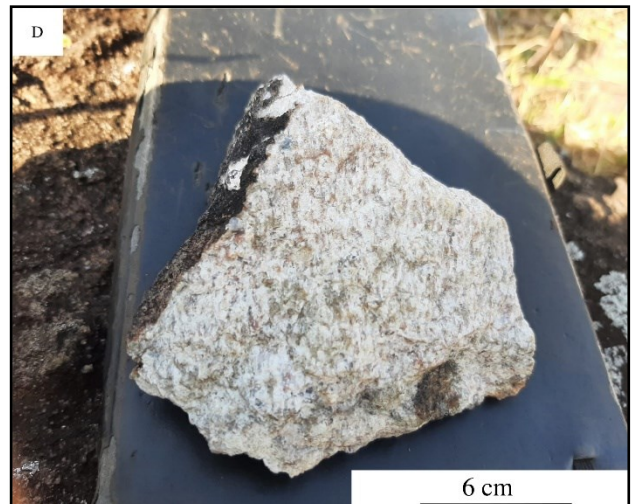
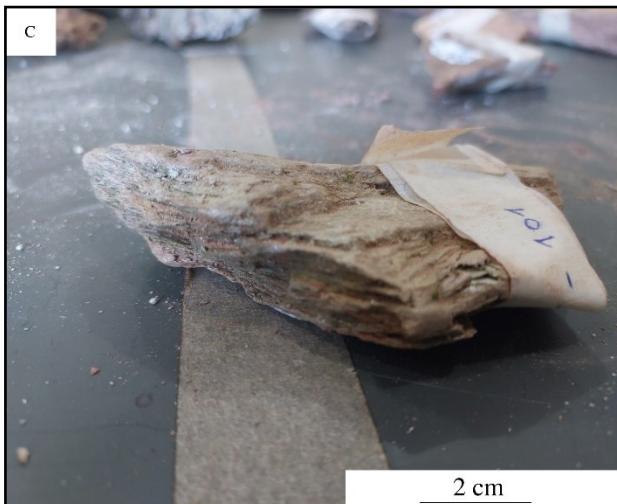
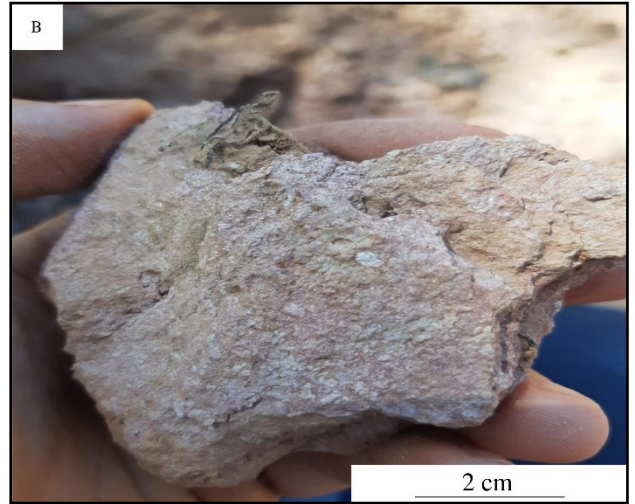
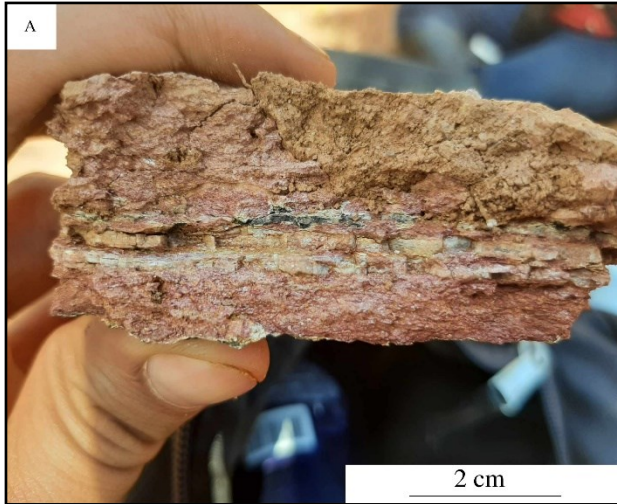
O Complexo Abadia que ocorre na área é representado pela Unidade Filito, composta por filitos que apresentam coloração entre tonalidades de prata e esverdeado (Figura 9-C). A granulação é muito fina. Apresentando textura lepidoblástica e foliação metamórfica, em direção N/S predominantemente. Os cristais de sericita que formam o filito são placóides, com foliação e clivagem respectivamente, S_n e S_{n+1} . A sua composição mineralógica é formada essencialmente por sericita e quartzo.

6.3. Complexo Monte Carmelo

O Complexo Monte Carmelo na área de estudo são compostos por granitos de coloração acinzentada, com grãos equigranulares (Figura 9-D). Os cristais são hipidiomórficos, já que se apresentam tanto com formato subeuédrico e euédrico.

Em locais onde o intemperismo foi mais atuante é observável a substituição dos feldspatos pela caulinita. A mineralogia é formada por quartzo, feldspatos, muscovita e biotita

Figura 9: Rochas aflorantes na área mapeada. A) Muscovita Xisto do Grupo Araxá; B) Muscovita Xisto do Grupo Araxá; C) Filito da Complexo da Abadia dos Dourados; D) Granitoide dos Complexo Monte Carmelo



6.4. Corpos metamáficos e metaultramáficos

As rochas metamáficas e metaultramáficas ocorrem como corpos lenticulares e irregulares, com orientação predominante NW/SE, raramente N/S e E/W. Tais corpo estão em contanto com os granitoides do Complexo Monte Carmelo e os mica xistos do Grupo Araxá.

Apresentam-se dispersos, com dimensões que variam entre 300 metros até 1 quilômetro, e espessuras que alcançam os 200 m.

As rochas metamáficas são formadas por anfibolito e metadiabásio, que apresentam coloração que varia entre preto e cinza, podendo ocorrer sobre tons acinzentados quando intemperados (Figura

10), com granulação que varia entre fina e média, e apresentam textura granoblástica. Já as metaultramáficas são formadas por clorita-tremolita *fels* e metaperidotito, que apresentam coloração que varia entre preto e verde (Figura 20), podendo ocorrer sobre tons amarronzada quando intemperados, não sendo observado contatos entre os corpos metamáficos e metaultramáficos e as unidades do local.

Figura 10: Exemplos de ocorrências das rochas metamáficas e metaultramáficas na área de estudo.

A) Ponto 22, afloramento de anfibolito sobre intensa ação de processos intempéricos. B) Anfibolito de coloração cinza esbranquiçado, com estrutura maciça e textura nematoblástica.

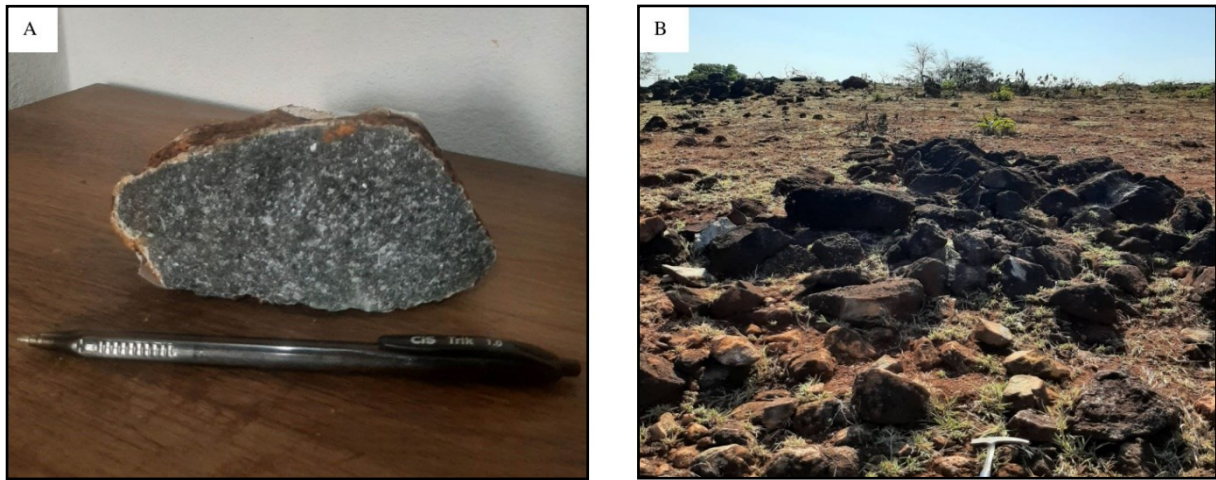


7. PETROGRAFIA

7.1. Metadiabásio

O metadiabásio apresenta coloração preta, com borda de intemperismo que exibe uma coloração esbranquiçada a ocre. A estrutura dessa rocha é maciça e a textura blastosubofítica, apresentando granulação que varia entre fina a média. A composição é indicativa de metadiabásio, sendo formada por actinolita (50%) e plagioclásio (50%).

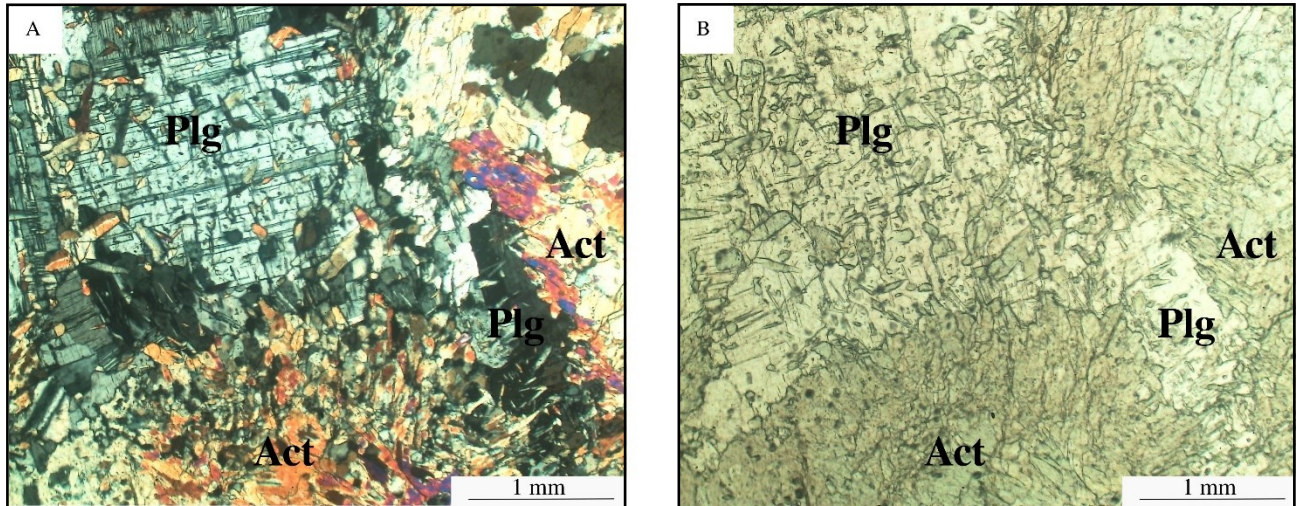
Figura 11: Afloramento de metadiabásio. A) metadiabásio da amostra MP11 B) Fotografia do afloramento de morro de blocos do ponto 11, na qual está inserido a amostra MP11



O plagioclásio se apresenta como cristais com formato subeuédricos, tendo os contatos entre os minerais sendo tipo denteado ou lobulado. O mineral apresenta geminação do tipo albita (Figura 12-A). A partir da técnica de *levi michel* foi verificada uma composição entre albita e labradorita. A dimensão dos cristais variando entre 1,5 e 4 mm.

A actinolita apresenta cristais aciculares de formatos que variam do subeuédricos ao anédricos que se organizam na forma de agregados (Figura 12-B). Esses cristais podem ocorrer intercrescidos com os plagioclásios. O pleuroísmo é fraco, com cores variando entre o verde escuro e o amarelo (Figura 12-B). A dimensão dos cristais varia de 0,05 e 0,4 mm.

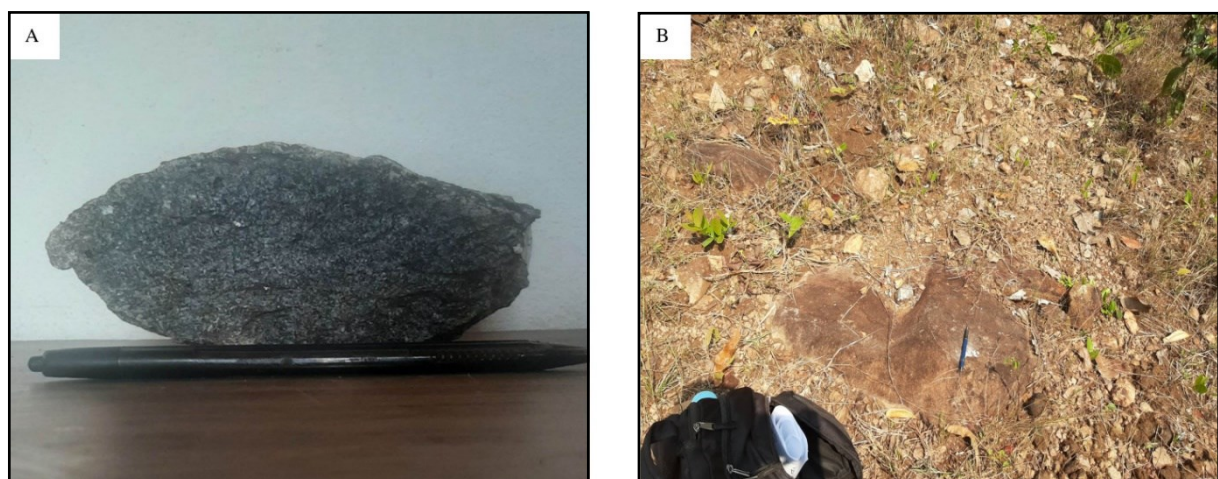
Figura 12: Fotomicrografia indicando a ocorrência composicional e textural do metadiabásio. **A e B)** Contato lobulado entre a actinolita e os plagioclásios, com intercrescimento de cristais de actinolita no plagioclásio.



7.2. Anfibolito

Os anfibolitos apresentam coloração que varia de tons de cinza a pretos, a estrutura é maciça e a textura pode ser tanto nematoblástica como granoblástica (Figura 13). A granulação alterna entre fina e média.

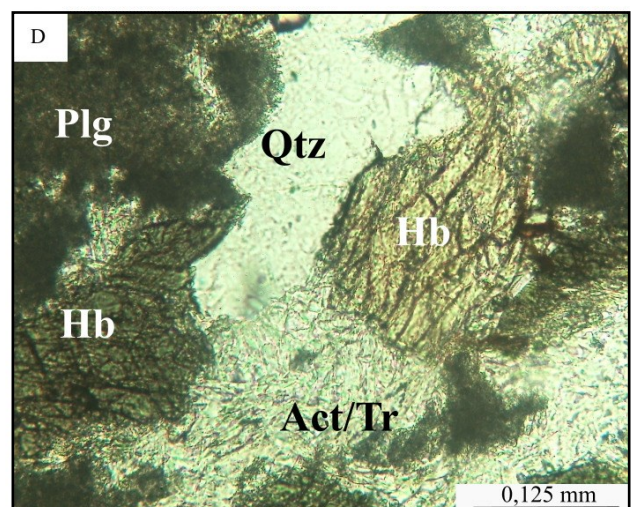
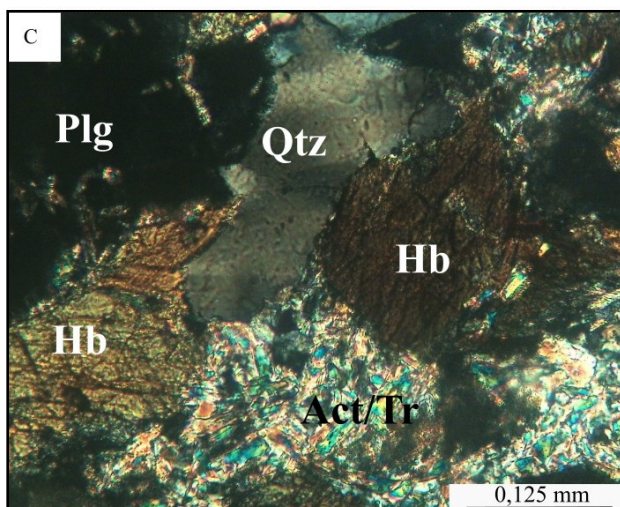
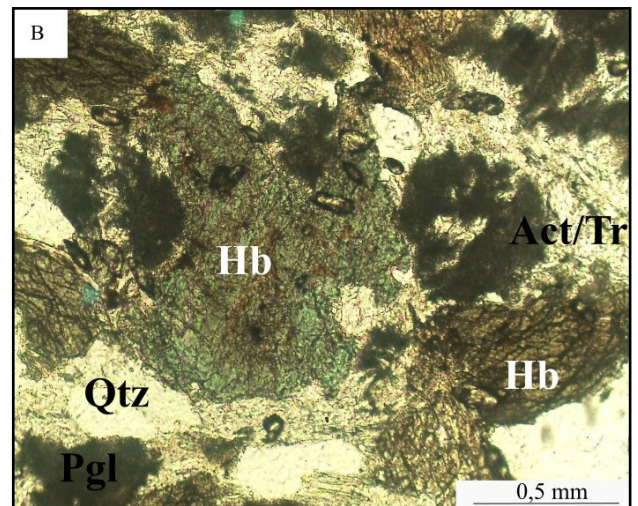
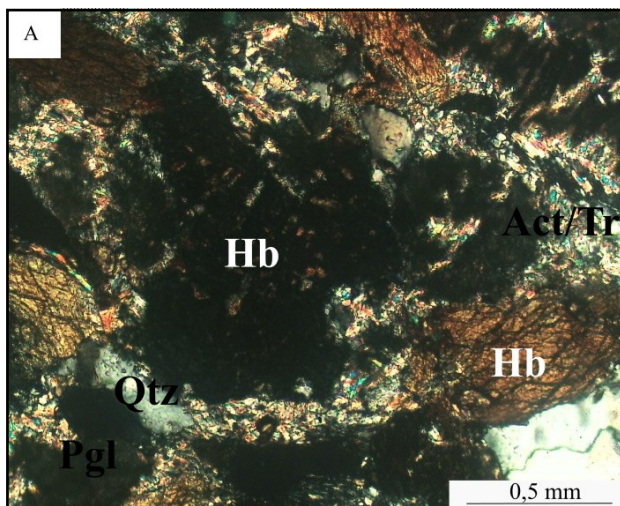
Figura 13: Afloramento do ponto 2 do corpo de anfibolito. **A)** Anfibolito da amostra MP2, que apresenta estrutura maciça e textura nematoblástica. A granulação da rocha é fina, sendo composto por plagioclásios e anfibólios; **B)** Fotografia do afloramento de blocos do ponto 2.



A mineralogia é dos anfibolitos varia entre os corpos mapeados, sendo sua composição geral formada por hornblenda (0-65%), actinolita (5-35%), tremolita (1%), plagioclásio (25-35%), epídoto (>1%), quartzo (10-20%), biotita/flogopita (3%), clorita (1%) e opacos.

A hornblenda tem cristais de formato anédricos e hábito granular. Apresenta forte pleuroísmo podendo ocorrer com cores, verde escura, amarelo e alaranjado. Nas bordas dos cristais de hornblenda aprestam microcristais de tremolita (Figura 14). A dimensão das hornblendas é próxima a 1 mm.

Figura 14: Fotomicrografia das hornblendas em contato lobulado com os quartzos. **A e B)** Com os nicóis descruzados é evidenciado as tremolitas incolores, com cristais de granulação fina. **C)** Quartzo com extinção ondulante em contato lobulado com o plagioclásio e com a hornblenda. **D)** Hornblenda com pleuroísmo forte com cor que varia de verde ao amarelo.



O quartzo ocorre como cristais anédricos e apresentam extinção ondulante, e ou recuperação de contato. O contato com os demais minerais pode ser irregular, retilíneo ou lobulado (Figura 15-A).

A actinolita apresenta-se com cristais anédricos a subeuédricos, com pleuroísmo fraco de cor verde clara a verde pálida. O contato com os demais minerais pode ocorrer retilíneos ou irregulares, com indícios do consumo da actinolita/tremolita pela biotita/flogopita e pela clorita, já que pode formar solução sólida com a tremolita na amostra MP2 (Figura 14-D).

O plagioclásio ocorre como pseudomorfo, que possuem morfologia que varia de granular e prismática, subeuédrico a anédricos (Figura 15-A; Figura 15-C). Sua constituição é formada por agregados microcristalinos de materiais terrosos, em porções do pseudomorfos é possível reconhecer a geminação do tipo albita, indício de plagioclásio primário como formador, ao longo da linha de geminação é possível identificar cristais de epidoto de tamanho muito fino.

A clorita apresenta cristais placoides e subédricos, ocorrendo associado aos cristais de biotita/flogopita com relação de consumo (Figura 16-A), podendo também apresentar relações de consumo com as actinolita/tremolitas que ocorre em menor grau. A biotita/flogopita é formada por cristais micáceo de formato subédricos a anédricos, com pleuroísmo forte, de cor laranja amarronzado a incolor.

A biotita/flogopita atua no rearranjo das assembleias minerais do anfíbolito, como parte resultante dos processos metassomáticos incidentes na rocha, sendo visto na actinolita/tremolita que apresenta alguns cristais alterados na formação da biotita/flogopita, já com as cloritas a relação e de consumo da biotita formação da clorita (Figura 16-A; Figura 16-B)

Figura 15: Fotomicrografia da MP22. **A e B)** Agregados de actinolita no anfibolito. Microcristais de tremolita inseridos entre as massas de plagioclásio sereticizados **C e D)** Quartzo com extinção ondulante. Pseudomorfo de plagioclásio que sofreu processo de seritização.

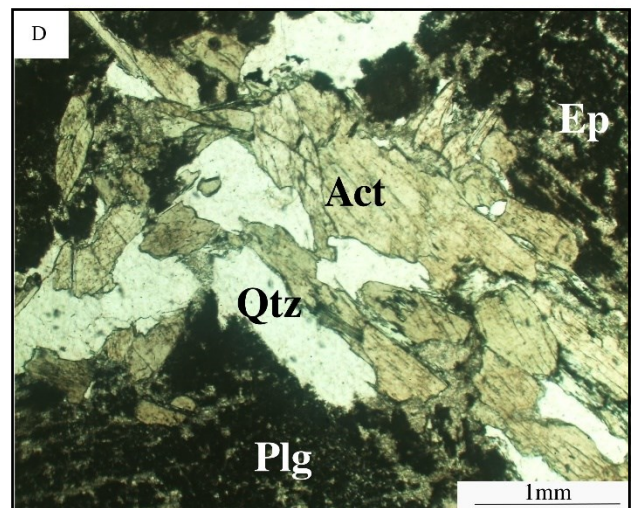
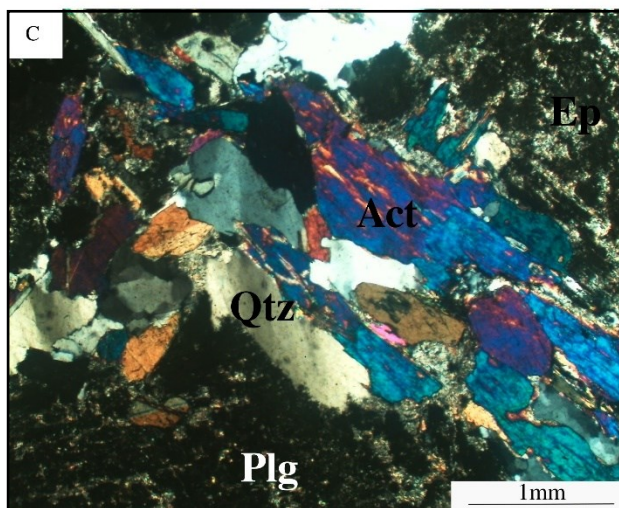
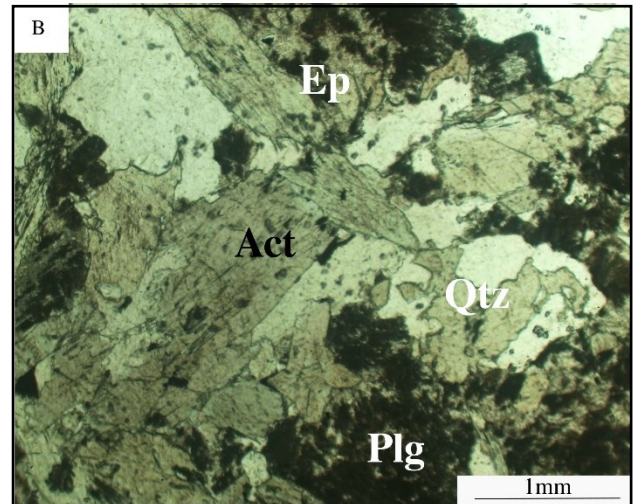
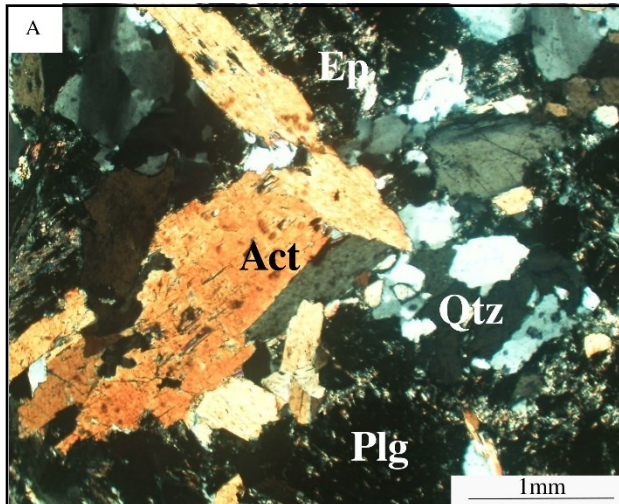
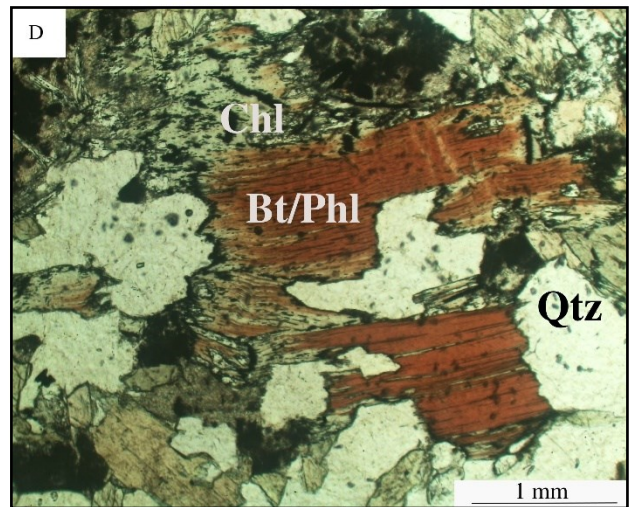
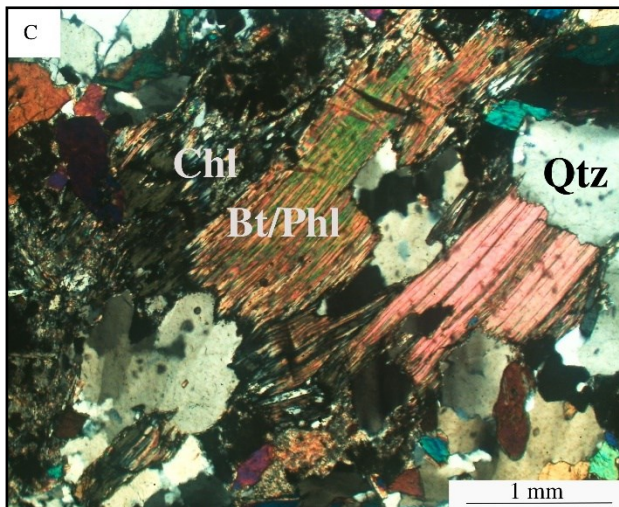
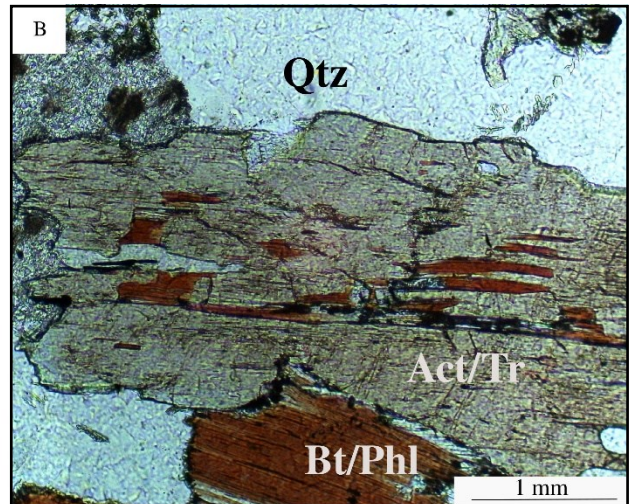
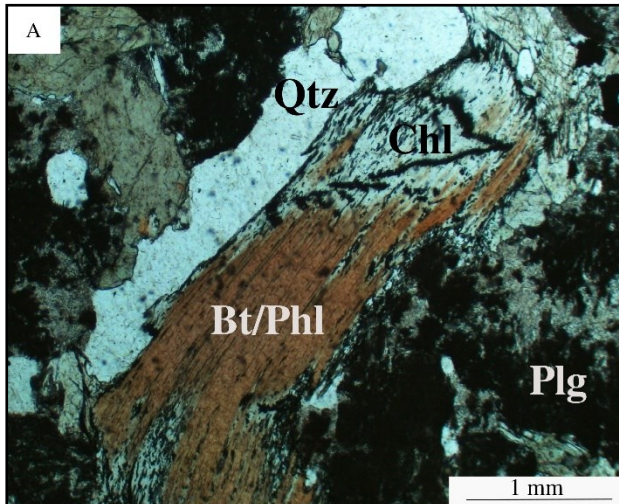


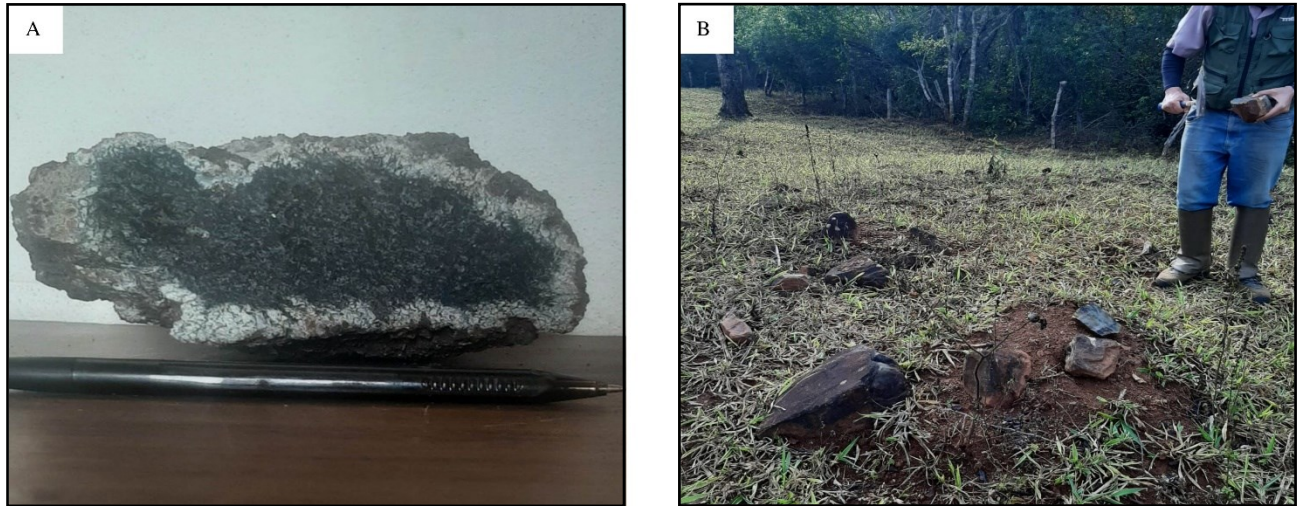
Figura 16: Fotomicrografia das alterações metamórficas das ocorrências de biotita/flogopita nos anfibolitos. **A e B)** Reação de consumo da solução solida de Bt/Phl por clorita; **B e C)** Consumo da solução solida de Act/Tr por Bt/Phl



7.3. Metaperidotito

O metaperidotito apresenta coloração preta, com estrutura maciça e textura granoblástica. A granulação da rocha é muito fina, apresentando alteração de coloração branca por ação de processos intempéricos (Figura 17).

Figura 17: Afloramento metaperidotitos do ponto MP10. **A)** metaperidotito da amostra MP10. **B)** Morro de blocos do corpo metaultramáficos formado por metaperidotito

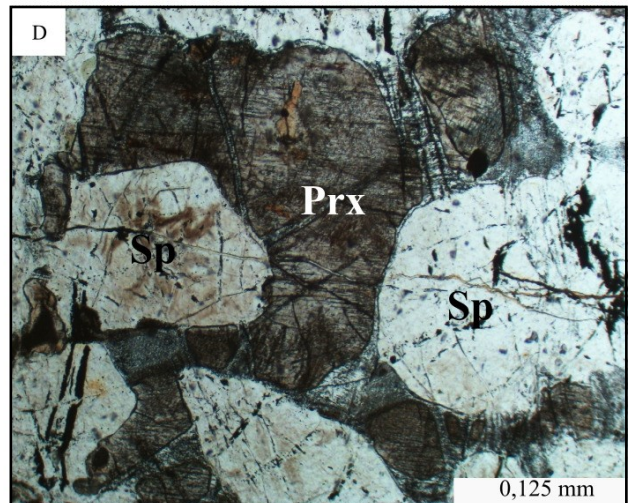
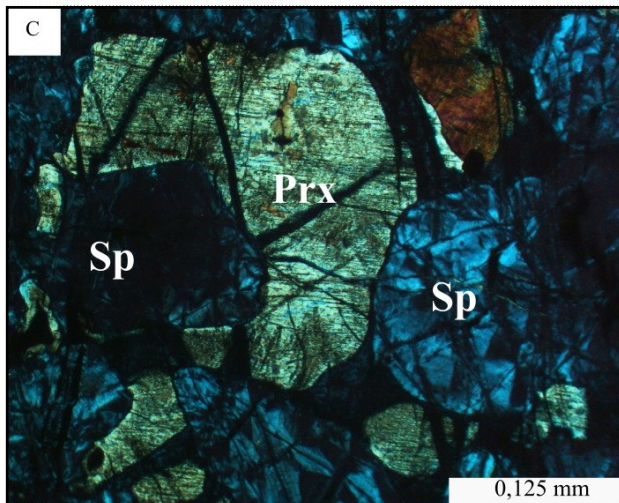
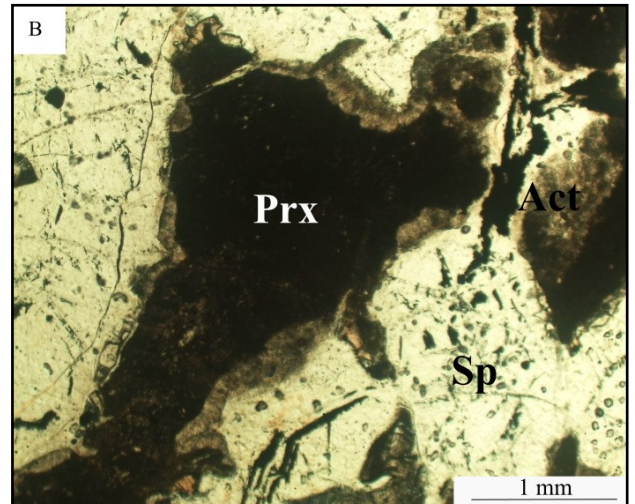
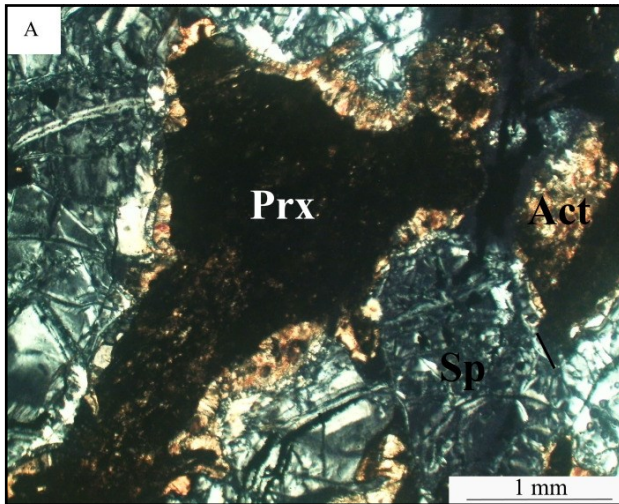


A mineralogia dos metaperidotitos é composta por serpentina (65%), piroxênio (24%), olivina (5%), actinolita (1%) e opacos (5%)

A serpentina é incolor, apresenta cristais subeuédricos. Sua formação proveniente do consumo das olivinas e evidenciada pela textura reliquiar, onde o formato do cristal de olivina é preservado, com a serpentina englobando o interior (Figura 19).

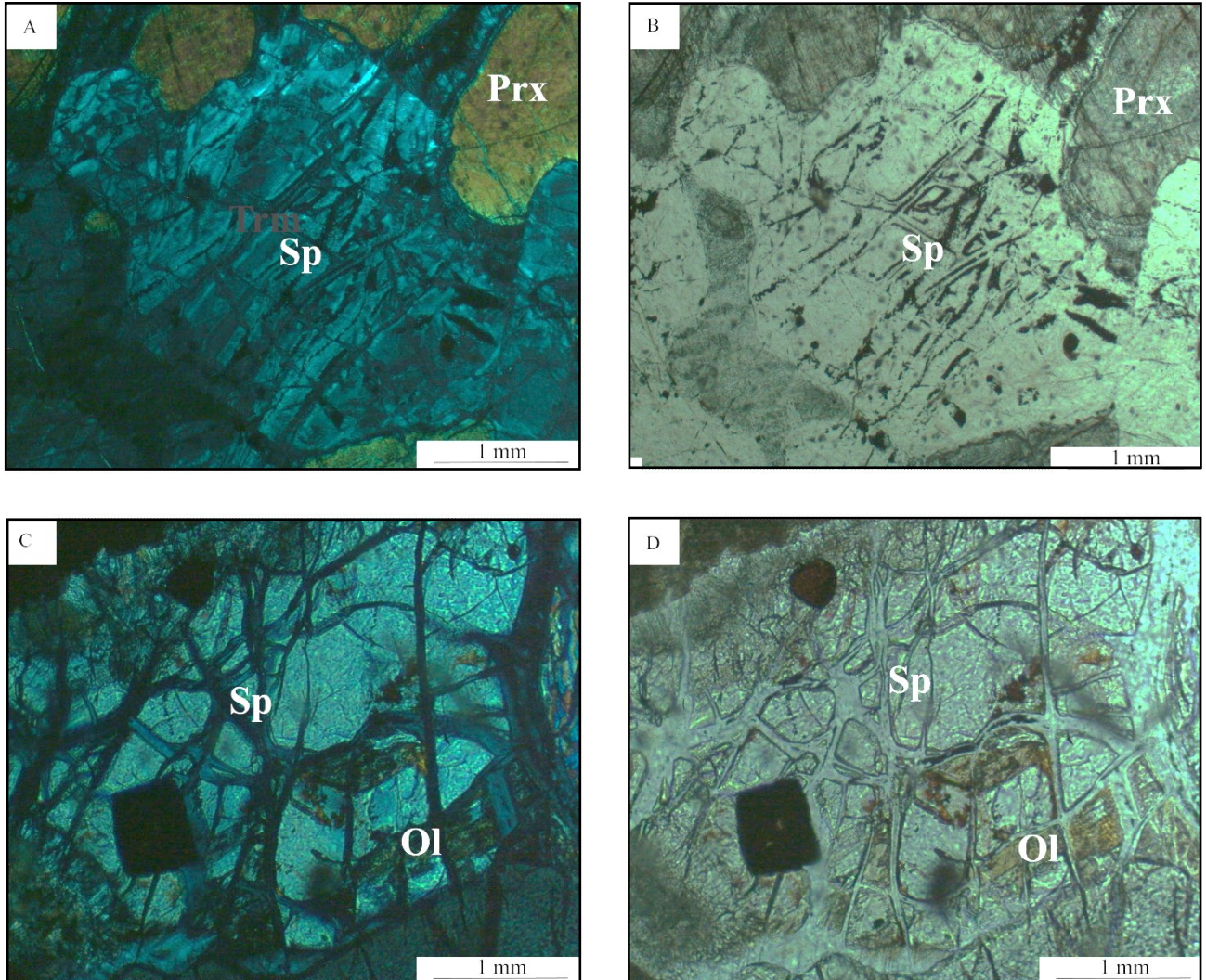
O piroxênio pode ocorrer bem preservado ou intensamente alterado (Figura 19), com textura de corona nas bordas do mineral formadas por actinolita (Figura 19-B).. Os contatos com as serpentinas e olivinas é lobulado. (Figura 19-D). No metaperidotito os piroxênios são compostos pela enstatita, que apresenta caráter magnesiano.

Figura 18: Fotomicrografia da serpentina no metaperidotito. Fotomicrografia da amostra MP10. A e B) Piroxênio intensamente alterado com corna de alteração. C e D) Pseudomorfos de olivina formados por serpentina, com piroxênio bem preservado.



A olivina é formada por cristais euédrico a subeuédricos de hábito granular. Sua ocorrência se dá em microcristais de olivina inseridos numa matriz formada por serpentina, estando inseridos em pseudomorfos dos primários de olivinas (Figura 19). A dimensão varia entre 0,5 mm e 1 mm. Na serpentinização o formato do cristal é preservado, enquanto seu interior em partes fora consumido formando serpentinas (Figura 18).

Figura 19: Fotomicrografia da olivina nos metaperidotitos Fotomicrografia da amostra MP10. **A e B)** Textura reliquiar da forma geométrica da olivina alterada por processos metassomáticos. **C e D)** Textura mesh da relação da olivina com a serpentina no pseudomorfo do mineral primário.



Os minerais opacos apresentam formatos que variam do anédricos para o subeuédrico, com formatos dendrítico acompanhado as serpentinhas (Figura 19). As dimensões apresentam intervalos de 0,005 a 1 mm.

7.4. Clorita-Tremolita *Fels*

O clorita-tremolita *fels* tem a coloração que variam entre verdes escuras e pretas. A estrutura é maciça e a textura é granoblástica, com os minerais apresentando granulação muito fina. Entre os corpos mapeados foram identificadas variações internas nas características dos clorita-tremolita-

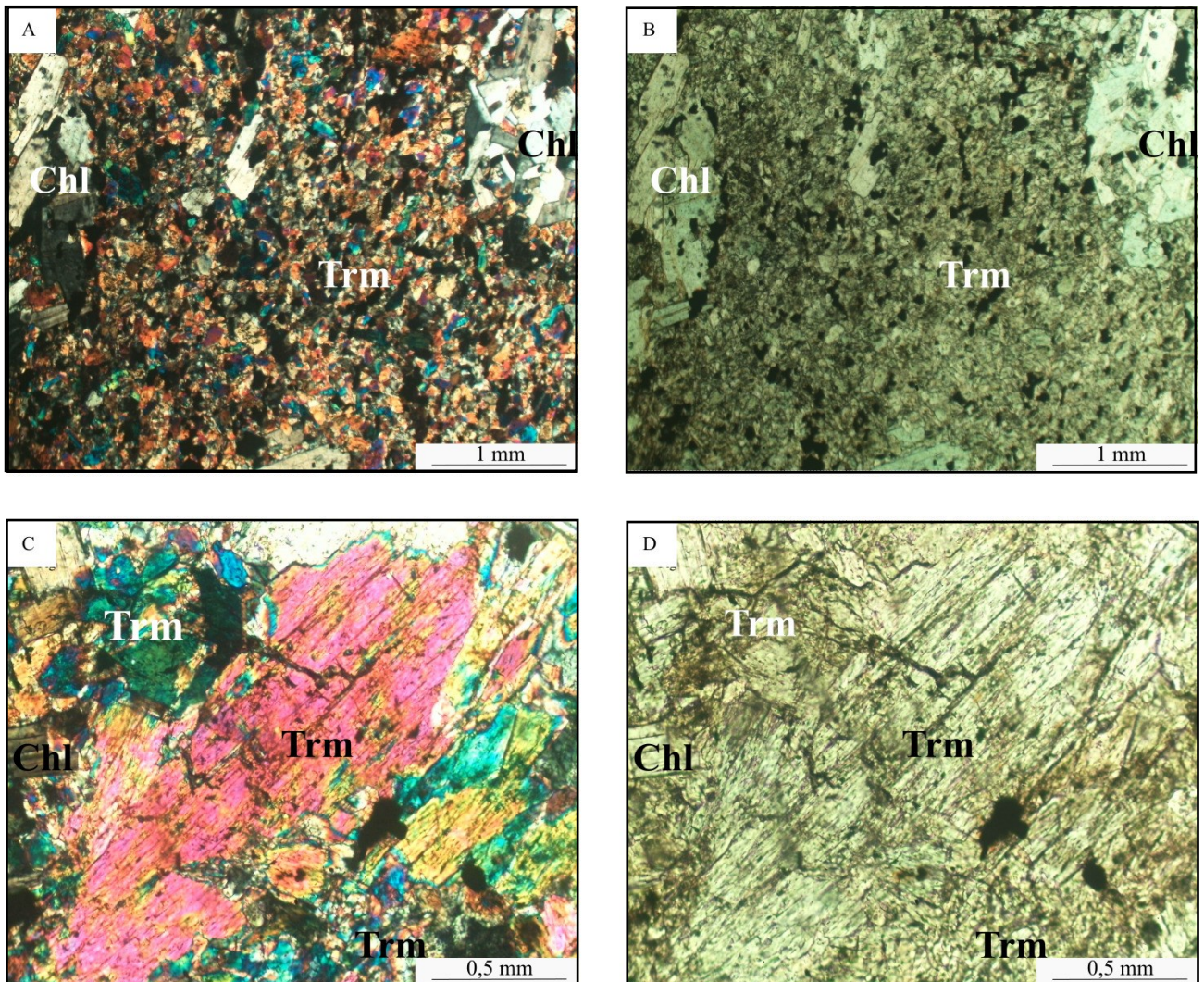
fels entre a tremolita e das cloritas, sendo observado variações das proporções mineralógicas e de granulação (Figura 20). A mineralogia principal é composta por tremolita (40-70%), clorita (10-40%), já a secundária é composta por quartzo (>1%), flogopita (>1%), piroxênio (>1%) e minerais opacos (3%).

Figura 20: Afloramento do ponto 3 composto de clorita-tremolita fels. A) Fotografia da clorita-tremolita-fels da amostra MP3 B) Afloramento da amostra MP3 do corpo A formada por rochas metamáficas e metaultramáficas.



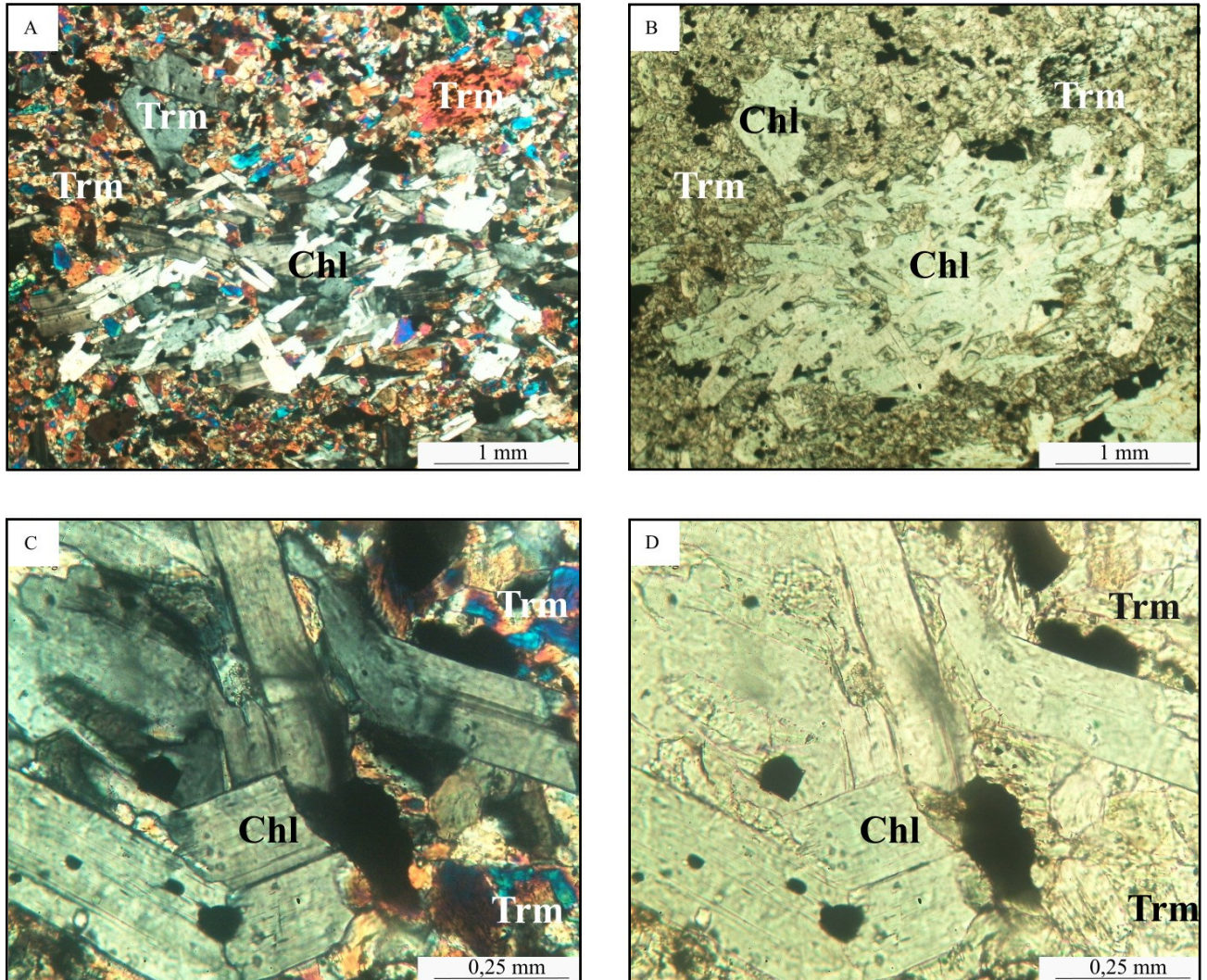
A tremolita é incolor, sendo formada por cristais subeuédrico e anédricos. Tem hábito granular (Figura 21-A), sendo que nas amostras de clorita-tremolita *fels* os cristais de tremolita ocorrem sobre três formas, como microcristais de tamanho muito fino 0,01 mm a 0,05 mm, como cristais de tamanho médio ou como porfiroblastos(Figura 21-A; Figura 21-C).

Figura 21: Fotomicrografia da amostra CMC-02-05-57 com presença de porfiroblastos de tremolita no clorita-tremolita *fels*. **A e B)** Porfiroblastos de Tremolita, tendo a matriz formada por grãos menores de tremolita e de clorita magnesiânica. **C e D)** Porfiroblastos de tremolita com textura reliquiar do piroxênio.



A clorita é euédrico ou subeuédrico, com hábito prismático. Apresenta duas formas de ocorrência que está refletido na sua birrefringência. A magnesiânica com a birrefringência baixa predomina nas rochas. As cloritas apresentam-se dispersas na matriz ou em aglomerados (Figura 22-A; Figura 22-B). Pode ocorrer variação nos percentuais de clorita em relação a amostra coletada. As dimensões dos cristais variam de 0,2 a 1 mm.

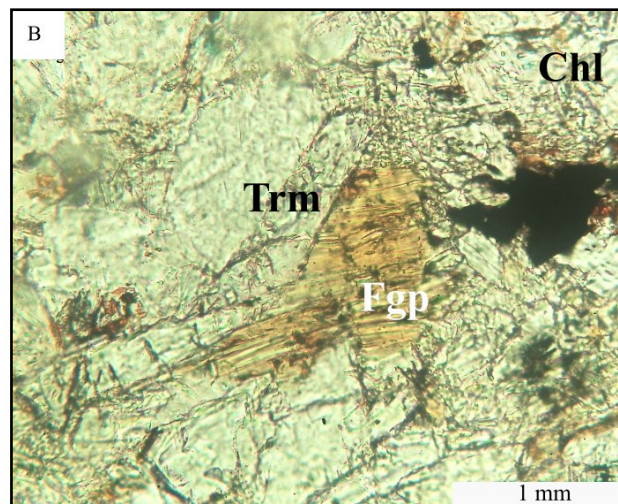
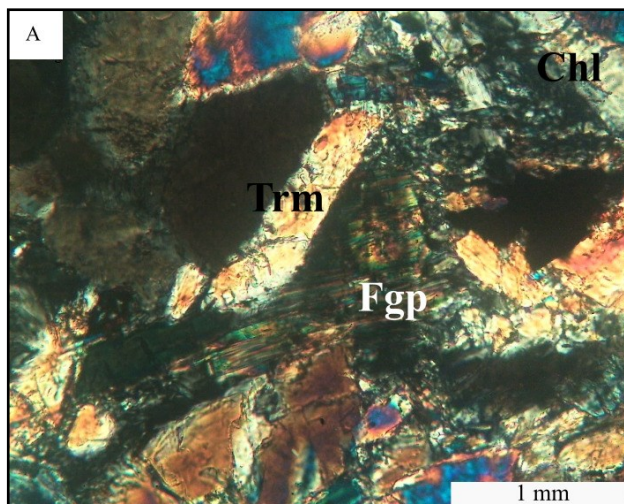
Figura 22: Agregados de clorita da amostra MP8 no clorita-tremolita-fels. Fotomicrografia da amostra MP8. **A e B)** Zona onde é formado um agregado de cloritas **C e D)** A clorita na apresenta sua extinção marcada pela clivagem.



O quartzo é formado por cristais anédricos, apresentando extinção ondulante. Estando inserido nos interstícios dos cristais de tremolita e clorita, os cristais apresentando dimensões entre os 0,2 e 5 mm.

A flogopita apresenta cristais de formatos subeuédrico de hábito lamelar, o pleocroísmo é fraco de cor amarela. Os cristais apresentam dimensões entre 0,5 e 1 mm (Figura 23).

Figura 23: Fotomicrografia da amostra MP20 com ocorrência de flogopita no clorita-tremolita-fels. Fotomicrografia da amostra MP20. **A e B)** A flogopita apresenta habito lamelar com clivagem bem marcada em uma direção. O pleucroísmo médio com sobre cor amarelada



8. DISCUSSÃO

O presente capítulo pretende discutir os possíveis protólitos das rochas descritas, as paragêneses e os processos metamórficos atuantes, a partir dos produtos gerados pela petrografia e o mapeamento geológico.

8.1. Possíveis protólitos das rochas máficas

A partir dos tópicos anteriores foram identificadas as rochas metamáficas como metadiabásio e anfibolitos. No caso do metadiabásio, a textura blastosubofítica e a textura ígnea preservada dos cristais de plagioclásio indicam claramente a origem ortoderivada dessa rocha.

Já nos anfibolitos descritos, não foram observadas texturas ígneas preservadas e nem a presença de titanita associada aos anfibólios e /ou aos minerais opacos, que também poderia ser um indicativo de uma rocha ortoderivada.

8.2. Filiação e protólito das rochas ultramáficas

As rochas ultramáficas que foram mapeadas são representadas por metaperidotito e clorita-tremolita *fels*, e a mineralogia, textura e estrutura dessas rochas indicam claramente que são rochas de origem metamórfica. Não foram encontrados diques máficos e ultramáficos atribuídos ao Grupo Mara da Corda, mapeados pelo Projeto Vazante (FEBOLÍ, 2017) na área de estudo.

O metaperidotito e o clorita-tremolita *fels* apresentam composição mineralógica e feições texturais/estruturais semelhantes às rochas metaultramáficas que são atribuídas ao Grupo Araxá (SEER, 2001). O metaperidotito apresenta pseudomorfos de enstatita e olivina que indicam para um protólito de granulação média, que provavelmente possuía um volume maior de enstatita em relação a olivina. O clorita-tremolita *fels* não apresenta feições reliquiares preservadas que

permitam discutir qual seria o protólito desta rocha, entretanto essa se rocha formou a partir de uma rocha ultramáfica.

8.3. Paragênese das rochas metamáficas

Segundo as paragêneses observadas, as condições do metamorfismo registradas nas rochas metamáficas estão em fácies anfíbolito, com retrometamorfismo em fácies xisto verde inferior. As rochas metamáficas são de grande utilidade para as discussões sobre metamorfismo, pois geram paragêneses diagnósticas desde o anquimetamorfismo até o alto grau metamórfico.

O plagioclásio nas rochas metamáficas formam solução sólida entre a albíta e anortita (Equação 1). No trabalho são presentes a albíta e labrodorita, ocorrendo nos metadiabásio ou sob forma alterada nos anfíbolitos. A albíta passa a ser estável na fácies prehnita-pumpellyita entre 150 e 300°C, a partir da reação de consumo das zeólitas. A labrodorita, no entanto passa a ter estabilidade a 500°C (BUCHER & GRAPES, 2011).

Equação 1: Formação da Albíta



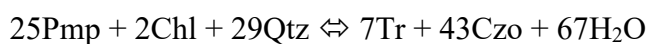
Fonte: (BUCHER & GRAPES, 2011)

A solução sólida formada pela actinolita e tremolita nas rochas metamáficas são estáveis a partir de 300° C, sendo formada pelo consumo da prehnita (Equação 2), ou pelo consumo da pumpellyita (Equação 3). A actinolita e tremolita são estáveis até temperaturas entre 450° C. A partir dessa temperatura tais minerais são progressivamente consumidos formando as hornblendas. No metadiabásio as actinolitas anédrica com dimensões inferiores a 0,5 mm, pois durante o metamorfismo não há indícios que a catálise tenha sido promovida pela deformação, o que também contribuiu para a preservação da textura ígnea. Já nos anfíbolitos, os cristais subédricos bem desenvolvidos de actinolita, pode indicar possível contribuição da deformação para um reequilíbrio total da rocha. Nas clorita-tremolita fels a tremolita é o único anfíbólio estável, não apresentado texturas de consumo e de reação.

Equação 2: Formação das actinolitas/tremolitas pelo consumo da prehnita



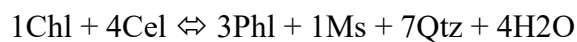
Equação 3: Formação das actinolitas/tremolitas pelo consumo da pumpellyita



Segundo Bucher & Grapes (2011), a hornblenda passa a ser estável a partir de temperaturas entre 450° C, na transição da fácies xisto verde para fácies anfíbolito. A sua formação decorre do consumo da actinolita, tremolita e albita. No anfíbolito da amostra MP22 a hornblenda é o anfíbólio predominante, enquanto a actinolita apresenta microcristais. O pleuroísmo sobre cor verde-claro é indicativo da condição metamórfica que apresenta (BUCHER & GRAPES, 2011).

A flogopita, segundo Bucher & Grapes (2011), é parte das soluções sólida da das biotitas. A ocorrência é a partir 500 °C, sendo característico da zona de transição da fácies xisto verde para a anfíbolito. Sua formação pode decorrer da alteração da mineralogia do protólito ao longo do metamorfismo, ou sobre ação metassomáticas em fluidos ricos em K e Ca. Nos anfíbolitos é presente o desequilíbrio da flogopita, resultando na reação de consumo da flogopita formando a clorita (Equação 4).

Equação 4: Formação Flogopita pelo consumo da clorita



Fonte: (BUCHER & GRAPES, 2011)

O epidoto forma-se a 150° a 300 C, sua estabilidade segundo Bucher & Grapes (2011) ocorre com a substituição das zeólitas na transição para fácies prehnita- pumpellyita. No anfíbolito o epidoto é associado a pseudomorfos de plagioclásio, formando microcristais (Figura 14).

A clorita é estável a 150 ° C, sua formação inicia-se na fácies zeólita. Formando-se decorrente da reação de consumo de argila minerais ou da reação de metassomáticas (Equação 4). A partir da fácies anfíbolito (500° C), a clorita perde estabilidade (BUCHER & GRAPES, 2011). Nos anfíbolitos do trabalho, a clorita apresenta relação de consumo com a biotita, com borda zoneada da biotita formada pela clorita.

Equação 5: Reação de formação da clorita



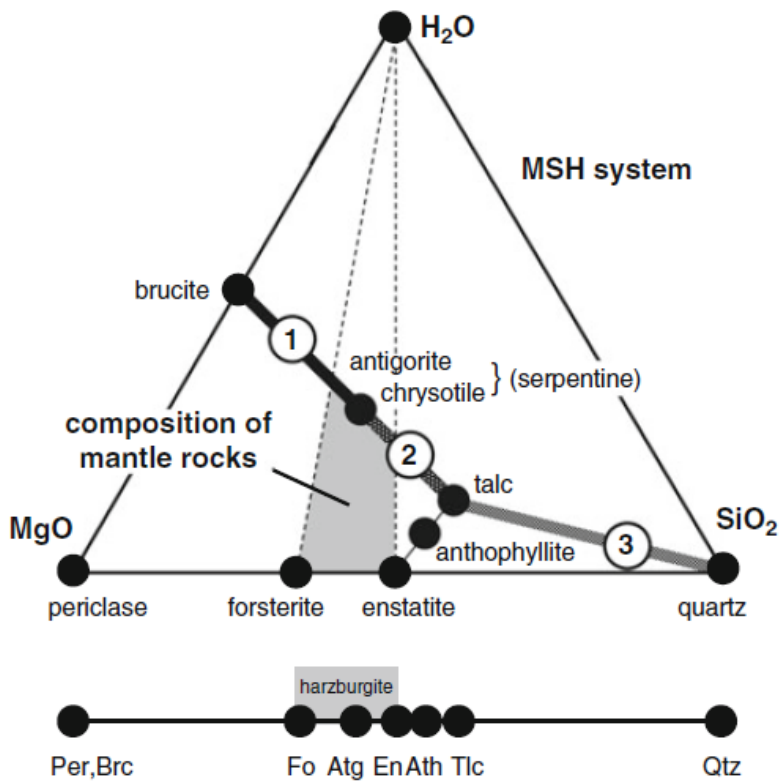
8.4. Paragênese das rochas metaultramáficas

A paragênese das metaultramáficas encontradas no trabalho é condicionada aos processos metamórficos e metassomáticos atuantes nas assembleias ultramáficas anídras. Nos metaperidotitos a mineralogia e texturas metamórficas apresentam resquícios das rochas pretérita, enquanto que nos clorita tremolita *fels* não foram observadas texturas ou minerais reliquiais.

As paragêneses do metaperidotito será discutida no sistema MSH, pois a assembleia mineral observada é predominantemente magnésiana (enstatita, olivina e serpentina). Já as paragêneses do clorita-tremolita *fels* serão discutidas no sistema CMASH, devida a presença da tremolita e da clorita.

A olivina (forsterita) representa mineralogia reliquiar do protólito ultramáfico, sendo estável até temperaturas de 400°C (Figura 24), abaixo dessas condições esse mineral será consumido para formação de antigorita (Equação 6). A serpentinização também pode ocorrer pela formação de crisótilo (Equação 8 e Equação 9).

Figura 24: Diagrama ternário do sistema MSH nas rochas metaultramáficas

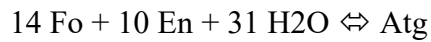


Fonte: (BUCHER & GRAPES, 2011)

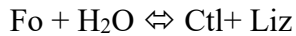
Não foram utilizadas técnicas para determinar o tipo de serpentina presente na rocha, como difratometria de raios X, ou espectrometria raman. Entretanto, foi observada a textura *mesh* no metaperidotito e é proposto que essa textura se desenvolve em condições de baixa temperatura e/ou baixa intensidade de deformação e recristalização; também que a variedade mais comum da serpentina na textura *mesh* é a lizardita (MALTMAN, 1984). Outro fator que corrobora para uma

serpentinização mais estática é a presença de pseudomorfos no metaperidotito descrito, assim é mais provável que lizardita seja a variedade de serpentina presente na rocha.

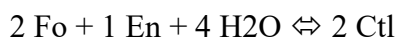
Equação 6: Consumo da enstatita e forsterita na formação antigorita



Equação 7: Consumo da forsterita no processo de serpentinização

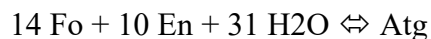


Equação 8: Formação do crisótilo na serpentinização



A enstatita é estável no sistema MSH em temperaturas superiores ao intervalo 520°C e 620°C (Figura 24), abaixo dessas temperaturas esse mineral irá se transformar em antigorita (Equação 7). Também, é possível que essa serpentinização ocorra em temperatura mais baixas, formando crisótilo, ao invés de antigorita (Equação 8). Como discutido anteriormente, a presença da textura *mesh* é um indicativo que a temperatura de serpentinização tenha sido mais baixa.

Equação 9: Consumo da enstatita e forsterita sobre ação de fluidos na formação de antigorita

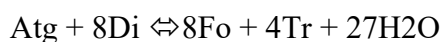


A paragênese do clorita-tremolita *fels* é caracterizada pelo sistema CMASH e formada por clorita e tremolita, o quartzo ocorre em menor proporção que 1%, sendo pouco abundante em rochas ultramáficas e de baixa efetividade na identificação do grau metamórfico.

A flogopita é estável a 500 ° C sua ocorrência é restrita a amostra CMC-05-57 (Figura 23). Sua ocorrência é limitada no clorita-tremolita *fels* (> 1%). Podendo ser formada pelo consumo da clorita, sobre condições de metamorfismo superior a fácies anfíbolito, ou pelo metassomatismo da tremolita sobre ação de fluidos hidrotermais ricos e Ca e K.

A tremolita é formada a 350 ° C, gerada na reação de consumo do diopsídio na serpentinização (Equação 10), A estabilidade da reação pode ser alterada pela presença de fluidos, ampliando o campo de ocorrência da tremolita que ocorre até a facie granulito. (BUCHER & GRAPES, 2011)

Equação 10: consumo do diopsídio na serpentinização



Atg- Antagorita; Di- Diopsídio; Fo- Forsterita; Tr-Tremolita; **Fonte:** (BUCHER e GRAPES, 2001)

Equação 11: Consumo da tremolita nas assembleias lherzolíticas



En- Enstatita; Di- Diopsídio; Fo- Forsterita; Tr-Tremolita; **Fonte:** (BUCHER e GRAPES, 2001)

A clorita magnésiana apresenta estabilidade que varia desde anquimetamorfismo (150° C). No metamorfismo orogênico e de contato a clorita é rearranjada em assembleias mais estáveis (Equação 12). As cloritas do trabalho é predominantemente magnésiana (Figura 22), sendo estáveis até o limite da fácies anfibolito (Equação 12), enquanto as cloritas ricas em Mg são estáveis até o limite da fácies granulito 800° C.

Equação 12: Consumo da clorita na formação da olivina

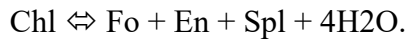
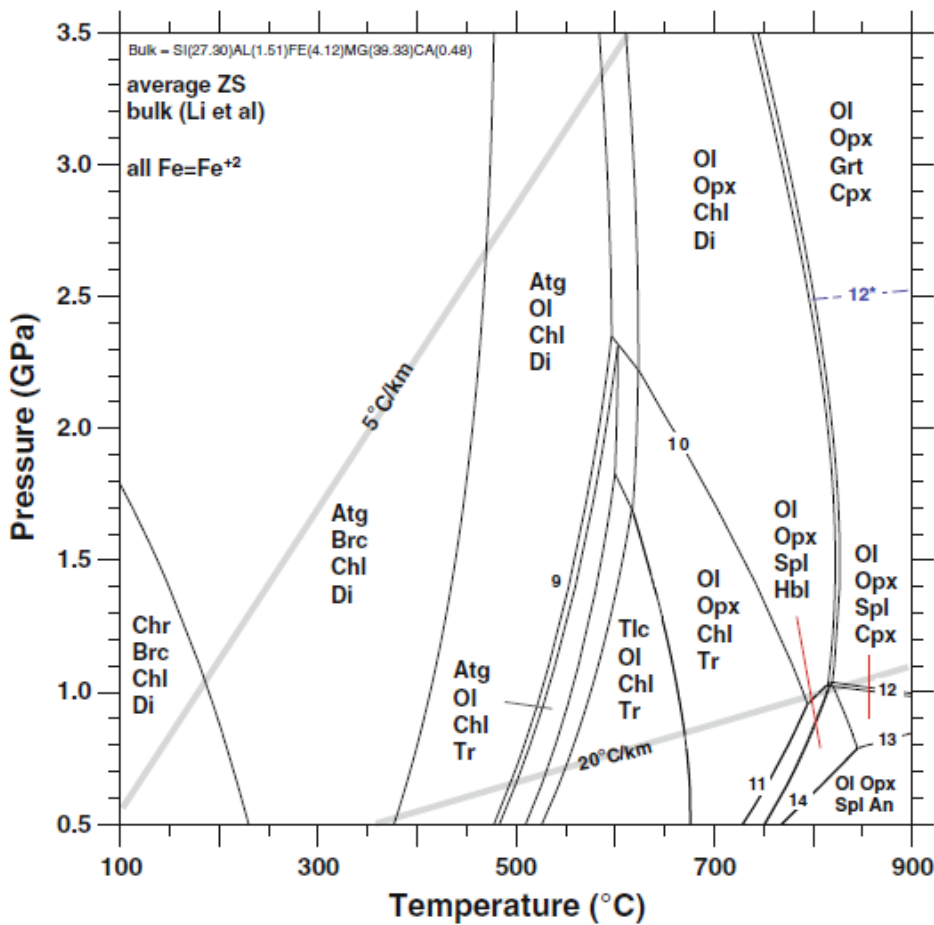


Figura 25: Diagrama de estabilidade de rochas de composição de serpentinitos no sistema CMASH



Fonte: (BUCHER & GRAPES, 2011)

8.5. Fácies metamórficas

Nas rochas metamáficas foram identificadas as paragêneses formadas pelo plagioclásio + hornblenda + biotita/flogopita + quartzo + tremolita e pela actinolita + tremolita + epídoto + plagioclásio e quartzo, com a amostra MP22 apresentando predomínio da hornblenda sobre as actinolita/tremolita, que é um indício de maior tempo de equilíbrio das paragêneses na fácies anfíbolito, embora a presença da solução sólida de Act/Tr seja uma evidência do início de um reequilíbrio das paragêneses xisto verde. Já no anfíbolito, MP2, e no metadiabásio, MP11, a flogopita/biotita que formam a solução sólida apresentam zoneamento mineral formado pela clorita, na reação de consumo. A estabilidade da clorita é característica da fácies xisto verde, enquanto a flogopita/biotita são estáveis na fácies anfíbolito. Pela paragênese do restante da rocha é evidente o predomínio de assembleias minerais estais em condições xisto verde.

Já nas rochas metaultramáficas as paragêneses identificadas são compostas por: clorita + actinolita + tremolita + quartzo; serpentina; e olivina (forsterita) + piroxênio (enstatita), sendo predominante no clorita-tremolita *fels* a paragênese formada pela clorita e tremolita, e no metaperidotito pela serpentina e actinolita/tremolita. Indicativo da estabilidade sob fácies xisto verde, as texturas e minerais reliquiares reforçam tal evidência.

Deste modo, o metamorfismo que atuou sobre tais rochas, metamáficas e metaultramáficas, foi entre fácies xisto verde e fácies anfíbolito, e as condições de equilíbrio foram na fácies xisto verde. Também, no metadiabásio e no metaperidotito o metamorfismo provavelmente se desenvolveu de maneira mais estática, preservando texturas e minerais reliquiares e ausência de foliações metamórficas.

Tabela 1: Paragêneses observadas nas rochas metamáficas e metaultramáficas do Córrego do Brejão e Altinho

Amostra	Rocha	Paragênese Observada	Fácies Metamórfica
CMC-02-05-57	Clorita-tremolita <i>fels</i>	Chl + Trm + Qtz + Phl	Xisto Verde
MP3	Clorita-tremolita <i>fels</i>	Chl + Trm + Qtz	Xisto Verde
MP8	Clorita-tremolita <i>fels</i>	Chl + Trm	Xisto Verde
MP9	Clorita-tremolita <i>fels</i>	Chl + Trm + Qtz	Xisto Verde
MP20	Clorita-tremolita <i>fels</i>	Chl + Trm	Xisto Verde

MP10	Metaperidotito	(Prx + Ol) (Act + Sp)	Xisto Verde
MP22	Anfibolito	(Hb + Plg + Qtz) Act + Tr	Anfibolito
MP2	Anfibolito	Act + Bt + Chl+ Ep + Phl+ Qtz + Plg	Xisto Verde Anfibolito
MP11	Metadiabásio	Act + Ab + Ldt	Xisto Verde

8.6. Retrometamorfismo

O registro do retrometamorfismo nas rochas do trabalho foi observado no anfibolito da amostra MP2 (Figura 13), por meio da reação de consumo da Bt/Phl na formação da clorita (Figura 16-C; Figura 16-D), indicando que a rocha apresentou um processo de reestabilização das assembleias minerais sob menor grau metamórfico.

9. CONCLUSÃO

Ao longo do desenvolvimento do trabalho foi realizado a identificação das rochas metamáficas e metaultramáficas que ocorrem no Córrego do Brejão e Altinho, a partir das etapas de mapeamento geológico e petrografia, visando a identificação da origem dos protólitos das metamáficas e a unidade na qual é correspondente as rochas metaultramáficas.

A gênese das rochas metamáficas do trabalho indicam condições de metamorfismo sobre fácies xisto verde e anfibolito, com a amostra MP2 identificando feições de retrometamorfismo em fácies xisto inferior, marcado pelo consumo da Bt/Phl por clorita. No metadiabásio as texturas reliquiares identificadas na etapa da petrografia, propiciaram a identificação do protólito ortoderivado, diabásio. Já o anfibolito apresenta características composicionais que podem indicar uma proveniência paraderivada, devido aos altos teores de quartzo e pela presença de Bt/Phl (Figura 16). Podendo, no entanto, ser uma rocha ortoderivada, sendo o quartzo possivelmente associado a perda de sílica em maiores gradientes metamórficos, fácies anfibolito, e as Bt/Phl provenientes totalmente produto do metassomatismo nas rochas metamáficas.

Na área de estudo, o mapeamento regional elaborado pela CPRM (FEBOLÍ, 2017), atribui as rochas metamáficas ortoderivadas ao Complexo Abadia dos Dourados. No entanto foi verificado

no presente trabalho evidências claras que parte das rochas metamáficas ortoderivadas, aflorantes na área, poderiam ser atribuídas ao Grupo Araxá.

No caso das ultramáficas descritas na área, foi verificada a partir de sua origem metamórfica e as evidências texturais e mineralógicas, uma proveniência de protólitos mantélicos. Assim, verifica-se que ocorrem rochas metaultramáficas na região e não apenas rochas ultramáficas vulcânicas cretáceas do Grupo Mata da Corda, como indicado por Febolí (2017). As características dessas rochas metaultramáficas e suas relações de contato com mica xistos, permitem atribuí-las ao Grupo Araxá (SEER, 2001; STRIEDER & NILSON, 1992).

Por fim, os corpos estudados no presente trabalho poderiam representar uma possível associação de rochas metamáficas-metaultramáficas que apresenta correspondência com os ofiólitos descritos no Grupo Araxá (SEER, 2001). Principalmente devido a presença do metaperidotito, que é indicativo de ambientes mantélico na base da crosta oceânica, e do metadiabásio, que indica a presença de uma porção máfica característica da crosta oceânica. Entretanto são necessários mais estudos petrogenéticos para confirmar essa hipótese.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS

BARBOSA, Inara Oliveira. **Modelo de depósito do complexo máfico-ultramáfico de Niquelândia, GO, com base em dados multitemáticos**. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal de Brasília, Brasília 2013.

BARBOSA, O. 1970. **Geologia da região do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro: Divisão de Fomento da Produção Mineral. 1. ed.

BIONDI, J. C. **Processos Metalogenéticos E Os Depósitos Minerais Brasileiros**. 2ª Edição Revisada E Atualizada. **Oficina De Textos. São Paulo. 552p**, 2015.

BRASIL, Radam. Levantamento de recursos naturais. **Folhas SF**, v. 23, n. 24, p. 1-779, 1983.

BROD, J. A. et al. Geoquímica da Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Mineiro-MG. **Revista Escola de Minas, Ouro Preto**, v. 45, p. 164-166, 1992.

BUCHER, Kurt; GRAPES, Rodney. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Springer Science & Business Media, 2011.

CAMPOS, José Eloi Guimarães et al. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 269-282, 1997.

CHIARINI, Alexandre Patrício. **Geologia da porção basal do Greenstone Belt de Piumhi-MG**. 2001. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo

CORREIA, Ciro Teixeira. **Petrologia do complexo máfico-ultramáfico de Cana Brava, Goiás**. 1994. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

DILEK, Yildirim; NEWCOMB, S. Ophiolite concept and its evolution. **Special Papers-Geological Society of America**, p. 1-16, 2003.

FARINA, Mário. Depósitos minerais associados aos complexos máfico-ultramáficos: indicações sintéticas. 1985.

FEBOLÍ, W. L., 2017. **Projeto Vazante-Paracatu**. Belo Horizonte, CPRM.

FERREIRA FILHO, CÉSAR F.; ARAÚJO, SYLVIA M.; CRUZ, HENRYETTE P. Estruturas vulcânicas preservadas em granulitos da sequência vulcano-sedimentar Juscelândia, Go. **Brazilian Journal of Geology**, v. 29, n. 4, p. 461-468, 1999.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; SILVA, L. J. H. D. Compartimentação tectônica da porção oriental da Província Tocantins. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. SBG Balneário Camboriú, 1994. p. 215-216.

JOST, Hardy et al. Estratigrafia e geocronologia do greenstone belt de Guarinos, Goiás. **Geologia USP. Série Científica**, v. 12, n. 2, p. 31-48, 2012.

JOST, Hardy; SCANDOLARA, Jayme Estevão. Características estruturais, petrográficas e geoquímicas de enxame de diques máficos intrusivo em rochas metassedimentares do greenstone belt de Crixás, Goiás. **Geologia USP. Série Científica**, v. 10, n. 3, p. 118-134, 2010.

LIMA, Filipe Goulart et al. Petrografia e geoquímica das rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Jacuí-Bom Jesus da Penha (MG). **Geosciences= Geociências**, v. 35, n. 2, p. 302-321, 2016.

NEVES, Sérgio Pacheco. **Dinâmica do manto e deformação continental: uma introdução à geotectônica**. Ed. Universitária da UFPE, 2008.

PIMENTEL, Márcio Martins et al. The Neoproterozoic Goiás magmatic arc, central Brazil: a review and new Sm-Nd isotopic data. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 35-39, 2000.

PIMENTEL, Márcio Martins; FUCK, Reinhardt Adolfo; FISCHER, Danielle Piuzanna. Estudo isotópico Sm-Nd regional da porção central da Faixa Brasília: implicações para a idade e origem dos granulitos do Complexo Anápolis-Itauçu e sedimentos do Grupo Araxá. **Brazilian Journal of Geology**, v. 29, n. 2, p. 271-276, 1999.

RESENDE, Marcelo Gonçalves; JOST, Hardy. Petrogênese de formações ferríferas e metahidrotermalitos da Formação Aimbé, Grupo Guarinos (Arqueano) Goiás. **Brazilian Journal of Geology**, v. 25, n. 1, p. 41-50, 1995.

SANTOS, Bruna Letícia dos. **Petrologia e geologia estrutural da faixa Brasília na região de Estrela do Sul-MG: implicações tectônicas**. 2019. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de São Paulo. Rio Claro.

SANTOS, Bruna Letícia; SIMOES, Luiz Sérgio Amarante; SEER, Hildor José. Evolução estrutural do domínio interno da faixa Brasília meridional na região de Estrela do Sul, Minas Gerais, Brasil. **Geosciences= Geociências**, v. 40, n. 02, p. 287-305, 2021.

SEER, Hildor José et al. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 385-396, 2001.

SEER, H.; MORAES, L. C.; JUNGES, S. L. Novos dados U-Pb e Sm-Nd de granitos intrusivos no Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, entre a região de Araxá e Monte Carmelo, MG. In: **45 Congresso Brasileiro de Geologia, Anais**. 2010.

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

STRECKEISEN, Albert. To each plutonic rock its proper name. **Earth-science reviews**, v. 12, n. 1, p. 1-33, 1976.

TAKEHARA, Lucy et al. Evolução magmática e metamórfica de zircão do complexo Barro Alto (GO), com base em imagens de elétrons retro-espalhados e análises químicas por microsonda eletrônica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 371-378, 1999.

TEIXEIRA, Alex da Costa. Análise estrutural e microtectônica da inflexão do Jordino e depósitos de ouro associados no greenstone belt de Pilar de Goiás. 2012. Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Estadual de São Paulo. Rio Claro.

UHLEIN, Alexandre et al. TECTÔNICA DA FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA– SETORES SETENTRIONAL E MERIDIONAL. **Geonomos**, 2012.

VALERIANO, C. M. **Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, sudoeste de Minas Gerais**. 1992. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. São Paulo

VALERIANO, C. de M. et al. A evolução tectônica da Faixa Brasília. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. BECA, p. 575-592, 2004.

VALERIANO, Claudio De Morisson; SIMÕES, Luiz Sergio Amarante. Geochemistry of Proterozoic mafic rocks from the Passos nappe (Minas Gerais, Brazil): tectonic implications to the evolution of the southern Brasilia belt. **Brazilian Journal of Geology**, v. 27, n. 1, p. 99-110, 1997.

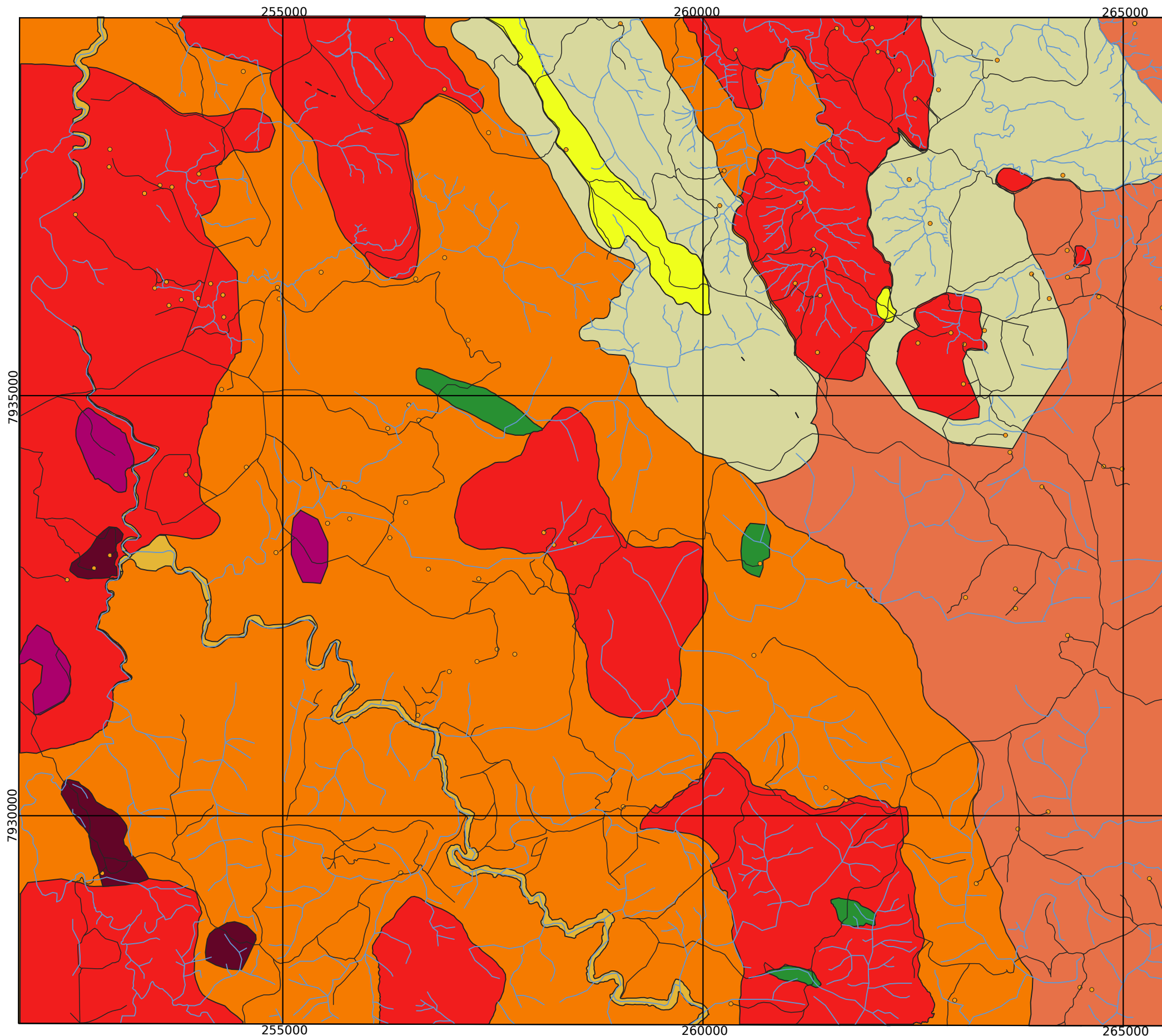
VIANA, Maria Das Graças et al. O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: dados geoquímicos e geocronológicos e suas implicações regionais. **Brazilian Journal of Geology**, v. 25, n. 2, p. 111-123, 1995.

WINTER, Ohn D. **An introduction to igneous and metamorphic petrology**. United States of America, 2001.

YARDEY, W. D. B. **Introdução á petrologia metamórfica**. Editora da Universidade Federal de Brasília. 1989

APÊNDICE

MAPA GEOLÓGICO DAS OCORRÊNCIAS METAMÁFICAS E METAULTRAMÁFICAS



Minas Gerais-MG Faixa Brasília Área de estudo

UNIDADES GEOLÓGICAS

Cenozoico

Q2a: Cobertura sedimentar pluvial

Neoproterozoico

Complexo Monte Carmelo

NP2mc: Corpos de granitoides com xenólitos de micaxisto, quartzito e anfibolito

Complexo Abadia dos Dourados

NP2adf: Unidade Filítica do Complexo Abadia dos Dourados

Grupo Araxá

NP2aqh: Quartizito hemático rico em turmalina

NP1asx: Serícita-xisto do Grupo Araxá

NP1amx: Muscovita-xisto do Grupo Araxá

Naafi: Rochas anfibolíticas que apresentam coloração cinzas e pretas, estrutura maciça e texturas nematoblásticas

Naff2: Associação de rochas metaultramáficas constituída por: Clorita-tremolita-fell que apresenta cores pretas e esverdeadas, com estrutura maciça e textura lepidoblástica e granoblástica; Os metaperidotito apresentam cores pretas com ocre de alteração esbranquiçada, estrutura maciça e texturas granoblásticas

Naff3: Associação de rochas metamáficas e e metaultramáficas constituída de: Clorita-tremolita fell que apresenta cores pretas, com estrutura maciça e textura lepidoblástica e granoblástica; Anfibolito que apresetam cores cinza e pretas, estrutura maciça e textura nematoblástica; Metadiabásio que apresenta coloração preta, textura maciça e textura granoblástica

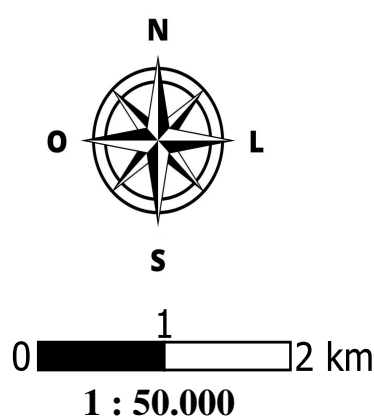
BASES DE DADOS

Datum: Sirgas 2000

Fuso: UTM

Autoria: Matheus Henrique Prado

Orientação: Felipe Goulart Lima



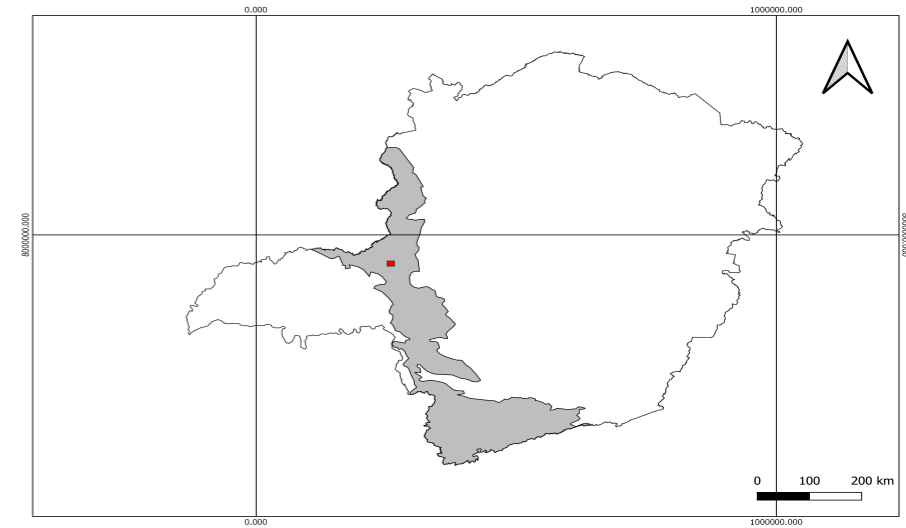
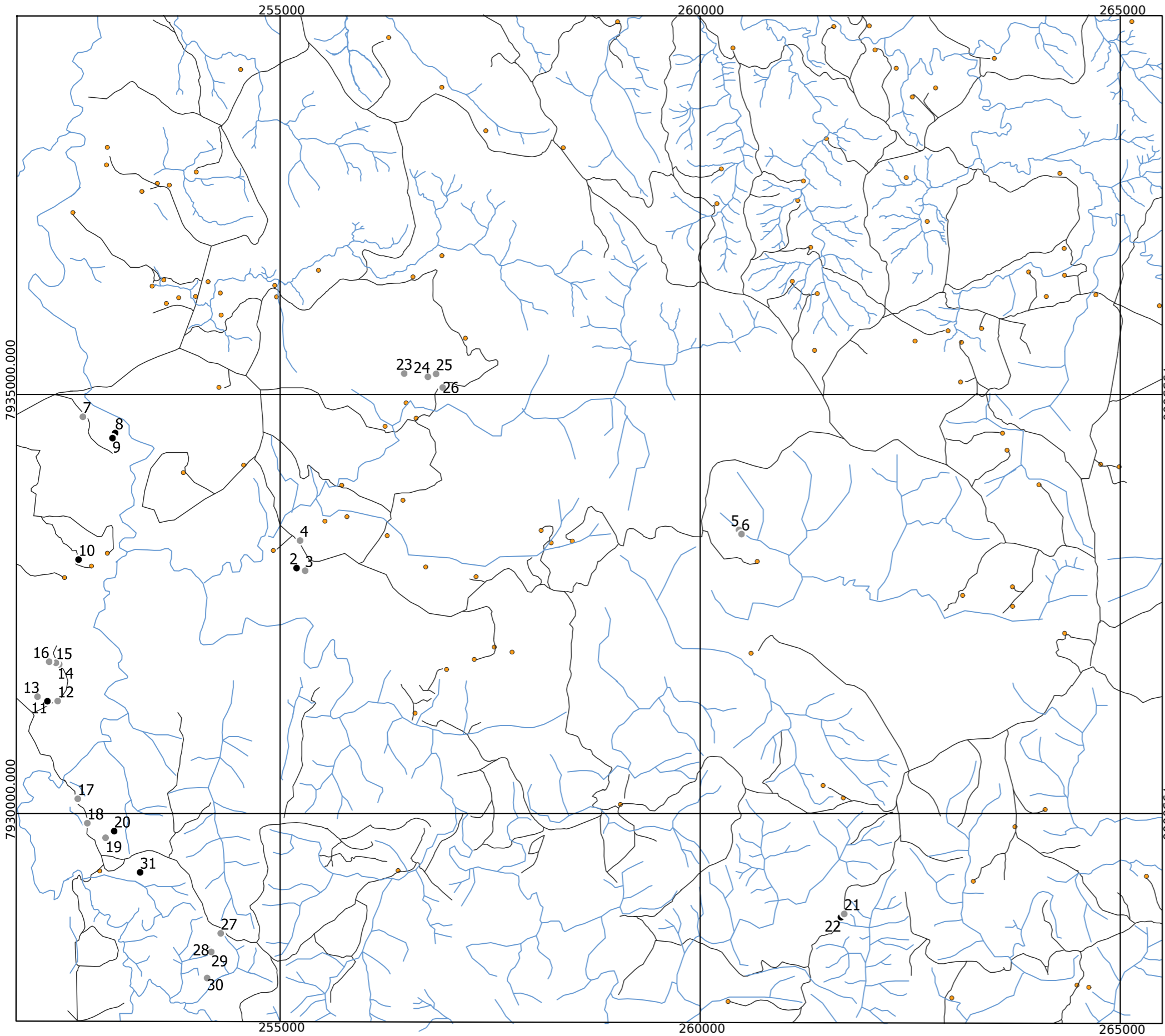
CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

Drenagens

Fazendas

Vias de Acesso

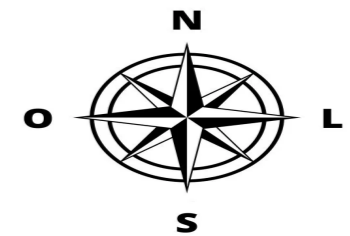
Mapa de Pontos do Distrito do Corrêgo do Brejão e Altinho



Minas Gerais-MG Faixa Brasília Área de estudo

Legenda

- Drenagens
- Fazenda
- Vias de Acesso
- Pontos de Campo
 - Com Lâmina
 - Sem Lâmina



0 1 2 km
1 : 50.000

Banco de Dados

Datum: Sirgas 2000 23 S

Fuso: UTM

Autoria: Matheus

Henrique Prado

Orientação: Felipe Lima

Goulart

Ano: 2023