

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

ROBERTA FIDELES PIMENTA

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DE GRANITOIDE NO DISTRITO DE
GONÇALVES, MUNICÍPIO DE MONTE CARMELO - MG**

MONTE CARMELO - MG

Dezembro/2020

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

ROBERTA FIDELES PIMENTA

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DE GRANITOIDE NO DISTRITO DE
GONÇALVES, MUNICÍPIO DE MONTE CARMELO - MG**

MONTE CARMELO - MG

Dezembro/2020

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

ROBERTA FIDELES PIMENTA

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DE GRANITOIDE NO DISTRITO DE
GONÇALVES, MUNICÍPIO DE MONTE CARMELO - 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.

Coorientadora: Prof^ª. Dr^ª. Larissa Marques
Barbosa de Araújo.

MONTE CARMELO – MG

Dezembro/2020

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

ROBERTA FIDELES PIMENTA

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DE GRANITOIDE NO DISTRITO DE
GONÇALVES, MUNICÍPIO DE MONTE CARMELO - MG**

Trabalho Final de Graduação para obtenção do grau de Bacharel em Geologia

Monte Carmelo, 16 de dezembro de 2020.

Banca Examinadora

Prof Dr. Filipe Goulart Lima - Orientador

Universidade Federal do Uberlândia

Prof Dr. Antonio Misson Godoy

Universidade Estadual Paulista

Profª Dra. Marília Inês Mendes Barbosa

Universidade Federal de Uberlândia

Dedico este trabalho à minha mãe, fonte da
minha motivação.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, por ter me permitido e me dado forças para chegar até aqui e por ter colocado as pessoas certas na minha vida.

À minha mãe, Célia, que nunca mediu esforços para que eu seguisse meus estudos e é a principal razão dessa conquista, e o que me motiva a ir cada vez mais longe. Por ela. Sem o apoio dela, nada disso seria possível.

Agradeço à todas as orientações e ensinamentos do professor Filipe. Ensinar com dedicação e paciência é para poucos, e você faz isso com maestria. Sua tranquilidade é o equilíbrio perfeito para o meu desespero, eu não poderia ter orientador melhor.

Minha gratidão à professora Larissa – Lari –, que se dedicou tanto em me ajudar com as correções, principalmente nessa etapa final. Sua assistência foi de extrema importância.

À minha amiga, Lóren, que está do meu lado desde sempre, e sabe o quanto foi difícil alcançar essa conquista. Obrigada por sempre me escutar.

Agradeço também à Izabele, por me incentivar e me forçar a acreditar mais em mim mesma. Seu apoio foi substancial.

E finalmente, meu agradecimento a meu amigo e companheiro Henry, por todo o apoio e suporte que me deu durante todos esses anos. Você foi quem me manteve de pé nos momentos mais difíceis.

RESUMO

A região desse estudo está inserida no domínio meridional da Faixa Brasília, a partir do qual foram realizados o mapeamento geológico e caracterização petrográfica das rochas que definem um granitoide de formato alongado de direção N-S, pertencentes ao Complexo Monte Carmelo (CMC) e situam-se à nordeste do distrito de Gonçalves – MG. O corpo ígneo pertencente ao CMC, possui idade Neoproterozoica e está intrudido nos mica xistos do Grupo Araxá, onde apresenta uma Fácies Granodiorítica e uma Associação de Fácies Monzogranítica constituídas por rochas de coloração cinza e rósea. Todas as fácies apresentam texturas equigranulares e homogeneidade quanto à composição e texturas ígneas preservadas, sugerindo que apesar do fracionamento com a formação de três fácies distintas, o arrefecimento do magma ocorreu como um processo contínuo. São rochas com texturas hipidiomórficas e caráter peraluminoso, que apresentam texturas magmáticas preservadas (gráfica, pertítica e mirmequítica) e diferenças de porcentagens mineralógicas e processos de alteração. O granodiorito apresenta paragênese com maior volume de oligoclásio e menores de microclínio em relação ao monzogranito, além de quartzo, biotita e muscovita. As micas e pseudomorfos são pouco frequentes, assim como os minerais acessórios apatita, rutilo e zircão, sendo os minerais opacos abundantes e o epidoto o mineral secundário principal. A paragênese ígnea da associação de fácies monzogranítica é constituída por oligoclásio, quartzo, microclínio, biotita e muscovita, com acessórios representados por minerais opacos, apatita, rutilo e zircão. Os pseudomorfos, clorita, zoisita e epidoto são secundários, produto dos processos de sericitização, saussuritização e cloritização. O monzogranito cinza aflora na porção sul do granitoide, apresenta granulação fina e maior grau de deformação, evidenciado pela foliação regional marcada pela recristalização e estiramento dos cristais de quartzo e muscovita, que frequentemente apresentam textura *mica fish* e marcam a orientação preferencial da rocha, além de intensa saussuritização do plagioclásio, abundância de pseudomorfos e um volume menor de biotita em relação à fácies monzogranito rosa. O monzogranito rosa possui granulação média e predomina na região norte e extremo sudeste do granitoide, diferindo da fácies cinza quanto à composição e menor grau de deformação. Os processos pós-magmáticos são menos intensos no granodiorito do que na fácies monzogranítica e foram reconhecidas feições cataclásticas, miloníticas, de microfraturamento, deformação intracristalina, recristalização, estiramento e

textura *mica fish* em todas as fácies e associações, as quais são associadas a mecanismos de deformação rúpteis-dúcteis, sendo a textura *mica fish* relacionada a feições de cisalhamento. A cristalização magmática apresenta evidências de formação do magmatismo em condições pré- a sin-colisionais, evidenciado pela deformação regional imposta as estas rochas, seguida pela formação de micas pós-magmáticas, marcadas pela ausência de feições deformacionais. A sericitização, saussuritização e cloritização sugerem que o metamorfismo é de fácies xisto-verde, com temperaturas da ordem de 200-300°C. A tectônica regional é responsável pela deformação que afeta o granitoide, que não é homogênea e atua com taxas de deformação distintas e se concentra na porção sudoeste do corpo, onde a deformação gera uma foliação penetrativa de baixo ângulo no monzogranito cinza.

Palavras-chave: Complexo Monte Carmelo. Granitoide. Mapeamento geológico. Fácies Ígnea. Caracterização petrográfica.

ABSTRACT

The region of this study is inserted in the southern domain of the Brasília Belt, from which the geological mapping and petrographic characterization of the rocks that define a granitoid of elongated shape in NS direction, belonging to the Monte Carmelo Complex (CMC) and are located northeast of the district of Gonçalves - MG. The igneous body belonging to the CMC, is Neoproterozoic in age and is intruded into the shale mica of the Araxá Group, where it presents a Granodioritic Facies and an Association of Monzogranitic Facies made up of gray and pink colored rocks. All facies present equigranular textures and homogeneity in composition and preserved igneous textures, suggesting that despite the fractionation with the formation of three distinct facies, the cooling of the magma occurred as a continuous process. They are rocks with hypidiomorphic textures and peraluminous character, which have preserved magmatic textures (graphic, peritic and myrmecitic) and differences in mineralogical percentages and alteration processes. Granodiorite has paragenesis with a higher volume of oligoclase and smaller microcline compared to monzogranite, in addition to quartz, biotite and muscovite. Micas and pseudomorphs are uncommon, as are accessory minerals apatite, rutile and zircon, with opaque minerals abundant and the epidote the main secondary mineral. The igneous paragenesis of the monzogranitic facies association consists of oligoclase, quartz, microcline, biotite and muscovite, with accessories represented by opaque minerals, apatite, rutile and zircon. The pseudomorphs, chlorite, zoisite and epidote are secondary, the product of the processes of sericitization, saussuritization and chloritization. The gray monzogranite emerges in the southern portion of the granitoid, presents fine granulation and a greater degree of deformation, evidenced by the regional foliation marked by the recrystallization and stretching of the quartz and muscovite crystals, which often present mica fish texture and mark the preferred orientation of the rock, in addition intense plagioclase saussuritization, abundance of pseudomorphs and a smaller volume of biotite compared to pink monzogranite facies. The pink monzogranite has medium granulation and predominates in the northern and southeastern regions of the granitoid, differing from the gray facies in terms of composition and less degree of deformation. The post-magmatic processes are less intense in granodiorite than in monzogranitic facies and cataclastic, milonitic, microfracting, intracrystalline deformation, recrystallization, stretching and mica fish texture have been recognized in all facies and associations, which are associated with mechanisms of brittle-ductile deformation, the mica fish texture being related to shear features. Magmatic

crystallization presents evidence of the formation of magmatism in pre- to sin-collisional conditions, evidenced by the regional deformation imposed on these rocks, followed by the formation of post-magmatic micas, marked by the absence of deformational features. Sericitization, saussuritization and chloritization suggest that metamorphism is of shale-green facies, with temperatures in the range of 200-300 ° C. The regional tectonics is responsible for the deformation that affects the granitoid, which is not homogeneous and acts with different deformation rates and is concentrated in the southwest part of the body, where the deformation generates a penetrative low-angle foliation in the gray monzogranite.

Keywords: Monte Carmelo Complex. Granitoid. Geological mapping. Igneous facies. Petrographic characterization.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Contexto geológico na região sudeste do Complexo Monte Carmelo, com granitoide estudado em destaque.	2
Figura 2: Mapa de localização da área de estudo em escala regional e local, destacando a área de ocorrência do corpo granítico de interesse.	5
Figura 3: Unidades tectônicas da Faixa Brasília.	11
Figura 4 - Mapa geológico da porção sudeste da Faixa Brasília mostrando os granitoides da região, com destaque para o Complexo Monte Carmelo.	13
Figura 5 - Mapa geológico da região de Monte Carmelo e Abadia dos Dourados, evidenciando a distribuição do Complexo Monte Carmelo.....	16
Figura 6: Representação em Mapa de Pontos estudado na região de Gonçalves, no município de Monte Carmelo (MG).	17
Figura 7: Mapa geológico da região de Gonçalves, no município de Monte Carmelo (MG).	18
Figura 8: Diagrama modal QAP para rochas plutônicas, com arranjo definido por STRECKEISEN (1974).	24
Figura 9: Série de cristalização magmática de Bowen.....	47
Figura 10: Ilustração do processo de redução de área de contorno do grão (GBAR). Os limites irregulares dos grãos formados durante a deformação são endireitados para uma forma poligonal e alguns grãos pequenos são eliminados.	59

LISTA DE PRANCHAS

Prancha 1: Afloramentos de Muscovita-Xisto Bandado na Estrada de Acesso ao Distrito de Gonçalves.	19
Prancha 2: Amostra e microfotografia de tremolita-clorita xisto.	21
Prancha 3: Locais de afloramentos e amostras do granitoide.	22
Prancha 4: Afloramento e microfotografias mostrando aspecto geral e microfraturamento da fácies granodiorito rosa.	27
Prancha 5: Fotomicrografias exibindo minerais da fácies granodiorito rosa.	28
Prancha 6: Fotomicrografias mostrando aspecto geral da fácies monzogranito rosa e texturas associadas.	31
Prancha 7: Fotomicrografias mostrando minerais e aspecto da rocha associada a fácies monzogranito rosa.	35
Prancha 8: Fotomicrografias mostrando micas primárias e micas pós-magmáticas em monzogranito rosa.	36
Prancha 9: Fotomicrografias mostrando pseudomorfos isotrópicos e minerais do grupo do epidoto.	37
Prancha 10: Afloramento e microfotografias mostrando aspecto e texturas da fácies monzogranito cinza.	39
Prancha 11: Fotomicrografias mostrando minerais e processos associados à fácies monzogranito cinza.	39
Prancha 12: Fotomicrografias exibindo micas primárias e minerais acessórios do monzogranito cinza.	44
Prancha 13: Fotomicrografias mostrando cristais de oligoclásio zonado e biotitas primárias e pós-magmáticas.	48
Prancha 14: Fotomicrografias de muscovita primária e pós-magmática.	49
Prancha 15: Fotomicrografias mostrando processo de sericitização.	50
Prancha 16: Fotomicrografias mostrando processo de saussuritização.	49
Prancha 17: Fotomicrografias mostrando processo de cloritização.	53
Prancha 18: Fotomicrografias mostrando pseudomorfos isotrópicos e pseudomorfos de oligoclásio.	54
Prancha 19: Fotomicrografias mostrando feições cataclásticas.	56
Prancha 20: Fotomicrografias mostrando extinção ondulante do quartzo.	58

Prancha 21: Fotomicrografias mostrando processo de recristalização do quartzo.60

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Quadro Síntese da Composição Modal das Fáceis do Granitoide no Distrito de Gonçalves, no Município de Monte Carmelo (MG).....	24
Tabela 2: Etapas de formação dos minerais de acordo com os eventos relacionados ao granitoide.....	63

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos.....	3
1.2. Justificativa	3
1.3. Localização da área de estudo	4
2. MATERIAIS E MÉTODOS	4
2.1. Levantamento Bibliográfico	4
2.2. Pré-campo	5
2.3. Atividade de Campo	6
2.4. Petrografia.....	7
2.5. Tratamento de dados	8
2.6. Elaboração do Relatório Final	8
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	9
3.1. Faixa de Dobramentos Brasília.....	9
3.1.1. Grupo Araxá	9
3.1.2. Complexo Abadia dos Dourados.....	12
3.1.3. Complexo Monte Carmelo	13
4. RESULTADOS.....	16
4.1. Geologia local	16
3.1.1. Grupo Araxá	18
3.1.2. Complexo Monte Carmelo	21
3.2. Caracterização Petrográfica	23
3.2.1. Fácies Granodiorítica rosa	24
3.2.2. Associação de Fácies Monzogranítica.....	29
3.2.2.1. Monzogranito rosa.....	29
3.2.2.2. Monzogranito cinza.....	38
3. DISCUSSÃO.....	45
3.1. Rochas encaixantes: Grupo Araxá.....	45
3.2. Granitoide: Complexo Monte Carmelo	45
3.2.1. Sequência de cristalização magmática	46
3.2.2. Processos e feições pós-magmáticas	49
3.2.2.1. Textura mirmequítica	49
3.2.2.2. Sericitização	50
3.2.2.3. Saussuritização	51

3.2.2.4.	Cloritização	52
3.2.2.5.	Pseudomorfos	53
5.3.1.	Deformação	54
5.3.1.1.	Feições cataclásticas	54
5.3.1.2.	Deformação intracristalina	57
5.3.1.3.	Recristalização	57
5.3.1.4.	Textura <i>mica fish</i>	59
6.	CONSIDERAÇÕES FINAIS	61

1. INTRODUÇÃO

O termo “complexo” é utilizado para descrever uma unidade litodêmica não classificada, caracterizada por grande heterogeneidade litológica, geralmente de extensão regional é constituído por uma assembleia de rochas geneticamente diferentes - ígneas, metamórficas e/ou sedimentares. A classificação de um complexo é feita de acordo com seu contexto geológico ou distribuição geográfica (KUMPULAINEN, 2017).

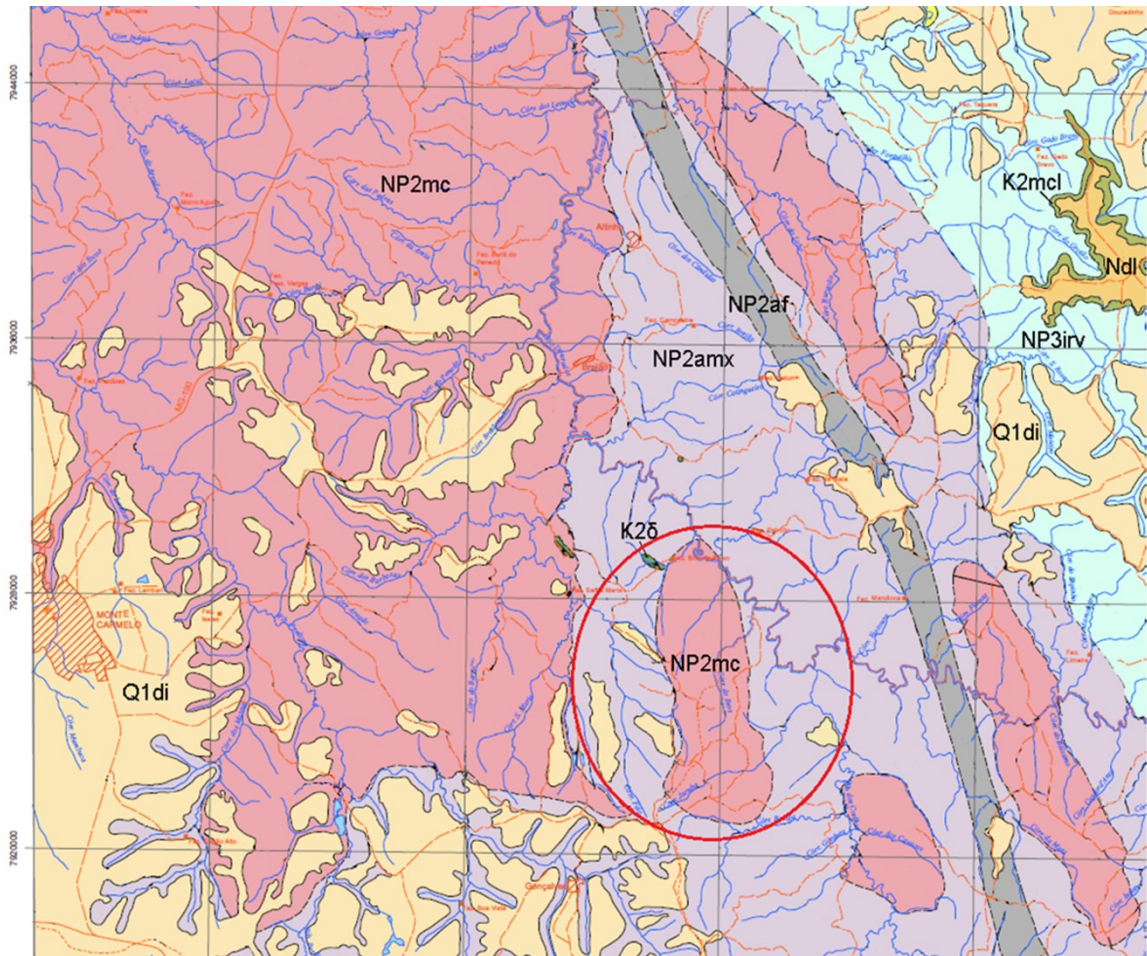
O granitoide a ser estudado pertence ao Complexo Monte Carmelo (CMC) e se situa à nordeste do distrito de Gonçalves-MG, entre os municípios de Monte Carmelo, Patrocínio e Coromandel-MG. Trata-se de um dos quatro granitoides alongados que afloram na região, especificamente o que ocorre ao longo do córrego do Bros, como mostra a Figura 1. (FÉBOLI, 2017).

Apesar de um número elevado de trabalhos em geociências no estado de Minas Gerais, a região de estudo conta com restritos trabalhos e em geral de cunho regional, dentre eles destacam-se Seer *et al.* (2005) e Seer e Moraes (2013) e Féboli (2017) por seu foco na área de estudo, sendo utilizados como base da elaboração desta monografia.

A área de estudo está localizada no domínio meridional da Faixa Brasília, situada na Província do Tocantins, que de acordo com Seer e Moraes (2013) constituem um episódio magmático ocorrido durante o Neoproterozoico. O Complexo Monte Carmelo trata-se de um conjunto de rochas graníticas de proporções batolíticas localizado entre as cidades de Abadia dos Dourados e Monte Carmelo, podendo apresentar porções indeformadas e deformadas principalmente nas bordas, que ocorre intrudindo nos mica xistos e anfibólitos do Grupo Araxá (SEER e MORAES, 2013). A intrusão foi definida inicialmente como sin-tectônica por Seer *et al.* (2007).

Barbosa (1937) fez a primeira menção à existência de intrusões graníticas na região de Araxá, citando a presença de um muscovita-granito intrudindo mica xistos. Em 1970, o mesmo autor reconheceu corpos ígneos e gnaisses na região de Estrela do Sul e Abadia dos Dourados, e os atribuiu ao embasamento cristalino do Grupo Araxá. Besang *et al.* (1977) refuta essa definição e retoma ao conceito inicial adotado em 1937.

Figura 1: Contexto geológico na região sudeste do Complexo Monte Carmelo, com granitoide estudado em destaque.



UNIDADES GEOLÓGICAS

CENOZÓICO

- Q1di** Coberturas detriticas indiferenciadas: Sedimentos arenosos, areno-argilosos e argilo-siltosos inconsolidados, localmente com ocorrência de canga e níveis de cascalho. Cotas entre 700 a 950m.
- Ndl** Coberturas eluvionares detrito-lateriticas: Latossolos, sedimentos argilo-silticos vermelho escuros com concreções ferruginosas e níveis de cascalho. Cotas entre 950 a 1300m.

MESOZÓICO

GRUPO MATA DA CORDA INDIVISO

- K2mc** Rochas vulcánicas e vulcanoclásticas (tufos, arenitos cineríticos, arenitos e brechas piroclásticas).

DIQUES MAFICOS/ULTRAMAFICOS

- K2s** Piroxenitos, hornblenditos e rochas afins.

NEOPROTEROZÓICO

GRUPO IBIÁ

FORMAÇÃO RIO VERDE

- NP3irv** Metarritmitos esverdeados a prateados, quando alterados, avermelhados, amarelados a róseos. Filitos e xistos subordinados.

COMPLEXO MONTE CARMELO

- NP2mc** Gnaisses granitóides milonizados, cinza esbranquiçados e amarelados, granulação fina a média, com xenólitos de micaxisto, quartzito e anfibolito.

GRUPO ARAXÁ

- NP1amx** (Granada)-mica xistos com níveis de quartzitos e turmalinitos.

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Propriedade Rural
- +++ Estrada de ferro
- Estrada sem pavimentação
- Estrada pavimentada
- - - Limite municipal
- Área urbana
- ☪ Açude
- ~ Drenagem perene
- - - Drenagem intermitente

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- - - Falha ou fratura aproximada
- - - Contato aproximado
- - - Contato transicional
- Contato definido

Fonte: Adaptado de Féboli, 2017.

Brod *et al.* (1991) mencionou intrusões graníticas *sin a tardi*-cinemáticas próximas ao município de Abadia dos Dourados, que ocorrem ao longo de falhas existentes em metabasaltos, metagabros (Complexo Chapada dos Perdizes) e mica xistos do Grupo Araxá. Seer *et al.* (2005) estudou os granitos leucocráticos Serra Velha, Galheirinhos, Tamanduá e Quebra Anzol, na região de Araxá-MG, classificando-os como biotita granito e biotita-muscovita granito de coloração cinza claro.

Apesar das pesquisas realizadas no entorno e sob o Complexo Monte Carmelo, estas ainda são incipientes, e carentes de estudos geológicos sistemáticos mais detalhados. A importância deste trabalho advém deste fator, e pretende apresentar dados inéditos que corroborem para o entendimento geológico do Complexo Monte Carmelo, que constitui um expressivo magmatismo intrusivo em uma região de grande complexidade geotectônica.,

1.1. Objetivos

O objetivo deste trabalho é a caracterização geológica e petrográfica de um granitoide associado ao Complexo Monte Carmelo (CMC), localizado à nordeste do distrito de Gonçalves em Monte Carmelo – MG. O presente trabalho procurou determinar as variações faciológicas, mineralógicas, aspectos texturais e estruturais deste corpo, bem como fazer sua delimitação de maneira precisa, a fim de classificar e discutir sobre os processos geológicos associados e a possível origem desse importante magmatismo.

Assim, este trabalho visa participar do contexto científico, de forma a contribuir com o avanço da pesquisa sobre o entendimento da geologia local no entorno da cidade de Monte Carmelo, agregando também para o conhecimento da região.

1.2. Justificativa

A justificativa deste trabalho se dá devido à escassez de estudos geológicos na região, especialmente a respeito do Complexo Monte Carmelo (CMC), um corpo ígneo bem representativo mapeado em escala de 1:100.000, o que enfatizou a necessidade de conhecer mais detalhes geológicos como estruturas, texturas e faciologia desta unidade magmática ainda pouco conhecida. Por esse motivo, reforça-se a importância da realização de novos estudos em detalhe sobre a geologia no entorno do município, para melhor compreensão dessa unidade. Além disso, a facilidade de acesso e a proximidade da área de estudo com a universidade contribuiu para a escolha deste corpo granítico em específico.

A análise geológica sistemática e petrográfica deste granitoide contribuíra para o avanço do entendimento do CMC, por meio de sua caracterização faciológica, textural e estrutural.

1.3. Localização da área de estudo

A área pesquisada localiza-se a cerca de 30 km da cidade de Monte Carmelo, e o acesso ocorre de duas formas. A primeira forma de acesso envolve um trajeto realizado pela MG-190 até as proximidades do distrito Brejão onde foram utilizadas estradas secundárias que cortam o corpo magmático na porção norte. A partir da cidade de Monte Carmelo, ainda na zona urbana do município pela Avenida 15 de novembro, segue-se por cerca de 1 km até a altura da MG-190, percorrendo 11 km até a LMG-745. A partir da LMG-745 percorre-se por 7,9 km até o distrito Brejão, onde encontra-se uma bifurcação que prosseguindo pela direita são tomadas estradas secundárias por mais 11 km até chegar ao local objeto deste estudo (Figura 2), nas proximidades da Fazenda Bros de Baixo.

O segundo trajeto é realizado para alcançar a parte sul do corpo magmático e tem início também na cidade de Monte Carmelo, por meio da avenida Romualdo Resende até a saída da cidade pelo bairro São Sebastião (3 km) tomando a via à esquerda, prosseguindo em direção ao distrito Gonçalves por 22 km, onde percorre-se mais 7 km em estrada não pavimentada até área de estudo.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

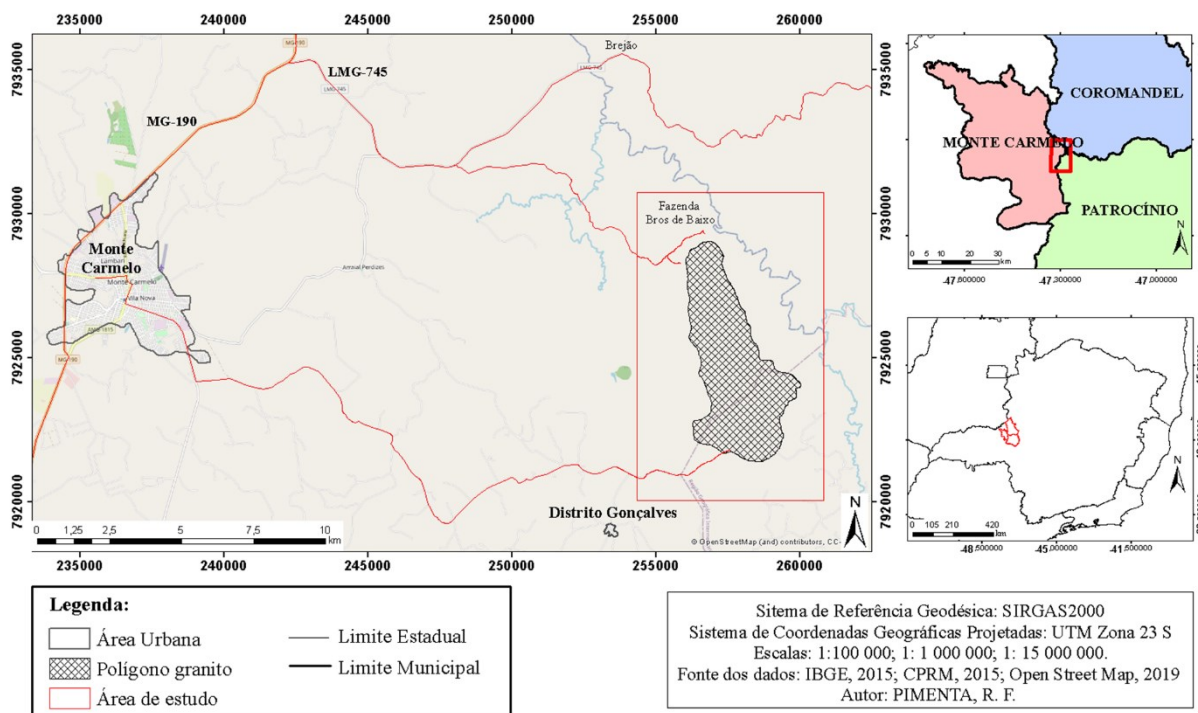
Para execução do projeto foram realizadas diferentes etapas de trabalho que em síntese envolve: levantamento e consultas bibliográficas variadas referente a região (artigos, monografias, dissertações, teses, mapas temáticos, entre outros) realizado de maneira contínua; elaboração do projeto; pré campo; atividade de campo; caracterização petrográfica; tratamento e integração dos dados obtidos em laboratório e elaboração do relatório final. Foram utilizados os laboratórios do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia para a realização do trabalho.

2.1. Levantamento Bibliográfico

O levantamento bibliográfico consiste na busca por teses, dissertações e artigos científicos que contribuíssem com informações sobre a geologia regional e local da área de estudo, com enfoque em materiais que abordassem sobre a gênese de granitos, especialmente os pertencentes ao Complexo Monte Carmelo e suas rochas encaixantes. Bibliografias

referentes a descrições petrográficas também foram necessárias, para identificação e classificação precisa de texturas e estruturas de granitoides.

Figura 2: Mapa de localização da área de estudo em escala regional e local, destacando a área de ocorrência do corpo granítico de interesse.



Fonte: Adaptado de - IBGE (2015); CPRM (2015); Open Street Map (2019).

A busca por material bibliográfico de interesse foi realizada de maneira contínua, na biblioteca da UFU- *Campus* Monte Carmelo, bem como a utilização de bancos de dados *online*, como o Portal de Periódicos da Capes (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) e o site *Science Direct*. Anais de congressos e simpósios de geologia também foram utilizados, além da Revista Brasileira de Geociências. Para confecção do pré-mapa foram utilizados banco de dados *online* de mapas geológicos e temáticos presentes nos portais CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), CODEMG (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais), e DNPM (Departamento Nacional de Produção Mineral). O objetivo dessa etapa foi obter uma base teórica concreta para consulta durante a execução do trabalho.

2.2. Pré-campo

A etapa pré-campo começou com a definição da escala a ser utilizada no trabalho de mapeamento e a confecção de mapas base, tomando como referencial dados topográficos, geológicos e de sensoriamento remoto existentes. A escala determinada para elaboração do

mapa final foi de 1:50 000. Foi realizada a busca, identificação e estudo de imagens de satélite (Landsat, RADAM e outros), fotografias aéreas e cartas topográficas que compreendem a área onde está situado o corpo granítico do Complexo Monte Carmelo, em sites como o INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), CODEMIG e CPRM.

A base cartográfica foi utilizada para geração do mapa topográfico, contendo curvas de nível, drenagens e vias de acesso. Alguns modelamentos topográficos (*hillshade*, *slope* e TIN) foram feitos para tentar destacar características estruturais (Apêndice C), além de composição RGB em cor natural utilizando-se as imagens de satélite. A interpretação das fotografias aéreas auxiliou na identificação de zonas homólogas no interior e nas proximidades do corpo granítico, e possibilitou o reconhecimento de áreas com vegetação densa.

Com o auxílio dos mapas gerados e da bibliografia foi possível reconhecer previamente a área de estudo e identificar os prováveis pontos para ocorrência de afloramentos, além de determinar possíveis lineamentos, falhas regionais e zonas de cisalhamento. Esses dados são úteis para a interpretação das feições estruturais observadas em campo.

Todas as informações obtidas na etapa pré-campo foram utilizadas para planejar o roteiro das atividades de campo, com a determinação do trajeto a ser percorrido em cada dia. A identificação dos pontos de interesse foi feita com base nos mapas gerados previamente, sendo utilizados também para orientação.

2.3. Atividade de Campo

A coleta de dados foi realizada por meio de trabalhos de campo, durante quatro dias não consecutivos no período de férias, no início de 2020. A atividade de campo teve como objetivo o mapeamento geológico do corpo magmático de forma a delimitar e observar suas variações faciológicas e estruturais, assim como a caracterização das rochas encaixantes e processos geológicos associados com coleta de amostras para petrografia.

O primeiro dia de campo consistiu no reconhecimento da área estudada, averiguando a situação das vias de acesso e possíveis pontos de apoio. O mapeamento iniciou-se pela porção norte do corpo magmático, procurando feições que delimitassem sua extensão. A parte sul foi percorrida durante outros dois dias, onde no terceiro foi realizada a interligação entre as porções sul e norte.

Amostras do corpo intrusivo foram coletadas em diversos pontos, procurando retirar exemplares representativos que apresentassem feições de interesse. A descrição macroscópica preliminar das amostras foi feita em campo, com a identificação dos aspectos texturais (granulação, tamanho e forma dos cristais), composicionais e estruturais do corpo ígneo e das rochas encaixantes. A descrição macroscópica minuciosa de cada amostra foi realizada posteriormente no Laboratório de Paleontologia Estratigráfica da Universidade Federal de Uberlândia (Apêndice D – fichas de descrição macroscópica).

A análise das relações de contato do corpo intrusivo nos xistos das encaixantes buscou identificar a possível presença de minerais índice e estruturas primárias e secundárias (xistosidade, foliação regional, bandamento) que indicassem o grau metamórfico das rochas e como estas foram afetadas pelo metamorfismo de contato. Nos locais em que o corpo intrusivo se encontra foliado foi feita a coleta de medidas estruturais, com a determinação de sua direção e mergulho. A atitude das rochas encaixantes também foi determinada, assim como os sistemas de fraturas que afetaram o corpo ígneo, sua extensão e densidade. O Apêndice F apresenta as coordenadas de localização de cada ponto visitado, juntamente com os dados estruturais e a unidade e litologia associada.

2.4. Petrografia

As seções delgadas foram confeccionadas pela empresa Geolab - Soluções em Geologia, a partir de amostras coletadas em campo. No total foram oito lâminas delgadas, sendo três amostras representativas da porção norte do corpo granítico e quatro da porção sul, que apresentaram variações composicionais e texturais significantes para análise microscópica e discussões finais.

As seções delgadas foram analisadas à luz transmitida nos microscópios petrográficos da marca *Lumen* do Laboratório de Microscopia e Petrografia da Universidade Federal de Uberlândia – *Campus* Monte Carmelo. A etapa teve como objetivo a caracterização dos aspectos mineralógicos, microestruturais e microtexturais das rochas (Apêndice E – fichas de descrição petrográfica), de forma a entender os processos magmáticos e metamórficos relacionados ao Complexo Monte Carmelo. Foram feitas fotomicrografias representativas de cada seção delgada, procurando mostrar seus principais aspectos.

A classificação do granitoide quanto a sua composição foi determinada a partir da contagem modal, utilizando-se como base o diagrama quartzo (Q), feldspato alcalino (A) e plagioclásio (P), conforme Streckeisen, 1974.

2.5. Tratamento de dados

Na etapa de tratamento dos dados foi feita a compilação e interpretação das informações coletadas, com a discussão a respeito da variação faciológica apresentada pelo corpo granítico e sua classificação quanto à sua composição. A partir da integração dos dados obtidos em campo foi possível atualizar a delimitação espacial do corpo magmático, determinando sua variação faciológica interna e os contatos litológicos. O perímetro de 20,7 km foi delimitado por quebras de relevo, contatos litológicos e mudanças de coloração do solo observadas em campo, com o auxílio da fotointerpretação geológica. As feições estruturais gerais observadas no corpo ígneo também foram discutidas.

Os dados adquiridos durante a realização das atividades de campo somados a petrografia das amostras foram utilizados para discutir e classificar de forma adequada esse granitoide, correlacionando e comparando os resultados obtidos com as informações já existentes sobre o Complexo Monte Carmelo na bibliografia. O mapa de pontos (Apêndice A) e o mapa geológico (Apêndice B) são apresentados como resultados do tratamento de todos os dados.

2.6. Elaboração do Relatório Final

A última etapa consistiu da elaboração do relatório final do Trabalho de Conclusão de Curso – TCC. O objetivo principal foi a apresentação de todos os resultados obtidos com a execução desse projeto, após a discussão a respeito dos dados adquiridos sobre o granitoide do Complexo Monte Carmelo.

A monografia apresenta o mapa final gerado, destacando as variações faciológicas e estruturais encontradas no corpo ígneo estudado, além das conclusões alcançadas com a realização desse estudo. As informações obtidas foram organizadas para apresentação dos resultados de forma coerente, garantindo a facilidade na compreensão do leitor.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo desse trabalho está inserida na porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília que compreende o Grupo Araxá (BARBOSA *et al.*, 1970) e o Complexo Monte Carmelo, ambos neoproterozoicos. As rochas do Grupo Araxá preservam estruturas de uma sequência de eventos deformacionais, que formam importantes estruturas como a *nappe* de Araxá (SEER e DARDANE, 2000). Os granitoides do Complexo Monte Carmelo intrudem as rochas dessa unidade (SEER e MORAES, 2013).

3.1. Faixa de Dobramentos Brasília

A Faixa de Dobramento Brasília está localizada na borda oeste do cráton São Francisco e é limitada à oeste pelo Cráton Amazônico (VALERIANO *et al.*, 2004). Consiste em um cinturão de dobramentos de idade neoproterozoica, que se estende por mais de 1.000 km na direção norte-sul, abrangendo os estados de Minas Gerais, Goiás, Distrito Federal e Tocantins. Os setores estruturais da Faixa Brasília são denominados setentrional e meridional (ALMEIDA, 1967), e a área de estudo situa-se no contexto meridional.

A Faixa Brasília Meridional constitui um extenso empilhamento de *nappes* sub-horizontais (VALERIANO *et al.*, 2004), resultante da inversão orogênica de bacias situadas ao sudoeste e sul do Paleocôntinente São Francisco-Congo (DARDENNE, 2000; PIMENTEL *et al.*, 2000; VALERIANO *et al.*, 2008). O domínio externo da Faixa Brasília bordejia o Cráton São Francisco, e é composto por rochas metassedimentares dos grupos Paranoá, Canastra, Vazante e Ibiá, que cavalgam sobre as rochas sedimentares do Grupo Bambuí. O domínio interno recobre tectonicamente o domínio externo, sendo constituído pelas rochas do Grupo Araxá, granitos e gnaisses associados. (FUCK *et al.*, 1994; VALERIANO *et al.*, 2004). O domínio cratônico corresponde a pequenas porções de rochas do embasamento, representados pelos Grupos Paranoá e Bambuí, sobrepostas por coberturas fanerozoicas e pré-cambrianas (FUCK *et al.*, 1994). A Figura 3 mostra a estruturação das unidades tectônicas da Faixa Brasília.

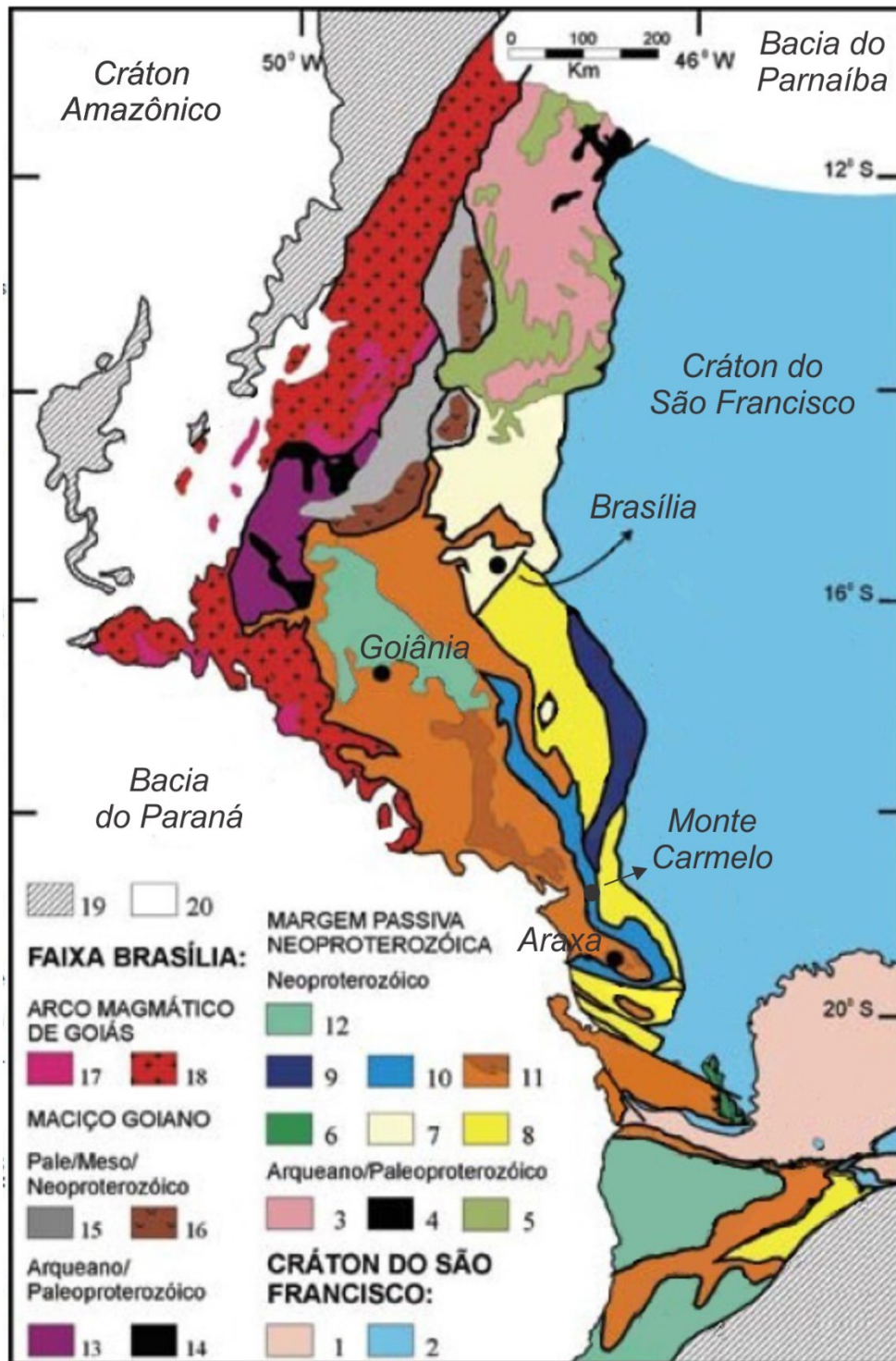
3.1.1. Grupo Araxá

O Grupo Araxá aflora na região de Romaria e Estrela do Sul, nos vales dos rios Araguari e Bagagem, também entre os municípios de Coromandel, Patrocínio e Monte Carmelo, onde está situada a área de estudo. Essa unidade litoestratigráfica foi definida por

Barbosa *et al.*, (1970) como a escama superior da sinforma de Araxá, constituído por rochas metavulcanossedimentares intrudidas por corpos graníticos, com quantidade relevante de pegmatitos. A escama intermediária da sinforma é representada pelo Grupo Ibiá, e a inferior pelo Grupo Canastra (SEER *et al.*, 2001).

Seer (1999) denomina o Grupo Araxá como uma sequência ígnea máfica recoberta por sedimentos pelíticos. O contato dessa unidade com as demais unidades é descrito como tectônico (SEER *et al.*, 1999; SEER e DARDENNE, 2000). Seer *et al.* (2001) descreve o conjunto os anfíbolitos e xistos máficos do Grupo Araxá como fragmentos de crosta oceânica, que são capeados por rochas metassedimentares pelíticas.

Figura 3: Unidades tectônicas da Faixa Brasília.



Fonte: Adaptado de Valeriano, 2004.

Os sedimentos que deram origem à litologia do Grupo Araxá foram depositados no Neoproterozoico, sendo suas rochas originais metamorizadas em fácies anfibolito durante evento colisional a 630 Ma (SEER *et al.* 2005; SEER e MORAES, 2013).

A litologia do Grupo Araxá é constituída principalmente por mica xistos com quantidades variáveis de granada, muscovita e biotita (SEER *et al.*, 2007), podendo haver maior abundância de quartzo (quartzo-mica xisto) e feldspatos (mica-xistos feldspáticos), além da presença de granada (granada-mica xisto; granada-mica xistos feldspáticos) e cloritoide (cloritoide-granada-mica xistos), como descrito por Seer *et al.* (2005). Ocasionalmente os micaxistos apresentam níveis de quartzitos, quartzitos micáceos ou quartzitos granatíferos, além de turmalinitos. Ocorrem raras intercalações de anfibolitos de granulação fina entre as rochas metassedimentares, na forma de lentes de geometria alongada. Esses anfibolitos são possivelmente oriundos de protólitos basálticos e gabróides do tipo toleítico, com alto teor de FeO (SEER e DARDENNE, 2000).

A sequência do Grupo Araxá que aflora na região de Monte Carmelo, Estrela do Sul e Abadia dos Dourados constitui três lascas tectônicas com direção NW, separadas por zonas de cisalhamento sub-horizontais (SEER *et al.*, 2007; SEER e MORAES, 2013). A lasca tectônica superior é composta por mica xistos com quantidades variáveis de granada, muscovita e biotita, quartzito fino, metagabros, granada anfibolito, metapiroxenito, serpentinito, talco-clorita xisto e tremolita-actinolita xisto. Na lasca intermediária há predomínio anfibolitos médio a grossos e anfibólio-clorita xisto, e a inferior é constituída pelo Complexo Abadia dos Dourados (FÉBOLI, 2017). As três lascas tectônicas são intrudidas por granitoides sintectônicos e pegmatitos, sendo a lasca inferior menos afetada pelas intrusões (SEER *et al.*, 2007).

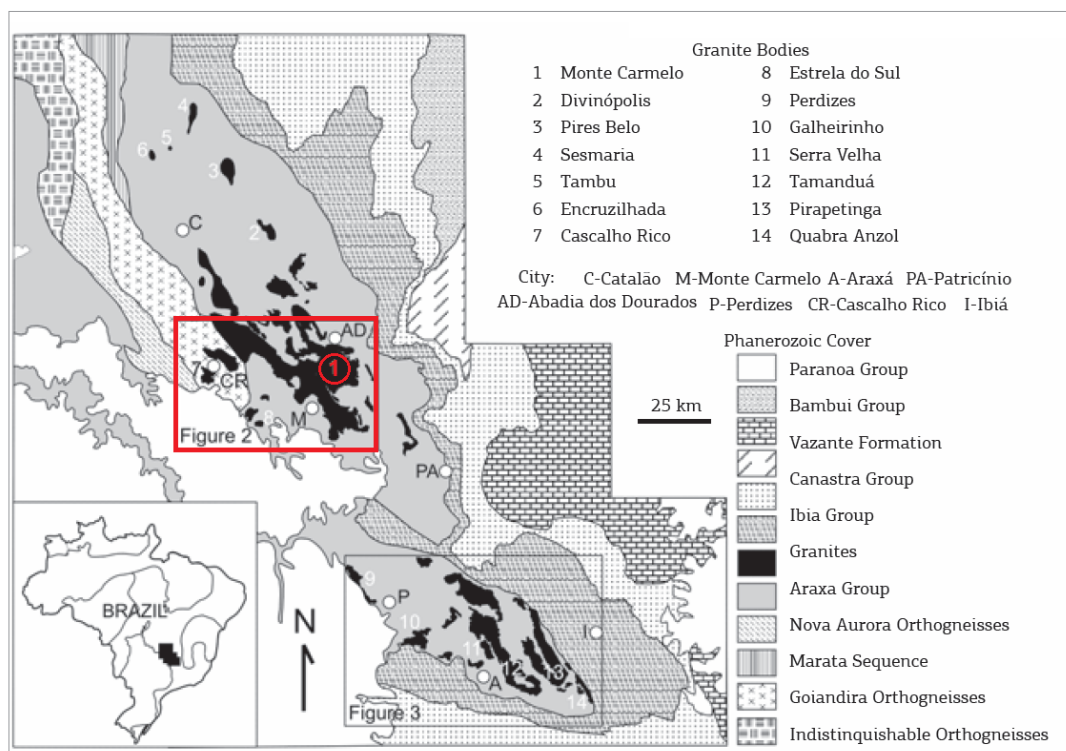
Alguns dos corpos graníticos que intrudem o Grupo Araxá na região são: Quebra-Anzol, Galheirinhos, Serra Velha e Tamanduá (SEER e DARDENNE, 2000; SEER *et al.*, 2005). Seer *et al.* (2005) define esses granitos como leucocráticos, classificando-os como biotita granito e biotita-muscovita granito de coloração cinza claro. Além desses corpos existe o Complexo Monte Carmelo e diversos outros (Figura 4).

3.1.2. Complexo Abadia dos Dourados

O Complexo Abadia dos Dourados é constituído por intercalações de anfibolito médio e fino, quartzo-mica xisto, granada-quartzo-mica xisto, pelitos (filitos e filitos carbonoso), meta *cherts* ferruginosos e quartzito, metamorfisados em fácies xisto verde – zona da clorita (SEER *et al.*, 2007; FÉBOLI, 2017). Brod *et al.* (1991) descreveu meta-tufos ácidos e metabasaltos associados a unidade, anteriormente associada ao Grupo Araxá (Sequência Vulcano-Sedimentar).

A região é cortada por zonas de cisalhamento associadas a eventos de empurrão com vergência para nordeste, no final do Ciclo Brasileiro (BROD *et al.* 1991). O complexo é dividido em três unidades: Anfibolito, Vulcânica Ácida e Filito, que são separadas por falhas inversas de baixo ângulo, de direção N40W e vergência para nordeste. As falhas formam zonas de ascensão dos granitoides sintectônicos do Complexo Monte Carmelo. (BROD *et al.* 1991; FÉBOLI, 2017).

Figura 4 - Mapa geológico da porção sudeste da Faixa Brasília mostrando os granitoides da região, com destaque para o Complexo Monte Carmelo.



Fonte: Adaptado de Seer e Moraes, 2013.

3.1.3. Complexo Monte Carmelo

O Complexo Monte Carmelo (CMC) é uma intrusão ígnea que aflora entre os municípios de Monte Carmelo-MG e Abadia dos Dourados-MG (BROD *et al.*, 1991), como mostra a Figura 5. Inicialmente denominado complexo granito-gnáissico (BARBOSA *et al.*, 1970), o termo Complexo Monte Carmelo foi sugerido por Pereira *et al.* (1983) para designar as rochas de composição granítica a granodiorítica que afloram nessa região.

A unidade é composta por um corpo granítico principal e quatro corpos isolados de formato alongado, que se situam ao longo de córregos da região (Santa Rosa, Bros e Cavacos) e próximo ao distrito de Silvano, Patrocínio – MG. O corpo magmático apresenta suas rochas

intrudidas aos micaxistos do Grupo Araxá, com intercalações de anfibolitos e presença de veios pegmatoides irregulares (FÉBOLI, 2017; BARBOSA *et. al.*, 1970). Seer *et al.* (2007) e Seer e Moraes (2013) consideram o Complexo Monte Carmelo como uma intrusão granítica sintectônica que faz parte da lasca intermediária do Grupo Araxá, onde predominam grandes volumes de anfibolitos médios a grossos (Complexo Chapada de Perdizes, de BROD *et. al.*, 1991) e anfibólio-clorita xistos.

A litologia do complexo é representada por granitoides metaluminosos a peraluminosos (SEER e MORAES, 2013) e gnaisses milonitizados de coloração cinza esbranquiçada a amarelados. As rochas apresentam fácies com granulação fina a grossa, podendo ocorrer xenólitos decimétricos a métricos de micaxisto, quartzito e localmente de anfibolito de granulação fina (SEER *et al.*, 2007; CPRM, 2014). Santos (2019) estudou a porção do Complexo Monte Carmelo próximo a Chapada de Minas (Estrela do Sul – MG) e descreve a unidade como predominantemente composta por ortognaisses, com veios pegmatíticos e intercalações de anfibolito. As características texturais dos granitoides são variadas, podendo apresentar-se com textura granoblástica equigranular, porfiroclástica inequigranular (SANTOS, 2019), cataclástica e milonítica (FÉBOLI, 2017).

A mineralogia principal é constituída por quantidades variáveis de quartzo, feldspato potássico (microclima e ortoclásio), plagioclásio (oligoclásio), biotita, muscovita e sericita (SEER *et al.*, 2007; SEER e MORAES, 2013; CPRM, 2014; FÉBOLI, 2017). Os granitoides podem apresentar porfiroclastos e porfiroblastos de k-feldspato e quartzo (SANTOS, 2019), os quais são fortemente estirados nos gnaisses milonitizados, juntamente com grãos de quartzo. A granada ocorre localmente, com formato arredondado e por vezes apresenta sombra de pressão. Sigmoides de feldspatos e granadas indicam movimento com orientação de W para E. Restito biotítico lenticular ocorre em um dos corpos graníticos isolados do CMC (FÉBOLI, 2017).

Em princípio a composição das rochas do CMC foi definida como essencialmente granodiorítica (BARBOSA *et. al.*, 1970), porém estudos mais recentes de Seer e Moraes (2013) identificaram amostras como tonalitos, sienogranitos e monzogranitos. As rochas de composição sienogranítica e monzogranítica são caracterizadas pela ocorrência de minerais acessórios como titanita, apatita, zircão, muscovita e granada (SEER e MORAES, 2013). Féboli (2017) considera que esses minerais podem ocorrer tanto nas rochas de composição granítica como nos granodioritos, onde também são encontrados minerais opacos, epidoto, monazita, zoisita e allanita. Há evidências de alteração hidrotermal, devido à presença

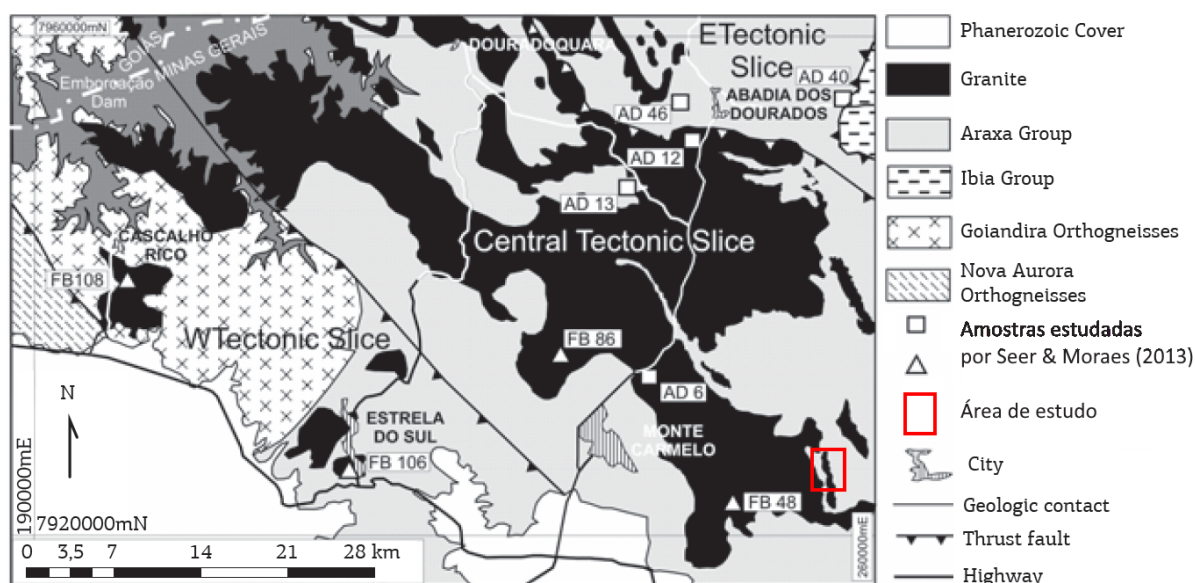
abundante de epidoto e sericita como minerais secundários, além dos processos de turmalinização e silicificação (SEER e MORAES, 2013; FÉBOLI, 2017).

Análises microscópicas realizadas por Féboli (2017) e Santos (2019) mostram textura anastomosada, *ribbons* de quartzo e sua recristalização por *grain boundary migration* (GBD), evidenciando fortes processos deformacionais. Os cristais de quartzo maiores apresentam-se triturados e com extinção ondulante, além de contatos “ameboides”. Os feldspatos potássios e plagioclásios apresentam geminação *Carlsbad* e albita, respectivamente, as quais podem encontrar-se retorcidas ou ausentes. Sobre o oligoclásio há ocorrência de microtextura mirmequítica, nos quais também é evidenciado a sassuritização e sericitização, além de bordas de albitização. Alguns cristais apresentam-se totalmente transformados em sericita e outros com recristalização nas bordas, indicando metamorfismo de altas temperaturas (SANTOS, 2019). A formação de pertita sobre o k-feldspato é citada como pontual, e o mineral tem dimensões maiores que o plagioclásio, com inclusões do mesmo. A muscovita primária tem dimensões variadas e geralmente está associada a microfraturamentos e minerais opacos. O mineral pode apresentar microtextura *mica fish*, que indica o ambiente de deformação cisalhante. A biotita é menos abundante e apresenta rutilo nos seus planos de clivagem, sendo afetada pelo processo cloritização (FÉBOLI, 2017).

O contato entre os granitoides e as rochas do Grupo Araxá é gradual e existem porções com diferentes graus de deformação, que geram desde xistosidade nos granitos até gnaisses bandados, lembrando zonas de transição. O batólito é intensamente deformado em suas bordas, sendo comum encontrar feições cataclásticas no contato entre os mica xistos e os granitoides do complexo (BARBOSA *et. al*, 1970). A deformação gera foliação principal de baixo ângulo, associada a foliação regional, com mergulho para oeste e não afeta as porções mais internas do corpo granítico (SEER *et al.*, 2007).

O CMC representa o segundo de três episódios de granitogênese associados ao Grupo Araxá que ocorreram no neoproterozoico (790 Ma) e está relacionado a eventos magmáticos de estágio pré colisionais, sendo parcialmente retrabalhado em evento colisional a 630 Ma. Dados de ϵNd negativos e T_{DM} de 1,29 Ga sugerem que sua origem se deu a partir de fontes juvenis do Mesoproterozoico (SEER e MORAES, 2013).

Figura 5 - Mapa geológico da região de Monte Carmelo e Abadia dos Dourados, evidenciando a distribuição do Complexo Monte Carmelo.



Fonte: Seer e Moraes, 2013.

4. RESULTADOS

Os resultados obtidos a partir da realização desse trabalho serão abordados nesse tópico, o qual contém a especificação das litologias das unidades encontradas bem como a caracterização petrográfica da fácies granodiorítica e da associação de fácies monzogranítica.

4.1. Geologia local

Na região estudada foram encontradas rochas atribuídas às seguintes unidades estratigráficas: Grupo Araxá e Complexo Monte Carmelo. O foco principal deste trabalho é um corpo magmático de direção geral N-S, do Complexo Monte Carmelo, intrusivo em mica-xistos do Grupo Araxá.

A partir dos trabalhos sistemáticos de campo na mencionada região, foi elaborado o mapa de pontos estudados (Figura 6), com localização das amostras coletadas pra subsequentes análises em laboratório.

3.1. Litologia e Estratigrafia

O mapa geológico da área de estudo está representado na Figura 7, mostrando a ocorrência das unidades litoestratigráficas, a delimitação e as variações de fácies magmáticas

do corpo intrusivo, bem como as medidas estruturais das rochas reconhecidas nos afloramentos.

Figura 6: Representação em Mapa de Pontos estudado na região de Gonçalves, no município de Monte Carmelo (MG).

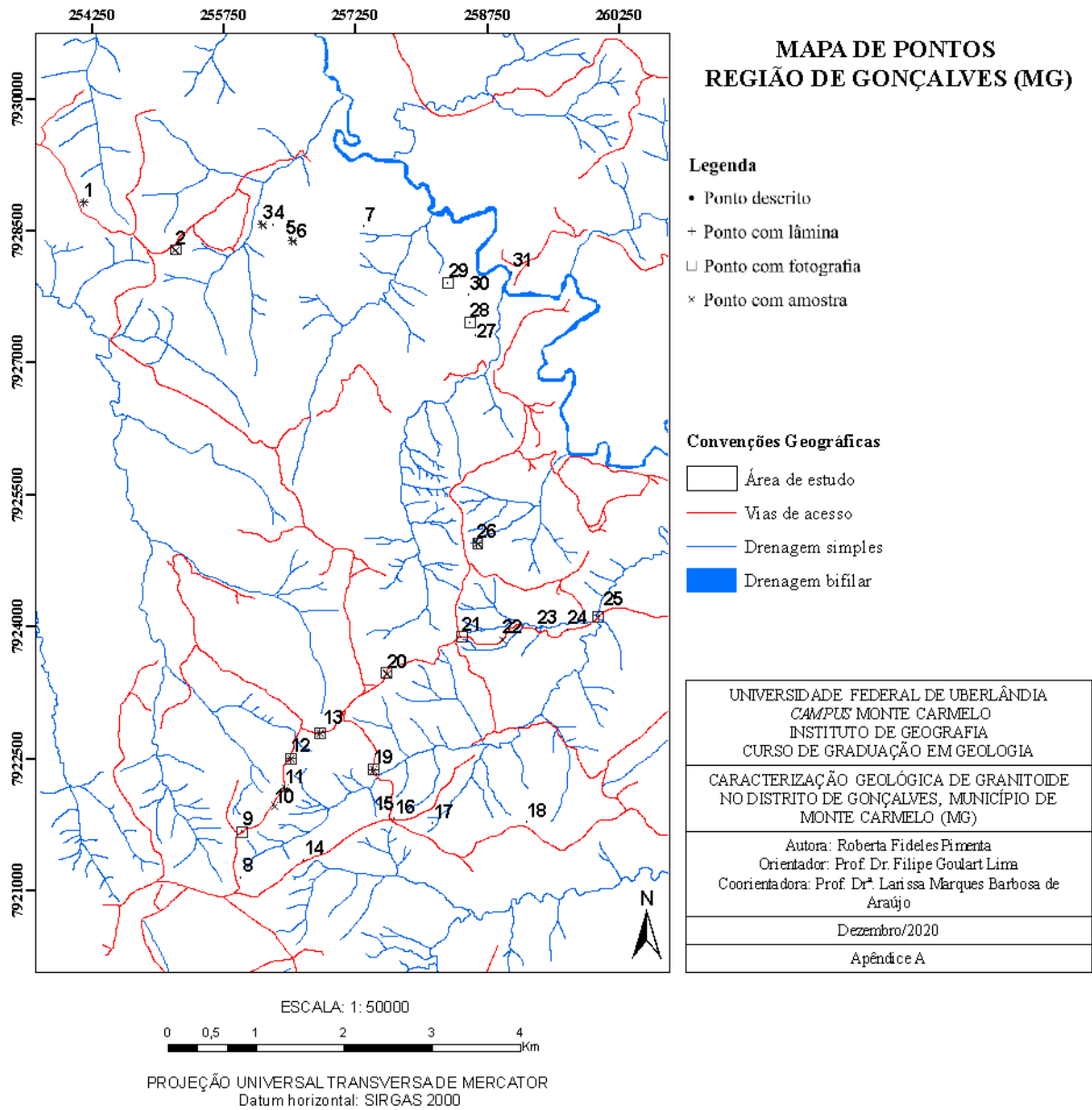
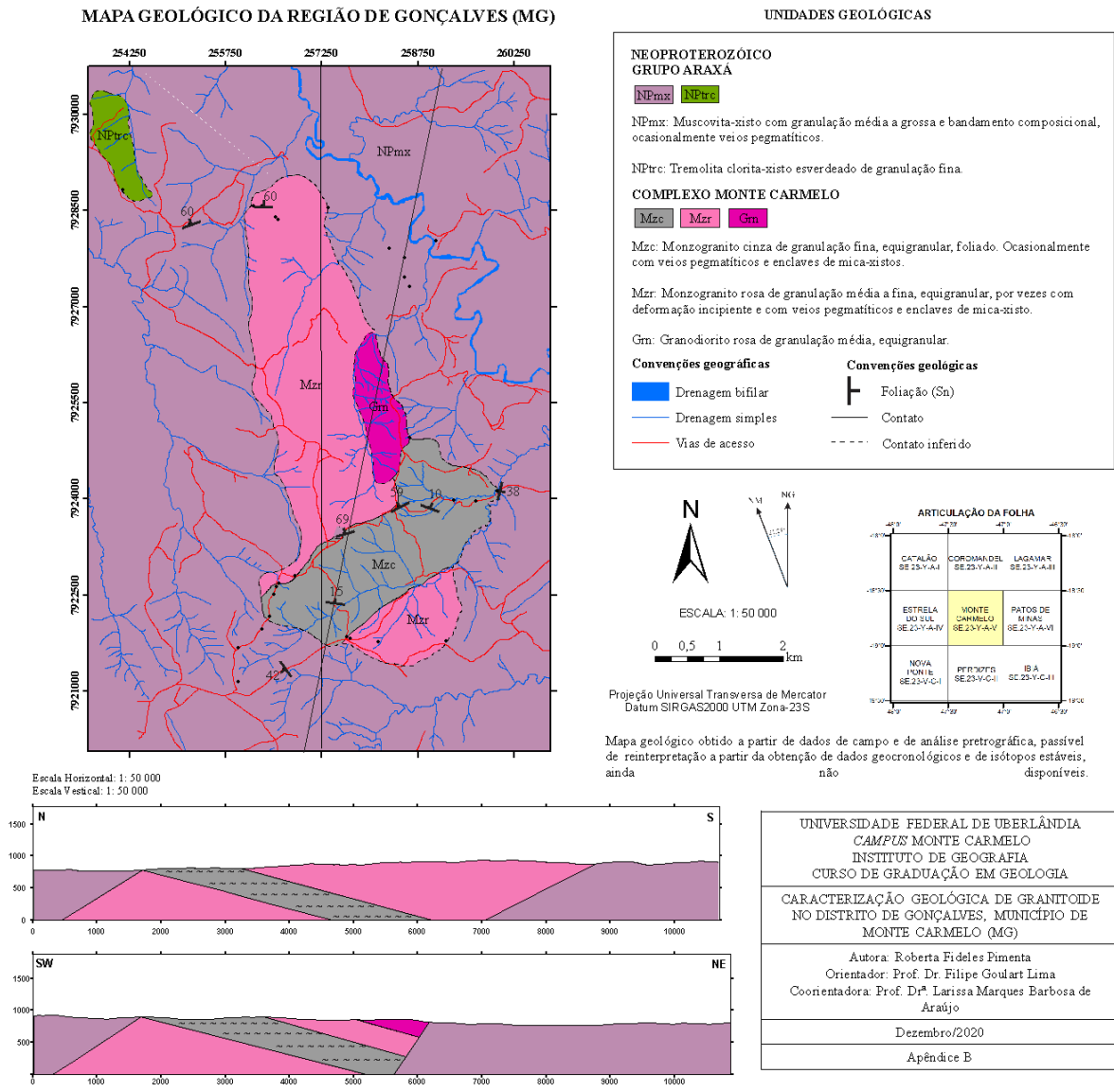


Figura 7: Mapa geológico da região de Gonçalves, no município de Monte Carmelo (MG).



3.1.1. Grupo Araxá

As rochas do Grupo Araxá afloram sob a forma de blocos, matacões e lajedos ao longo da própria estrada ou às suas margens, representados por muscovita-xistos e xistos feldspáticos com marcante foliação dada pela orientação mineral das micas e a matriz quartzo feldspática comumente apresenta granulação média a grossa (Prancha 1: A e B). O solo derivado dessa litologia geralmente apresenta coloração avermelhada e é micáceo. A foliação é marcada pela orientação preferencial dos filossilicados, que conferem à rocha textura

lepidoblástica. A mineralogia principal é constituída por muscovita, feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, com micas centimétricas a milimétricas. A rocha encontra-se com elevado grau de intemperismo, o que impossibilitou sua laminação, porém em amostras de mão foi possível realizar a caracterização macroscópica.

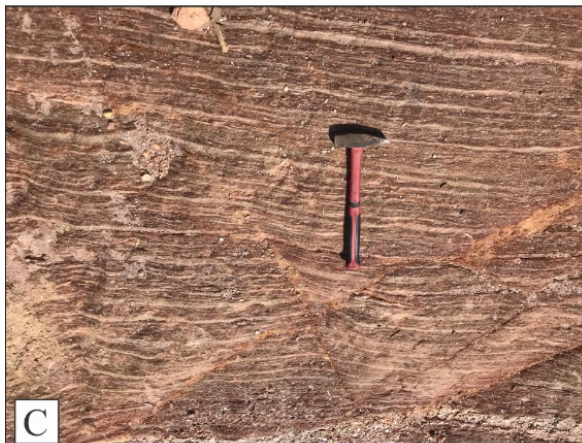
Os muscovita-xistos apresentam bandamento composicional paralelo ao plano de foliação, com alternância de faixas félsicas e bandas máficas. É comum observar veios de quartzo e blocos do mesmo mineral nas proximidades (Prancha 1: C e D). A xistosidade reconhecida nas rochas tem direção N-S ou NE, geralmente com mergulho para noroeste (270/40; 290/60). Localmente foi observado uma dobra com mesma direção e caimento para SE. Por vezes a rocha apresenta mergulho de baixo ângulo ($> 40^\circ$) e fraturas conjugadas.

Há a ocorrência de um enclave de xisto micáceo no interior do corpo granítico estudado, onde é observado contato litológico transicional e fino bandamento composicional. O intemperismo de ambas as rochas gera uma camada de solo com coloração marrom homogênea. (Prancha 1: E e F).

À noroeste da área de estudo, aflora um tremolita-clorita xisto de coloração esverdeada e granulação fina. Quando intemperizada a rocha adquire uma coloração marrom e se torna friável, apresentando alterações supérgenas em amostra de mão, representada por pontos escuros que indicam a oxidação dos minerais ferromagnesianos provocada pela ação do intemperismo (Prancha 2: A). A rocha apresenta textura nematoblástica e estrutura anisotrópica incipiente, marcada pela orientação preferencial dos anfibólios.

Os cristais de clorita e tremolita se organizam na forma de agregados quando observado com maior detalhe. O tamanho dos minerais é inferior a 2 mm e ambos são incolores, ocorrendo intercalados ou interdigitados, estando em equilíbrio metamórfico (Prancha 2: B). A clorita é subédrica e possui hábito placóide, e sua característica incolor indica composição essencialmente magnésiana. Os cristais de tremolita são prismáticos e alongados. A rocha é constituída por cerca de 49% de clorita e 46% tremolita, ocorrendo também com frequência minerais opacos (3%), além de quartzo em quantidades subordinadas. Também foram identificados óxidos-hidróxido de ferro no contato entre os minerais e preenchendo microfraturamentos.

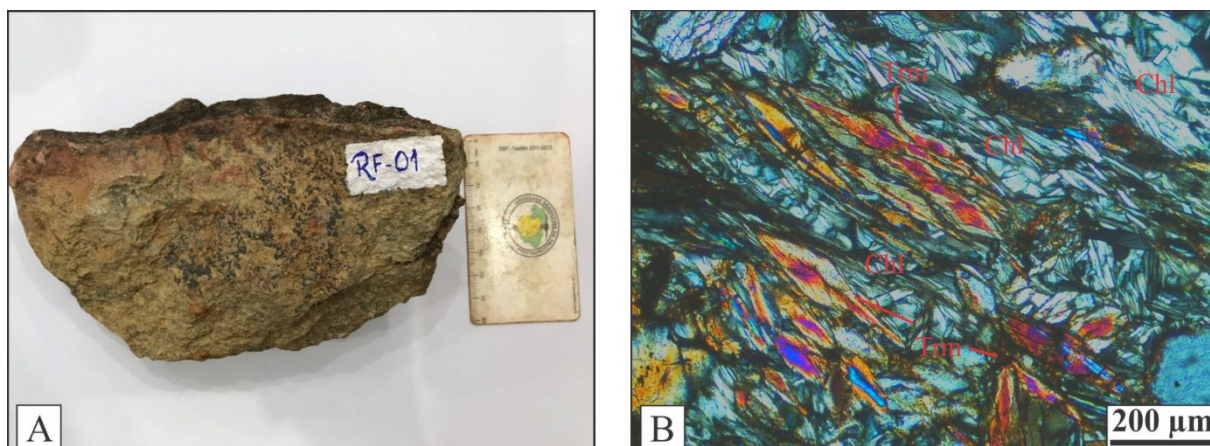
Prancha 1: Afloramentos de Muscovita-Xisto Bandado na Estrada de Acesso ao Distrito de Gonçalves.



(A) Afloramento de muscovita-xisto bandado em estrada (RF-02). (B) Amostra de muscovita-xisto intemperizado de granulação média, com micas milimétricas a centimétricas. (C) Bandamento composicional e fraturas conjugadas em afloramento de muscovita-xisto. (D) Veio de quartzo cortando muscovita-xisto bandado.

(E) Enclave de mica-xisto com fino bandamento composicional em contato com monzogranito cinza. (F) Solo de coloração homogênea gerado pelo intemperismo de ambas as rochas (monzogranito cinza e muscovita-xisto).

Prancha 2: Amostra e microfotografia de tremolita-clorita xisto.



(A) Fotografia de amostra de tremolita-clorita xisto de coloração marrom esverdeada com alteração supérgena.. Ponto RF-01. (B) Fotomicrografia de cristais de clorita placoides e tremolita prismáticas intercalados na trama da rocha. Fotografia tirada a nicois cruzados na objetiva de 10x – Amostra RF-01.

3.1.2. Complexo Monte Carmelo

O granitoide estudado ocupa uma área de aproximadamente 16 km², e afloramentos sob a forma de blocos e matacões distribuídos ao longo de suaves morros alongados de direção N-S, com altitudes entre 800 e 1000 metros. Os morros apresentam alta densidade de drenagens a sul e leste, com padrão dendrítico, que são mais espaçadas ao norte. A vegetação é rasteira e baixa, típica do cerrado, sem cultivo, por vezes utilizadas para pastagem (Prancha 3: A e B).

As exposições dos granitoides na área são distribuídas em lajedos e cortes de estrada, drenagens e ocorrem também na forma de blocos (Prancha 3: C). A estrutura da rocha é maciça e possui granulação fina a média equigranular, com textura fanerítica holocristalina. Geralmente é isotrópica, porém em alguns pontos apresenta feições deformacionais com a formação de foliação incipiente.

O granitoide não apresenta variações significativas em sua mineralogia principal, constituída basicamente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita, entretanto, existem diferenças fundamentais na quantidade desses minerais presentes que permitiram a distinção quanto ao tipo de fácies. Para esta classificação foi usado o diagrama QAP proposto por STRECKEISEN (1974) para rochas ígneas plutônicas onde foi possível identificar três fácies: granodiorítica rosa, monogranítica rosa e monogranítica cinza.

Prancha 3: Locais de afloramentos e amostras do granitoide.



(A) Fotografia mostrando o relevo típico da área de estudo, com morro granítico pronunciado à leste. Fotografia tirada com visada para o norte. Ponto RF-09. (B) Fotografia de afloramento com rochas graníticas expostas, dispostas em blocos. Ponto RF-26. (C) Fotografia mostrando afloramento de monzogranito cinza em curva de drenagem. Ponto RF-25. (D) Fotografia de amostra de monzogranito cinza (RF-13). (E) Fotografia de amostra de monzogranito rosa (RF-03).

As três fácies magmáticas apresentam características composicionais e texturais distintas, observáveis tanto em amostras de mão quanto em microscópio. A fácies monzogranítica apresenta colorações diferentes e variações na intensidade de deformação,

sendo subdividida em monzogranito cinza e monzogranito rosa (Prancha 3: D e E), sendo a porcentagem de alguns minerais o que determinou a subdivisão. O contato entre os monzogranitos na parte sul é transicional, onde geralmente o solo amarelado e arenoso indica a presença da porção rosa, enquanto o granito cinza gera um solo esbranquiçado e fino.

O monzogranito cinza apresenta granulação bem mais fina e mostra deformação mais intensa que o monzogranito rosa. A porcentagem total de feldspatos (oligoclásio e microclínio) é ligeiramente menor no monzogranito cinza, que compõe cerca de 55% da rocha, enquanto o monzogranito rosa é constituído por até 64% desses minerais.

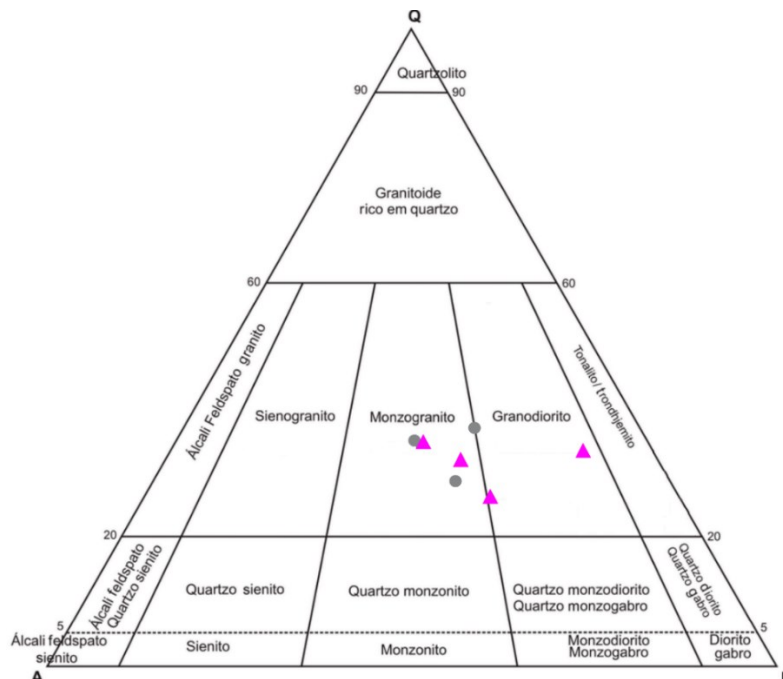
As características composicionais e o grau de alteração hidrotermal da rocha são o que diferem a fácies granodiorítica e monzogranítica. O granodiorito quanto a proporcionalidade de feldspatos apresenta até 53% de plagioclásios e apenas 9% de feldspato alcalino. Além disso, a dimensão média dos cristais de oligoclásio e quartzo no granodiorito é superior à dos monzogranitos rosa e cinza.

3.2. Caracterização Petrográfica

Para a análise petrográfica do Complexo Monte Carmelo foram utilizados os parâmetros referentes às associações e quantificação (análise modal) mineralógica e textural de caráter intragranular e intergranular.

Para a classificação composicional das rochas utilizou-se como base o diagrama proposto por STRECKEISEN (1974) para rochas ígneas plutônicas com índice de máficos inferior a 90% (Figura 8). Baseado nas informações classificatórias acima, as litologias do Complexo Monte Carmelo foram identificadas e separadas em duas fácies petrográficas: monzogranito (rosa e cinza) e granodiorito rosa (Tabela 1).

Figura 8: Diagrama modal QAP para rochas plutônicas, com arranjo definido por STRECKEISEN (1974).



Os símbolos representam a classificação de cada amostra plotada no gráfico quanto a coloração: rosa [▲] e cinza [●].

Tabela 1: Quadro Síntese da Composição Modal das Fácies do Granitoide no Distrito de Gonçalves, no Município de Monte Carmelo (MG).

Fácies	Monzogranito						Granodiorito
	Monzogranito rosa			Monzogranito cinza			
Lâminas	RF-03	RF-05	RF-12B	RF-11	RF-13	RF-19A	RF-26
MINERAIS (%)							
Oligoclásio	31	26	28	32	30	30	53
Microclínio	26	29	29	30	28	25	9
Quartzo	29	30	31	29	30	28	28
Biotita	6	4	3	3	3	4	1
Muscovita	5	6	5	5	5	12	2
Minerais Opacos	1	2	2	1	1	1	1
Apatita	1	1	1	1	1	1	1
Rutilo	1	1	1	1	1	1	1
Clorita	1	1	1	1	1	1	< 1
Zoisita	-	-	< 1	-	< 1	-	1
Pseudomorfos	1	< 1	-	1	1	1	< 1
Epidoto	< 1	-	-	< 1	< 1	1	1
Zircão	1	1	1	1	1	1	1

3.2.1. Fácies Granodiorítica rosa

A rocha ígnea classificada composicionalmente como granodiorito rosa apresenta estrutura isotrópica e textura equigranular fanerítica. Os cristais possuem granulação média e

são subédricos a anédricos, conferindo a rocha textura hipidiomórfica. A amostra está localizada no limite oeste do corpo granítico, e aflora na forma de blocos, com veios pegmatíticos (Prancha 4: A e B).

A microestrutura ígnea encontrada nesta fácies é a hipidiomórfica, marcada pelo quartzo e plagioclásio (Prancha 4: C e D) e, por vezes, apresenta textura mirmequítica, com intercrescimento de quartzo vermicular no plagioclásio. A mineralogia principal é constituída por oligoclásio (53%), quartzo (28%), microclínio (9%) e biotita (1%). Muscovita (2%), zoisita (1%), epidoto (1%) e clortia (> 1%) ocorrem como minerais secundários. Os minerais acessórios são representados por minerais opacos (1%), pseudomorfos (1%) apatita (1%), rutilo (> 1%), e zircão (> 1%).

A fácies granodiorítica é marcada pelo intenso microfraturamento, com a percolação de fluidos ricos em ferro pela rocha, a qual apresenta aspecto alaranjado na seção delgada. As microfraturas possuem até 0,2 mm de diâmetro e afetam os espaços intra e intercrystalinos, geralmente preenchidas por óxido-hidróxido de ferro e epidoto (Prancha 4: E e F).

O plagioclásio é o mineral dominante na seção delgada, com dimensões variando entre 0,25 – 0,5 mm e 2,25 – 3,25 mm. O mineral foi identificado pelo método Michel Levy como oligoclásio, que obteve valores menores que 10 para o máximo ângulo de extinção.

A geminação albita é visível na maioria dos cristais, sendo parcialmente preservada devido ao intercrescimento de sericita, epidoto, zoisita e argilominerais sobre os cristais, que são escurecidos (Prancha 4: C e D). Macla polissintética combinada é observada pontualmente, assim como cristais com zoneamento (Prancha 5: A). O processo de sericitização é menos intenso que a saussuritização, e forma pequenas lamelas de muscovita. O oligoclásio pode apresentar inclusões de biotita, quartzo e minerais opacos (Prancha 5: B). O contato do mineral com a muscovita e o microclínio é difuso, sendo irregular/curvo com o quartzo e os próprios cristais de plagioclásio.

O quartzo possui tamanho inferior a 3,25 mm e ocorre a recristalização dos cristais maiores, que apresentam subgrãos de bordas ameboides e raramente poligonizadas, que gera aspecto de mosaico (Prancha 5: C e D). Os limites dos subgrãos de quartzo são evidenciados pela coloração característica dos óxidos e hidróxidos de ferro à luz natural (Prancha 5: C). O mineral também ocorre como inclusões de até 0,5 mm nos cristais de oligoclásio e microclínio,

e apresentam extinção ondulante (Prancha 5: B). O contato é irregular ou lobulado com os demais minerais.

O microclínio é pouco frequente e apresenta geminação xadrez obliterada ou ausente (Prancha 4: E e F), restando apenas resquílios da macla nas bordas do cristal, que exhibe coloração cinza homogênea a nicóis cruzados. Os cristais possuem dimensões inferiores a 2 mm e são afetados pelos processos de saussuritização e sericitização, que é menos acentuado que no oligoclásio. O microclínio pode apresentar inclusões de quartzo, plagioclásio e apatita. O contato com o plagioclásio e a muscovita é difuso, sendo irregular/curvo com o quartzo e epidoto.

A muscovita ocorre associada aos plagioclásios, geralmente como agregados anédricos que raramente formam cristais placoides. O mineral possui dimensões inferiores a 0,1 – 0,2 mm e geralmente apresenta textura do tipo *mica fish* (Prancha 4: D). O mineral faz contato difuso com minerais opacos, clorita e plagioclásio.

Os cristais de biotita são anédricos e observados pontualmente, com dimensões inferiores a 0,5 mm. O mineral é fortemente afetado pela oxidação, que substitui a biotita por minerais opacos, hematita e magnetita (Prancha 5: E). O contato do mineral com o quartzo e o plagioclásio é irregular, sendo difuso com os minerais opacos e o epidoto.

Há abundância de epidoto e minerais opacos na seção delgada RF-26, que ocorrem próximos às micas ou sobre os cristais de oligoclásio, como produto da saussuritização. O intercrescimento desses minerais em microfraturas é comum (Prancha 4: E e F).

A zoisita ocorre em menor escala, geralmente subordinada ao epidoto, que possui dimensões de até 0,3 mm (Prancha 5: F). Os minerais opacos possuem tamanhos inferiores a 0,5 mm, com bordas irregulares que muitas vezes apresentam coloração alaranjada, causada pela liberação de óxido-hidróxido de ferro. O contato dos minerais opacos e do epidoto com os demais minerais é irregular ou difuso.

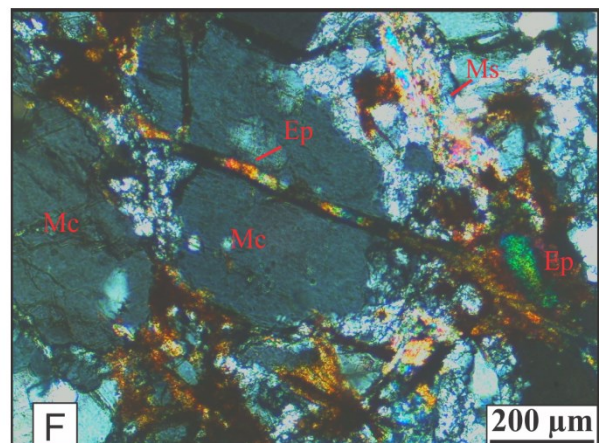
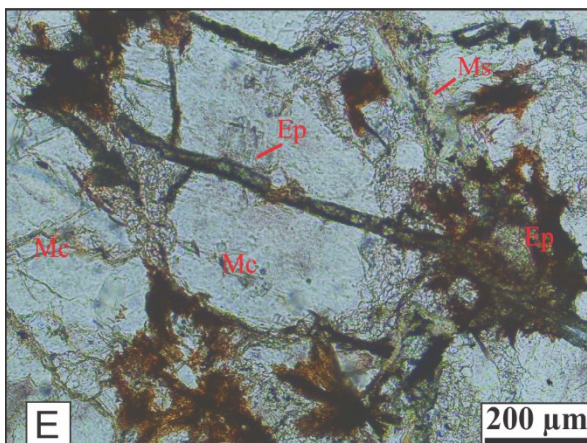
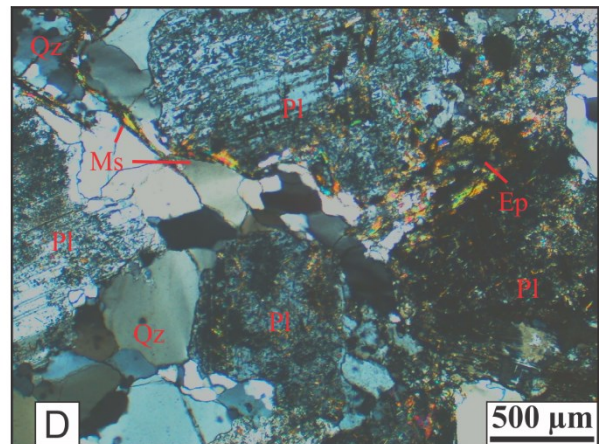
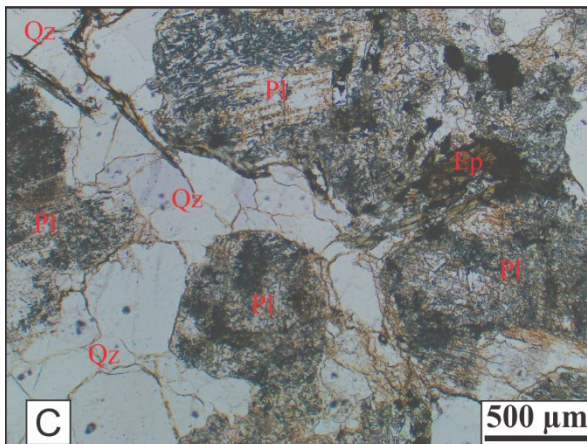
A apatita é um mineral acessório pouco frequente e ocorre como inclusão nos cristais de oligoclásio, com forma euédrica acicular. Suas dimensões são inferiores a 0,1 mm, e apresentam-se na forma de bastonetes ou finas agulhas.

O rutilo raramente é observado como mineral acessório, ocorrendo, em geral, como inclusão em cristais de quartzo e feldspatos na forma finas agulhas. A clorita é gerada no

processo de cloritização, e é dificilmente observada nas bordas das demais micas, com as quais faz contato difuso.

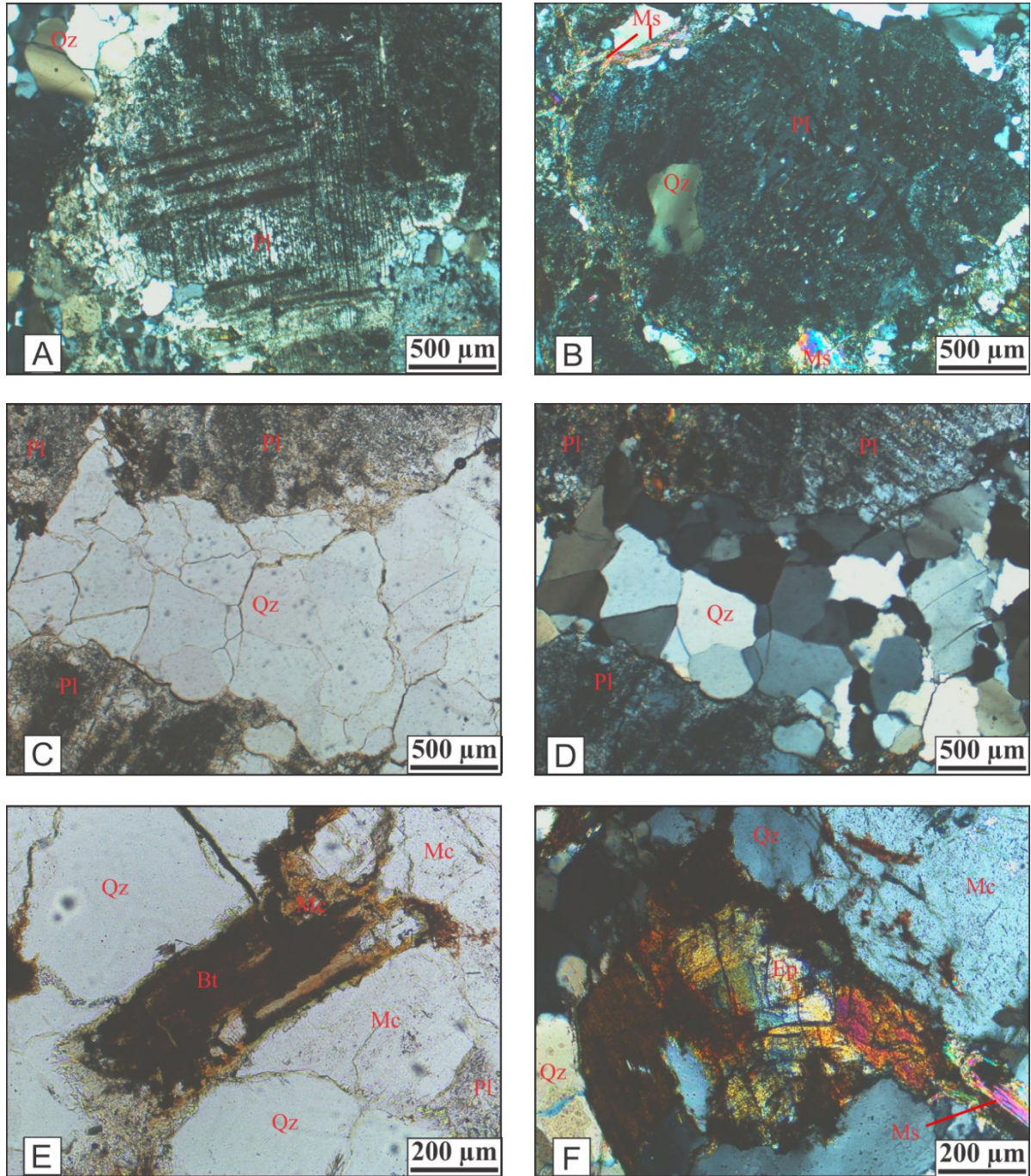
O granodiorito apresenta escassos pseudomorfos de forma granular, constituídos por um agregado de minerais isotrópicos, sendo considerado um mineral traço. O zircão também é pouco frequente e aparece como microinclusões em cristais de oligoclásio.

Prancha 4: Afloramento e microfotografias mostrando aspecto geral e microfraturamento da fácies granodiorito rosa.



(A) Fotografia de afloramento de granodiorito rosa no topo de morro, com disposição em blocos. (B) Fotografia aproximada de bloco de granodiorito leucocrático, com veios pegmatíticos. (C) e (D) Fotomicrografias mostrando aspecto geral da rocha granodiorítica na objetiva de 4x, a nicois paralelos e cruzados, respectivamente. É possível observar o oligoclásio saussuritizado e com macla albita parcialmente preservada, pequenos cristais de muscovitas com textura *mica fish*, quartzo recrystalizado e epidoto. (E) e (F) Fotomicrografia mostrando microfraturamentos preenchidos por epidoto e óxidos-hidróxidos de ferro, além de cristais de microclínio com macla ausente. (G) e (H) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio maior mostrando intercrescimento de microcristais e inclusão de quartzo com extinção ondulante. Fotografias tiradas a nicois cruzados, nas objetivas de 4x e 10x, respectivamente.

Prancha 5: Fotomicrografias exibindo minerais da fácies granodiorito rosa.



(A) Fotomicrografia mostrando cristal de plagioclásio com macla polissintética combinada, e zoneamento nas bordas do mineral. Fotografia tirada a nicois cruzados, na objetiva de 4x. (B) Fotomicrografia de oligoclásio com inclusão de quartzo com extinção ondulante e muscovitas com textura *mica fish* ao redor do cristal. Fotografia

tirada a nicois cruzados, na objetiva de 4x. (C) e (D) Fotomicrografias de quartzo recristalizado com subgrãos de contatos irregulares à direita e retos à esquerda da foto. Cristais de plagioclásio saussurizados e exibindo macla albita também são observados. Fotografia tirada na objetiva de 4x, a nicois paralelos e cruzados, respectivamente. (E) Fotomicrografia de biotita oxidada, com coloração escura e bordas irregulares e difusas. Foto tirada na objetiva de 10x a nicois paralelos. (F) Fotomicrografia mostrando cristal de epidoto com alterações de óxidos- hidróxidos de ferro. Também é possível observar cristal de muscovita placoide, quartzo e microclínio com macla ausente.

3.2.2. Associação de Fácies Monzogranítica

3.2.2.1. Monzogranito rosa

O monzogranito rosa representa a maior porção do corpo magmático e encontra-se distribuído principalmente nas porções norte e no extremo sul do granitoide. Caracteriza-se pela granulação variando de média a fina, e geralmente apresenta textura fanerítica equigranular e estrutura isotrópica. Os afloramentos da rocha na parte meridional do corpo ígneo são escassos, onde predomina a rocha acinzentada. Até 64% da composição do monzogranito rosa é constituído por feldspato potássico e plagioclásio.

O monzogranito apresenta caráter leucocrático, com apenas cerca de 6% de minerais máficos em sua composição, exibindo cristais com tamanhos de 0,1 mm até 5 mm, com distribuição de tamanhos relativamente homogênea, que indica textura equigranular. As microestruturas ígneas encontradas foram: (i) hipidiomórfica, marcada pela presença de quartzo e plagioclásio subédricos (Prancha 6: A e B) (ii) gráfica, representada pelo intercrescimento de quartzo subarredondado no feldspato potássico (Prancha 6: C) e (iii) mirmequíticas, envolvendo quartzo vermicular em plagioclásio (Prancha 6: E e F).

A mineralogia principal é constituída por oligoclásio (26~31%), quartzo (29~31%), microclínio (26~29%) e biotita (3~6%). Minerais como muscovita (5~6%), clorita (0~1%) e zoisita (0~1%) ocorrem como secundários. Os minerais acessórios são representados por minerais opacos (1~2%), apatita (0~1%), rutilo (0~1%), pseudomorfos (0~1%) e zircão (0~1%). Em todas as amostras descritas foi observado microfraturamento inter e intracristalino permeando toda a rocha. A maioria das microfraturas é preenchida por óxido-hidróxido de ferro e minerais opacos.

O oligoclásio ocorre amplamente distribuído pela trama da rocha, e representa duas gerações de cristais de tamanhos distintos com dimensões entre 0,1 – 0,2 mm e 2 – 3,25 mm, geralmente são subédricos a anédricos, e quando os cristais apresentam dimensões menores mostram evidente hábito tabular. O mineral foi identificado a partir do método Michel Levy, que obteve valores menores que 5 para o máximo ângulo de extinção, indicando oligoclásio.

É comum observar poucos cristais com geminação albita aparente, devido principalmente à intensa saussuritização, com intercrescimento de sericita, muscovita, argilominerais e ocasionalmente epidoto, que confere coloração escura, em tons marrons e homogênea ao mineral (Prancha 6: A e D). Os cristais menores que 0,5 mm ocorrem como inclusões no microclínio. Em uma das amostras (RF-12B) foi possível verificar a ausência total ou parcial da geminação, mostrando que elas se encontram comumente total ou parcialmente obliterada.

É possível observar inclusões nos cristais de oligoclásio, principalmente de minerais opacos, biotita e zircão. Alguns cristais apresentam textura mirmequítica quando em contato com o microclínio (Prancha 6: E e F), com o qual frequentemente faz contato difuso, assim como com as micas. O contato entre o oligoclásio e os cristais de quartzo é irregular.

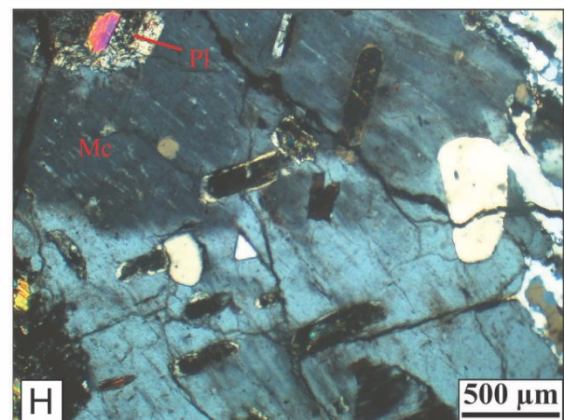
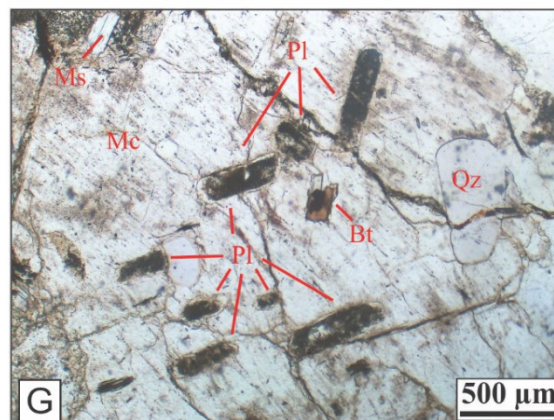
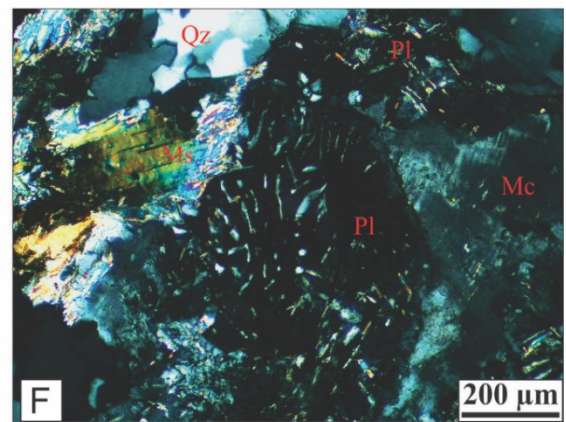
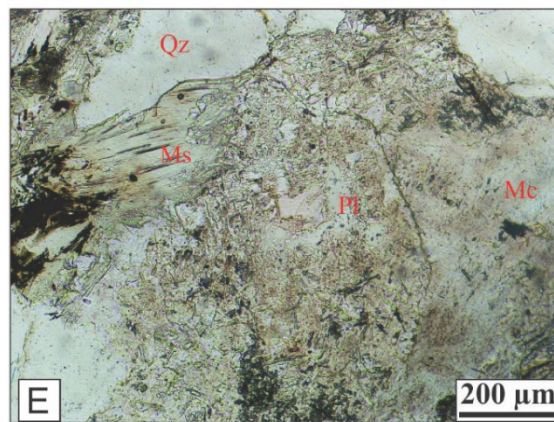
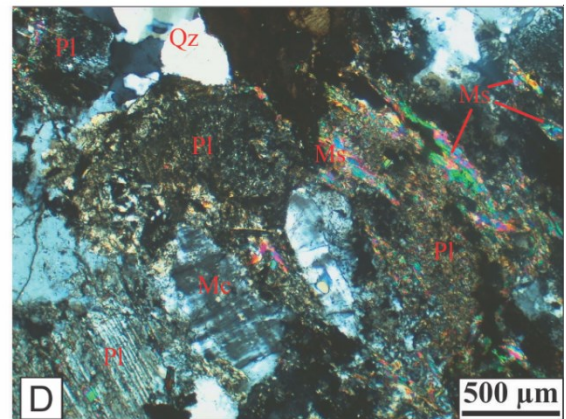
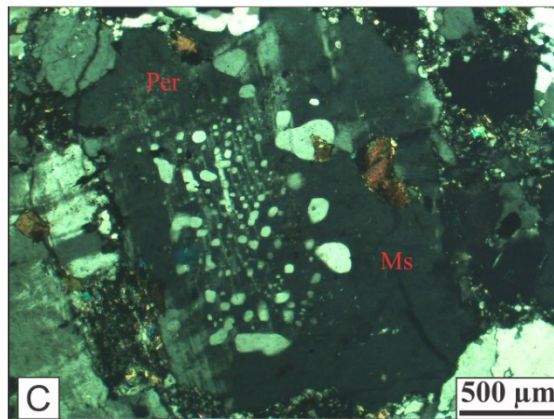
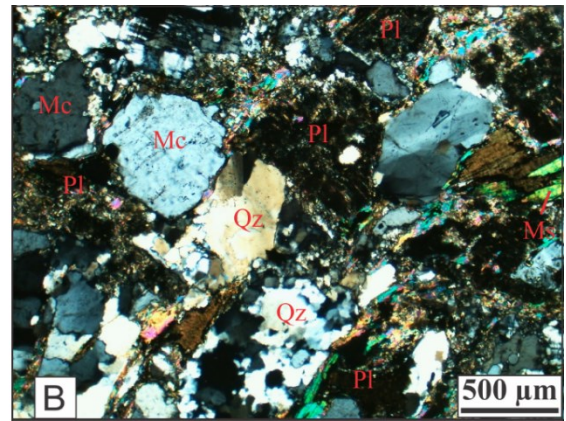
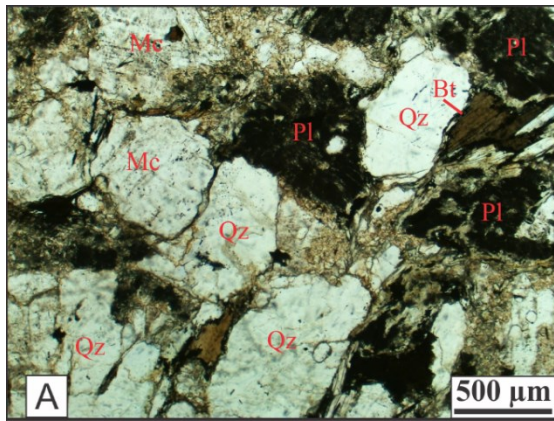
O feldspato potássico, identificado como microclínio apresenta as maclas polissintéticas periclina e em grade, formando um padrão xadrez, podendo ser combinada ou não com a geminação *Carlsbad* (Prancha 7: A), que devido a deformação e provável hidratação na fase final de resfriamento do granitoide mostram geminação obliterada na maioria dos cristais, assim como no caso dos oligoclásios, sendo possível observar sua presença apenas em suas bordas (Prancha 6: C). A forma dos cristais é subédrica e se distribuem na rocha em cristais de até 5 mm (RF-03; Prancha 6: G e H), mas geralmente são inferiores a 3,75 mm e 2,5 mm (RF-05 e RF-12B).

É possível observar processos de exsolução mirmequítica, com desenvolvimento de quartzo vermiforme dentro dos cristais de plagioclásios e quartzos, e processos de saussuritização, epidotização, moscovitização e sericitização, resultando na neoformação dos cristais de epidoto, calcita, moscovita e sericita respectivamente, que estão expostos na forma de filmes e manchas ocupando os planos de clivagens das micas e algumas vezes nos planos de geminação do plagioclásio. A presença de textura pertítica e mirmequítica são representativos de processos de exsolução em estágio de subsolvus e recristalização tardi-magmática.

Inclusões de outros minerais são frequentes nos cristais maiores de microclínio mostrando evidências de uma sequência de cristalização com duas gerações de plagioclásios, uma mais antiga representada por oligoclásios saussuritizados e outra mais recente de minerais maiores, independentes, intersticiais e bem desenvolvidos. Como inclusões ainda se destacam

os opacos, biotita, apatita, muscovita, zircão (Prancha 6: G e H), e diminutos cristais de quartzo às vezes intercrescidos na forma de gotas ou microcristais (Prancha 6: C).

Prancha 6: Fotomicrografias mostrando aspecto geral da fácies monzogranito rosa e texturas associadas.



(A) e (B) Fotomicrografia da textura hipidiomórfica do monzogranito rosa. Fotografia tirada na objetiva de 4x a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. (C) Fotomicrografia de cristal de microclínio com geminação

xadrez descontínua e intercrescimento de quartzo na forma de gotas, além de inclusão de biotita. Cristal de plagioclásio saussuritizado é observado no canto inferior esquerdo. Foto tirada a nicois cruzados, na objetiva de 4x – Amostra RF-12B (D) Fotomicrografia mostrando aspecto geral do monzogranito rosa ao microscópio, na objetiva de 4x, a nicois paralelos e cruzados, respectivamente. A imagem mostra cristais de oligoclásio saussuritizados e com geminação albita, fazendo contato difuso com microclínio, que apresenta geminação polissintética xadrez. Na parte superior central observa-se cristais de biotita associada aos pseudomorfos (Amostra RF-03). (E) e (F) Fotomicrografias exibindo cristal de plagioclásio com macla ausente e textura mirmequítica ao centro. O mineral está em contato com microclínio, que apresenta macla xadrez obliterada. Cristal de muscovita com extinção ondulante e minerais opacos à esquerda. Fotografias tirada na objetiva de 10x em nicois paralelos e cruzados, respectivamente. (G) e (H) Fotomicrografia de feldspato potássico com geminação xadrez alterada e microfraturamento, exibindo inclusões de plagioclásios saussuritizados, quartzo e muscovita. Foto tirada utilizando a objetiva de 4x, em nicois paralelos e cruzados, respectivamente.

O contato do microclínio com outros cristais pode variar, no caso quanto em contato com o quartzo é irregular, assim como com a biotita, com a qual raramente faz contato reto. Já em relação com os outros minerais como o microclínio, oligoclásio e muscovita o contato aparece difuso. O microfraturamento intracristalino ocorre na maioria dos cristais, geralmente com preenchimento por óxido-hidróxido de ferro, minerais opacos e argilominerais.

O quartzo é anédrico, pode aparecer sob a forma de cristais maiores, intersticiais, independentes ou em agregados policristalinos com subgrãos de bordas ameboides, subarredondadas e reentrantes, que confere algumas porções da lâmina com aspecto de “mosaico” (Prancha 7: C). Quando distribuído intersticial constitui cristais bem desenvolvidos com forte extinção ondulante, pode aparecer também ocorre como inclusões em cristais de microclínio, com formato arredondado granular de até 1 mm, geralmente também com extinção ondulante. Apresentam também gerações de resfriamento distintas, e isso pode ser observado pela variação da granulação que apresenta dimensões média de 0,9 – 1,5 mm, podendo chegar a 3 – 5 mm. O contato com outros minerais (oligoclásio, muscovita, biotita e microclínio) pode variar de regular, curvo ou reentrante, as vezes dentilhados e irregular.

Microfissuras intracristalinas são comuns e por vezes preenchidas por minerais opacos, rutilo e óxidos-hidróxido de ferro, que destaca a subdivisão dos cristais recristalizados. Na lâmina RF-12B há lamelas de quartzo deformado com a neoformação de grãos associados a microfraturamentos (Prancha 7: F).

A muscovita geralmente ocorre como agregados anédricos sobre os cristais de oligoclásio e em seu entorno, como produto da muscovitização com tamanhos muito pequenos, em geral, inferiores a 0,5 mm. O mineral também é observado em cristais isolados de até 1,75 mm ou em pequenos agrupamentos, que comumente apresenta inclusões de apatita, pseudomorfos e minerais opacos, além de textura do tipo “*mica fish*” e por vezes extinção ondulante (Prancha 8: A). Cristais de muscovita euédricos placoides também são observados

dispersos pela rocha (Prancha 8: B). A muscovita é incolor, porém alguns apresentam pleocroísmo sutil em tom rosado. (Prancha 8: C).

As bordas da muscovita geralmente são irregulares e ocorrem alterações por óxido-hidróxido de ferro, recorrente tanto nas bordas quanto em espaços intralamelares, onde também pode haver preenchimento por minerais opacos. O contato com os cristais de quartzo, biotita, microclínio e pseudomorfos é irregular, assim como entre os próprios cristais de muscovita. Com o plagioclásio e com os minerais opacos, o contato é difuso.

A biotita é subédrica a anédrica, placoide, cor marrom, possui pleocroísmo variando entre marrom e bege claro e é observada como cristais isolados ou pequenos agregados de até 2,5 mm, associada a preenchimento de microfraturamentos (Prancha 8: D) ou ainda como inclusões em cristais de microclínio. É comum observar microcristais de zircão como inclusão no interior das biotitas, que geram halo pleocróico conforme observado na Prancha 8: C, além de apatita, minerais opacos e pseudomorfos. A maioria das biotitas apresentam bordas corroídas, e o mineral pode apresentar clivagem levemente dobrada pelo efeito da deformação sofrida pela rocha. Alterações por óxido-hidróxido de ferro são comuns, ocupando a clivagem paralela da biotita juntamente com minerais opacos. O contato da biotita com os minerais opacos, pseudomorfos, quartzo e muscovita geralmente é irregular ou curvo, podendo ser difuso com a muscovita, clorita e oligoclásio.

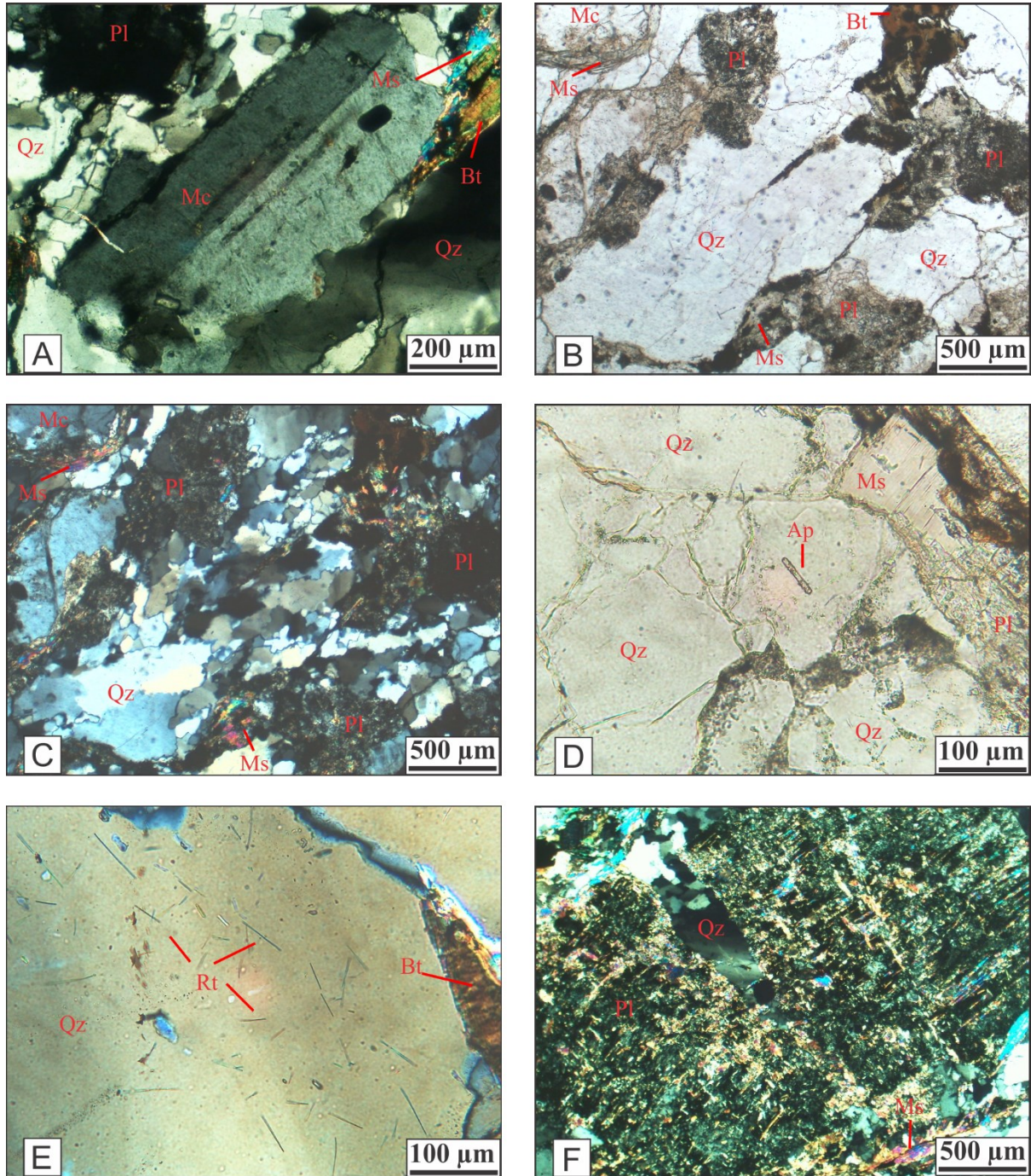
Os minerais opacos são pouco frequentes, e geralmente ocorrem nos interstícios, preenchendo microfraturas ou como inclusões em cristais de biotita, muscovita e feldspatos. São cristais anédricos, alguns com formato arredondado e tamanhos inferiores a 0,5 mm. Alguns cristais apresentam coloração alaranjada em suas bordas, indicando liberação de óxido-hidróxido de ferro. O contato com as micas é difuso ou irregular.

A apatita é um mineral acessório frequente e ocorre como inclusão em cristais de microclínio, quartzo e biotita, com dimensões inferiores a 0,5 mm (Prancha 7: D). Aparece com formato euédrico acicular, na forma de bastonetes e finas agulhas ou como microcristais prismáticos, com formato arredondado e extinção ondulante.

A clorita ocorre como cristais placoides escassos ou como resultado do processo de cloritização (Prancha 8: E). O mineral é raramente observado, e, em geral, se encontra próximo às outras micas ou em substituição das mesmas, fazendo contato difuso com estes minerais. O mineral pode apresentar extinção ondulante.

Também foram identificados pseudomorfos de forma granular, constituídos por um agregado de minerais microcristalinos isotrópicos. Esses pseudomorfos foram observados apenas na amostra RF-03 (Prancha 9: A e B).

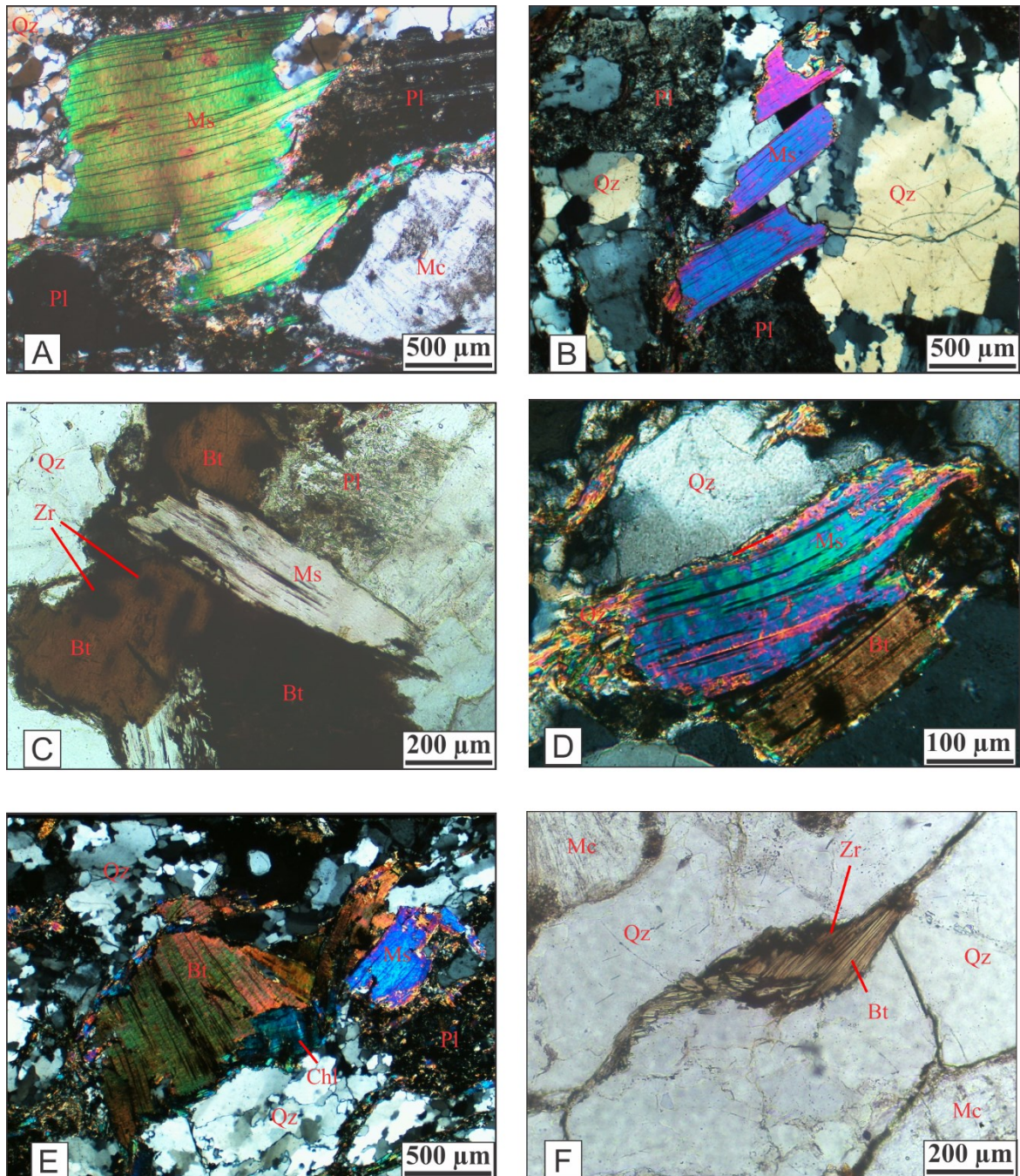
Prancha 7: Fotomicrografias mostrando minerais e aspecto da rocha associada a fácies monzogranito rosa.



(A) Fotomicrografia de cristal de microclínio com geminação Carlsbad em contato difuso com quartzo com extinção ondulante. Foto tirada a nicóis cruzados, na objetiva de 10x – Amostra RF-12B. (B) Fotomicrografia evidenciando aspecto geral da rocha, com cristais de plagioclásio saussuritizado, quartzo, biotita com halo pleocroico, muscovita e minerais opacos. Foto tirada a nicóis paralelos, na objetiva de 4x – Amostra RF-05. (C) Fotomicrografia mostrando cristais de quartzo recrystalizados, com subgrãos de contatos lobulados. Foto tirada

a nicois cruzados, na objetiva de 4x – Amostra RF-05. (D) Fotomicrografia ilustrando cristal de apatita incluído em quartzo. É possível observar muscovita com leve pleocroísmo no canto superior direito. Foto tirada a nicois cruzados, na objetiva de 20x – Amostra RF-03. (E) Fotomicrografia de microcristais de rutilo aciculares no interior de quartzo. Foto tirada na objetiva de 20x a nicois cruzados – Amostra RF-03. (F) Fotomicrografia de cristal de plagioclásio muscovitizado exibindo microfraturamento preenchido por quartzo neoformado. Foto tirada na objetiva de 4x a nicois cruzados – Amostra RF-12B.

Prancha 8: Fotomicrografias mostrando micas primárias e micas pós-magmáticas em monzogranito rosa.



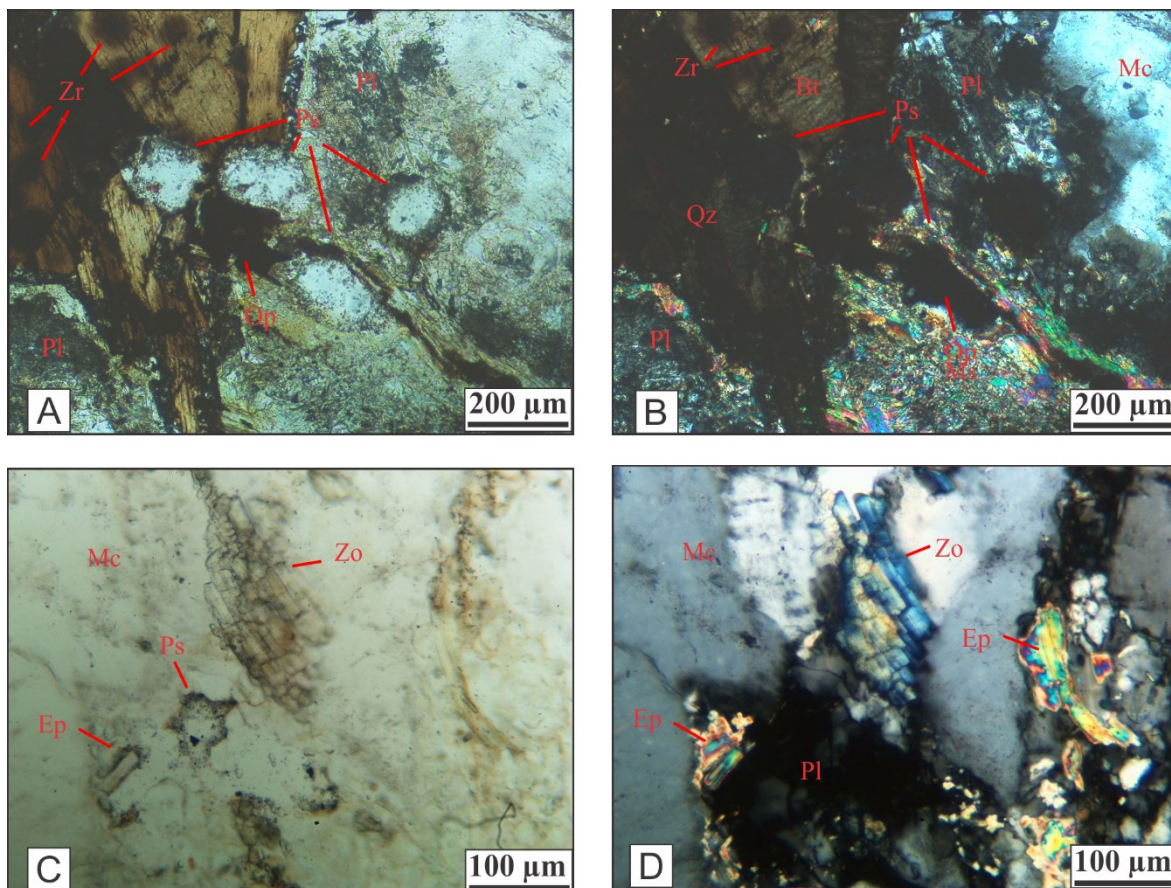
(A) Fotomicrografia evidenciando cristal de muscovita com textura *mica fish* e extinção ondulante, plagioclásio saussuritizado, microclínio e quartzo recrystalizado no canto superior esquerdo. Foto tirada a nicois cruzados, na objetiva de 4x – Amostra RF-05. (B) Fotomicrografia com cristais de muscovita euédricos com bordas consumidas, quartzo recrystalizado e plagioclásio saussuritizado. Foto tirada a nicois cruzados, na objetiva de 4x – Amostra RF-03. (C) Fotomicrografia mostrando muscovita com leve tom rosado ao centro, associada a

cristais de biotita com halo pleocroico. Foto tirada a nicois paralelos, na objetiva de 10x – Amostra RF-03. (D) Fotomicrografia de *mica fish* em contato irregular com o quartzo e biotita. Foto tirada na objetiva de 20x a nicois cruzados – Amostra RF-12B. (E) Fotomicrografia mostrando aglomerado de micas: biotita, muscovita e clorita. Foto tirada na objetiva de 4x a nicois cruzados – Amostra RF-12B. (F) Fotomicrografia mostrando cristal de biotita associado a microfraturamento. Foto tirada na objetiva de 4x a nicois paralelos – Amostra RF-12B.

O rutilo se apresenta na forma de finas agulhas aciculares e ocorre incluso em cristais de quartzo e nos feldspatos. Também ocorre no espaço intralamelar em cristais de biotita e muscovita. Apresenta cor marrom avermelhada e quando em maior aumento é possível observar microagregados aciculares (Prancha 7: E).

O zircão ocorre como microcristais prismáticos distribuídos na seção delgada ou como inclusão em outros minerais, principalmente nos cristais de biotita. Os microcristais exibem formato prismático e tamanho inferior a 0,1 mm (Prancha 9: A e B).

Prancha 9: Fotomicrografias mostrando pseudomorfos isotrópicos e minerais do grupo do epidoto..



(A) e (B) Fotomicrografia evidenciando os pseudomorfos em contato curvo e difuso com cristais de biotita, minerais opacos e plagioclásio. Foto tirada na objetiva de 10x a nicois paralelos e cruzados, respectivamente – Amostra RF-03. (C) e (D) Fotomicrografia de cristal de zoisita prismático com microfraturamentos ortogonais; microcristais de epidoto e pseudomorfos. Foto tirada a nicois cruzados, na objetiva de 20x – Amostra RF-12B.

Minerais do grupo do epidoto são escassos e ocorrem como microcristais no interior de plagioclásios saussuritizados. Na amostra RF-12B a zoisita apresenta hábito prismático e

está disposta na forma de agregados colunares eudrais de até 0,1 mm (Prancha 9: C e D). Na mesma seção delgada os cristais de biotita e zircão são pouco frequentes, e a biotita representa apenas 3% da mineralogia rocha. Outra disparidade com as demais amostras de monzogranito rosa (RF-03 e RF-05) é que a dimensão dos cristais de muscovita, que possuem tamanhos diminutos e não ultrapassam 0,4 – 0,8 mm.

3.2.2.2. Monzogranito cinza

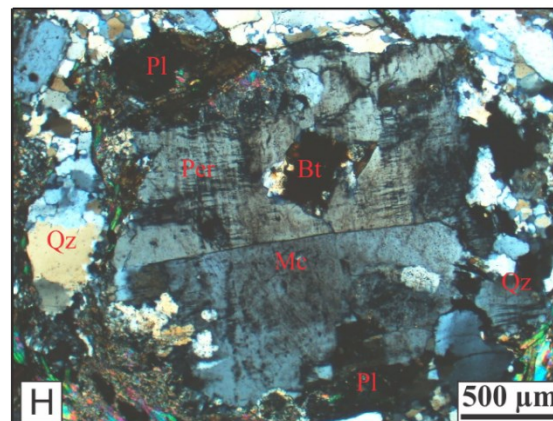
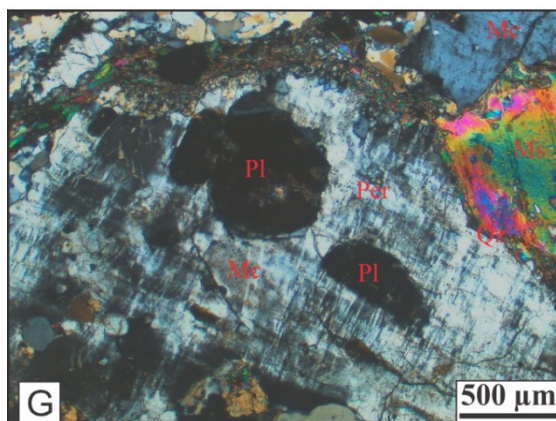
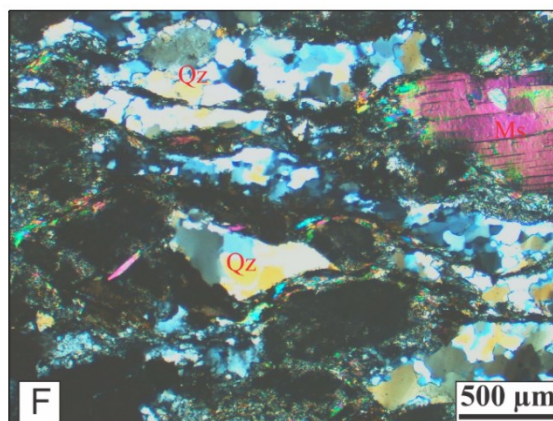
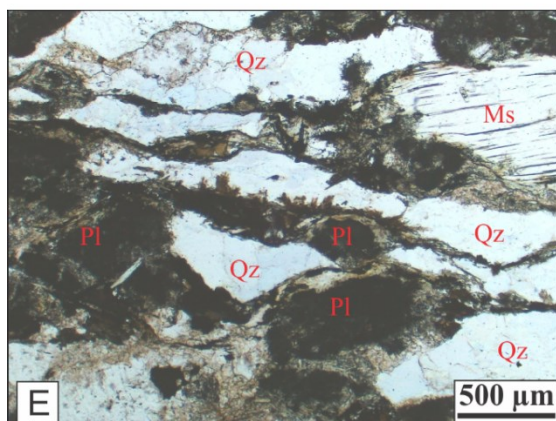
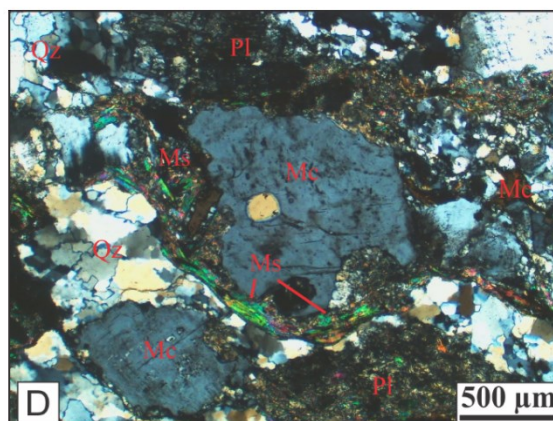
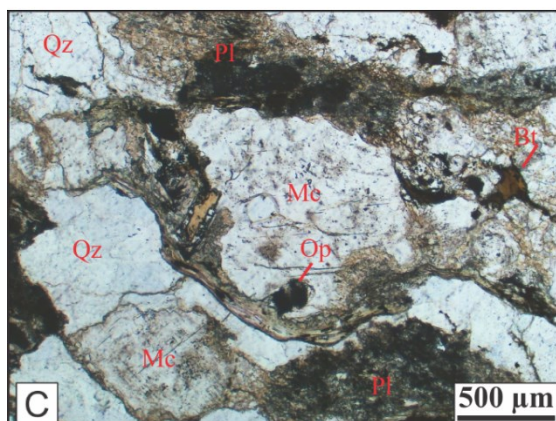
O monzogranito cinza ocorre na porção sul do corpo granítico. A textura é fanerítica equigranular (Prancha 10: C, D, E e F), com estrutura marcada por anisotropia incipiente, representada por uma foliação principal (Sn) de baixo ângulo com direção NW e vergência para nordeste, associada a foliação regional (Prancha 10: A). Há a presença de fraturas isoladas e combinadas em pares conjugados, subparalelas à foliação regional da rocha. São observados veios de quartzo completos e estrangulados encaixados no interior da massa rochosa (Prancha 10: B).

As microestruturas ígneas encontradas foram: (i) hipidiomórfica, marcada pelo quartzo e plagioclásio (Prancha 10: C, D, E e F), (ii) pertítica, com microclínio interpenetrado por finos cristais de plagioclásio (Prancha 10: G e H) e (iii) gráfica, representada pelo intercrescimento de quartzo no feldspato potássico, raramente observada.

A mineralogia principal da rocha é composta por oligoclásio (30~32%), quartzo (28~30%), microclínio (25~30%) e biotita (3~4%). Muscovita (5~12%), clortia (0~1%), zoisita (0~1%) e epidoto (0~1%) ocorrem como minerais secundários. Os minerais acessórios são representados por minerais opacos (0~1%), apatita (0~1%), rutilo (0~1%), pseudomorfos (0~1%) e zircão (0~1%).

O aspecto microestrutural da rocha é marcado por feições cataclásticas causadas pela intensa deformação, com microfraturamentos intersticiais e intracristalinos de até 0,2 mm de espessura. As microfraturas são preenchidas por cristais de biotita, muscovita, minerais opacos, pseudomorfos, argilominerais e óxido-hidróxido de ferro. O estiramento dos cristais de quartzo muscovita é responsável por marcar a orientação preferencial da rocha (Prancha 10: E e F).

Prancha 10: Afloramento e microfotografias mostrando aspecto e texturas da fácies monzogranito cinza.



(A) Fotografia mostrando afloramento de monzogranito cinza, com amostra orientada posicionada na parte inferior (14/15). Ponto RF-19. (B) Fotografia de veio pegmatítico estrangulado cortando monzogranito cinza. Ponto RF-19. (C) e (D) Fotomicrografia mostrando aspecto geral da rocha, com cristal de microclínio ao centro. O mineral exibe inclusão de quartzo e muscovita com textura *mica fish* à sua volta. Também é possível observar plagioclásio saussuritizado, e quartzo recristalizado. Foto tirada a nicois paralelos e cruzados, respectivamente, na objetiva de 4x – Amostra RF-11. (E) e (F) Fotomicrografia do aspecto geral do monzogranito cinza, com cristais de quartzo estirados e recristalizados, plagioclásio saussuritizado e muscovita placoide. Foto tirada na objetiva de 4x, a nicois paralelos e cruzados – Amostra RF-13. (G) e (H) Fotomicrografia mostrando textura pertítica em cristais de microclínio no monzogranito cinza, com inclusões de plagioclásio e biotita. Fotografias tiradas na objetiva de 4x, a nicois cruzados – Amostra RF-11.

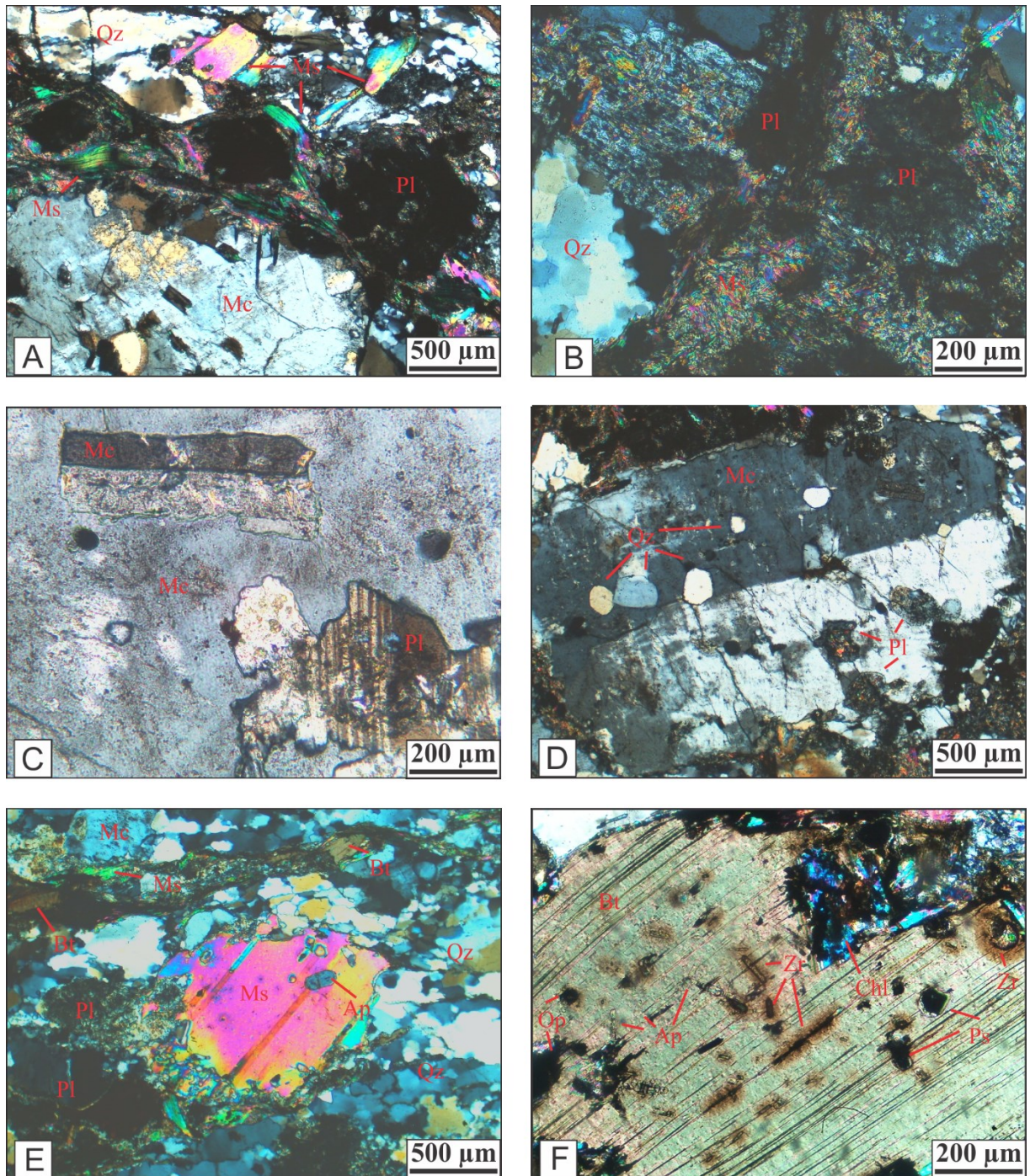
O oligoclásio ocorre amplamente distribuído pela rocha, com cristais de tamanho superior a 1,5 mm. São anédricos a subédricos, com bordas irregulares e em geral não apresentam geminação, que se encontra totalmente obliterada pelo processo de saussuritização. Os agregados microcristalinos compostos por sericita, argilominerais e microcristais de zoisita e epidoto substituem os cristais de oligoclásio, que se tornam escurecidos e com aspecto pseudomórfico (Prancha 11: A). Ocorre também a muscovitização, em menor intensidade, com o intercrescimento de muscovita sobre os cristais (Prancha 11: B).

O oligoclásio também ocorre incluso no feldspato alcalino, geralmente com granulação inferior a 0,45 mm. Alguns desses cristais ainda apresentam macla albita preservada (Prancha 11: C). Os valores obtidos para o máximo ângulo de extinção nesses cristais de plagioclásio são inferiores a 7,5, que pelo método Michel Levy indica a composição para o oligoclásio. O contato este mineral e os cristais de microclínio e muscovita é difuso, sendo irregular/curvo com o quartzo e a biotita.

O quartzo tem ampla distribuição, com textura hipidiomórfica e dimensões de até de até 2,25 – 3 mm. O quartzo possui bordas irregulares e encontra-se fortemente estirado, principalmente nas amostras RF-11 e RF-13. Há a recristalização dos cristais, que gera subgrãos de dimensões ligeiramente inferiores ao monzogranito rosa, e também produz aspecto mosaico (Prancha 11: E). O contato entre os grãos fragmentados é ameboide ou reentrante e é realçado pela percolação de óxido-hidróxido de ferro.

Os cristais de quartzo com tamanho inferior a 0,5 mm geralmente ocorrem inclusos no microclínio e apresentam extinção ondulante. O contato do quartzo com os demais minerais é irregular ou curvo, sendo raramente reto ou difuso com as micas.

Prancha 11: Fotomicrografias mostrando minerais e processos associados à fácies monzogranito cinza.



(A) Fotomicrografia mostra plagioclásio intensamente saussuritizado, envolto por *mica fish*.; porfiroclasto de microclínio com inclusões; quartzo com extinção ondulante e recristalizado. Foto tirada a nicóis cruzados, na objetiva de 4x – Amostra RF-11. (B) Fotomicrografia de plagioclásio muscovitizado. Foto tirada a nicóis cruzados, na objetiva de 10x – Amostra RF-19A. (C) Fotomicrografia de plagioclásio e microclínio geminados inclusos em porfiroclasto de feldspato potássico. Foto tirada a nicóis cruzados, na objetiva de 10x – Amostra RF-11. (D) Fotomicrografia mostrando microclínio com macla Carlsbad exibindo inclusões de quartzo e plagioclásio. Foto tirada a nicóis cruzados, na objetiva de 4x – Amostra RF-11. (E) Fotomicrografia de muscovita subédrica com inclusão de apatita e óxidos-hidróxidos de ferro em sua clivagem. Foto tirada na objetiva de 4x, a nicóis cruzados – Amostra RF-13. (F) Fotomicrografia de biotita com bordas irregulares e inclusões de zircão, apatita, minerais opacos e pseudomorfos. Cristal de clorita na parte superior. Foto tirada na objetiva de 10x, a nicóis cruzados – Amostra RF-11.

Os cristais de microclínio são subédricos a anédricos e apresentam macla polissintética xadrez ou Carlsbad (Prancha 11: C e D), que por vezes se encontra descontínua ou ausente, conferindo aos cristais coloração homogênea (Prancha 10: C e D). As bordas dos cristais são irregulares e é comum observar inclusões de apatita e diversos outros minerais nos cristais maiores de microclínio (oligoclásio saussuritizado, quartzo, apatita, rutilo, biotita, muscovita, minerais opacos, zircão e cristais do próprio microclínio), que chegam a 5 - 5,75 mm, representando porfiroclastos (Prancha 11: C e D; Prancha 12: E e F). O microclínio é afetado por um processo de saussuritização incipiente. O contato dos cristais de microclínio com o plagioclásio e a muscovita é difuso, sendo irregular/curvo com o quartzo e a biotita.

A muscovita ocorre de três formas: como agregados anédricos sobre o oligoclásio; preenchendo microfissuras; ou como cristais isolados e em pequenos aglomerados subédricos. Nos dois primeiros casos o mineral apresenta dimensões inferiores a 0,5 – 1 mm e é comum que apresente textura *mica fish*, envolvendo cristais de oligoclásio e microclínio (Prancha 11: A), além de extinção ondulante.

Os cristais maiores de muscovita (1 – 3 mm) subédricos exibem inclusões de apatita, rutilo, zircão, pseudomorfos e minerais opacos, além de alteração por óxido-hidróxido de ferro que preenche os espaços intralamelares da muscovita (Prancha 11: E; Prancha 12: A). O processo de cloritização é incipiente e raramente foi observado. O contato entre a muscovita e o plagioclásio é difuso, sendo irregular com o quartzo, microclínio, pseudomorfos e biotita. Ocasionalmente, a muscovita ocorre reentrante em cristais de biotita e extinção ondulante (Prancha 12: B).

O monzogranito cinza apresenta cristais escassos e diminutos de biotita distribuídos pela seção delgada, ocasionalmente formando pequenos aglomerados. O mineral tem pleocroísmo variante entre marrom e bege claro e dimensões inferiores a 1 mm. Possui hábito lamelar e exibe bordas corroídas, difusas ou quebradiças, com inclusões de zircão, apatita, pseudomorfos e minerais opacos. A inclusão de zircão na biotita gera halo pleocróico no interior do mineral. (Prancha 12: F). Alterações por óxido-hidróxido de ferro são comuns nas bordas e na clivagem paralela da mica, principalmente quando a biotita se encontra próxima a minerais opacos. O mineral frequentemente aparece como inclusões nos feldspatos alcalinos.

A biotita também ocorre como intercrescimento em microfraturas, onde eventualmente apresenta cristais estirados e com clivagem curva (Prancha 12: C e D). O contato dos cristais

com o quartzo, microclínio e pseudomorfos é irregular, sendo difuso com o plagioclásio, muscovita e minerais opacos. O contato com a muscovita raramente é reto ou interdigitado.

Os minerais opacos são pouco frequentes no monzogranito cinza. São anédricos, de dimensões inferiores a 0,5 mm, e ocorrem nos interstícios da rocha, geralmente como inclusões ou próximos a cristais de biotita e muscovita (Prancha 12: D). É comum os cristais apresentarem coloração alaranjada em suas bordas, indicando liberação de óxido-hidróxido de ferro. O contato dos minerais opacos com as demais fases é difuso ou irregular.

Os pseudomorfos de forma granular e constituídos por agregados isotrópicos são abundantes nessa porção do granitoide e possuem dimensões de até 0,5 mm (Prancha 12: D). São encontrados próximos às micas e minerais opacos, ou como inclusões nesses minerais, com os quais faz contato irregular ou difuso. Ocorrem também preenchendo microfraturas. Alguns cristais exibem alterações supérgenas em sua superfície, que lhe conferem coloração alaranjada.

A apatita é um mineral acessório frequente e geralmente aparece como bastonetes ou microcristais prismáticos, inferiores a 0,5 mm (Prancha 12: E). Em geral, a apatita ocorre como inclusão em cristais de microclínio, muscovita e quartzo, e pode apresentar extinção ondulante.

O rutilo ocorre ocasionalmente, na forma de finas agulhas aciculares no interior do feldspato potássico e do quartzo (Prancha 12: F). Raramente o rutilo forma pequenos agregados microcristalinos.

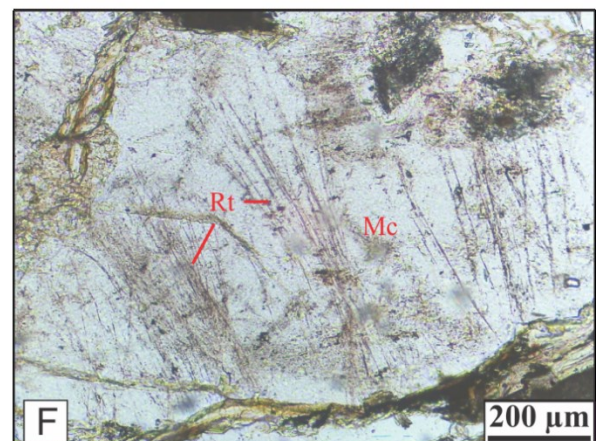
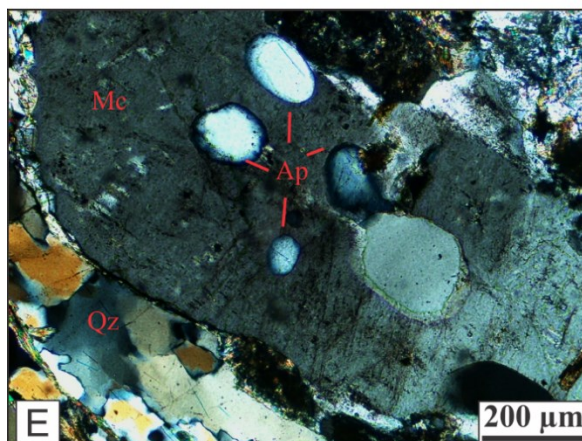
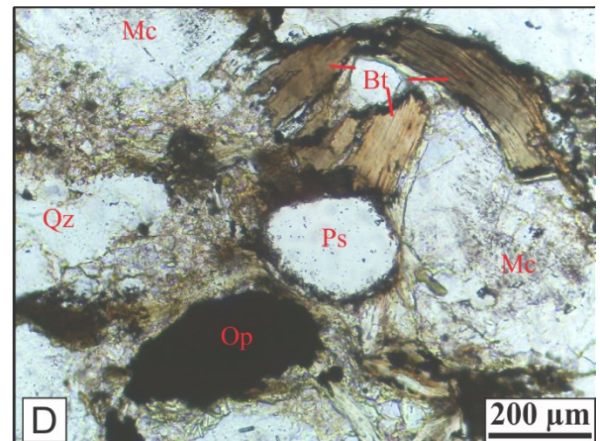
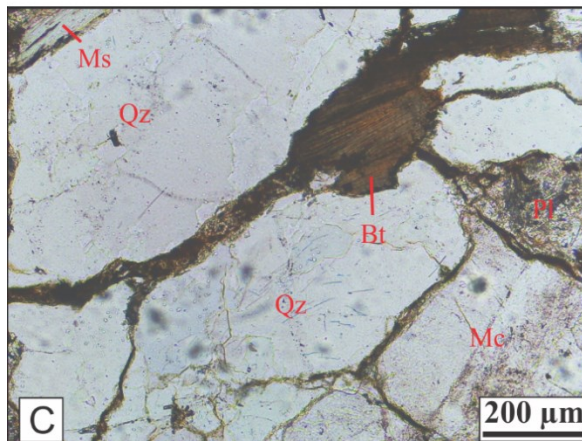
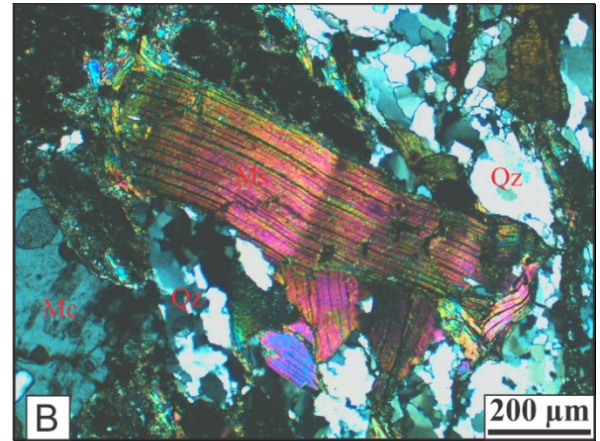
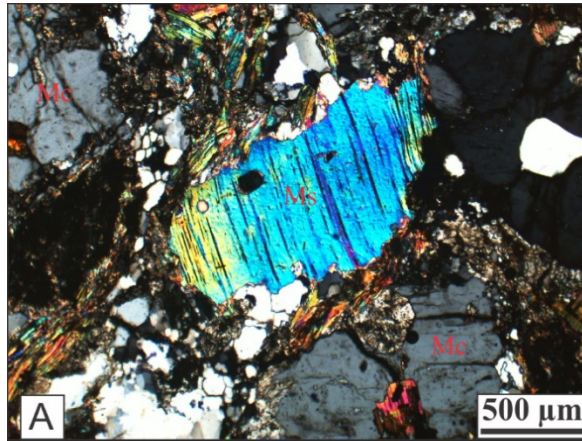
Os microcristais prismáticos de zircão são escassos, com exceção da amostra RF-11. O mineral se encontra incluso nas bioitas e microclínios e apresenta tamanhos inferiores a 0,1 mm (Prancha 11: F). O mineral também ocorre na forma de bastonetes.

A zoisita é pouco frequente, e se apresenta como cristais granulares de dimensões inferiores a 0,2 mm, geralmente no interior do oligoclásio saussuritizado, assim como os microcristais de epidoto.

Cristais de clorita são dificilmente observados. O mineral é anédrico e geralmente é observado como próximo às micas ou como produto da cloritização incipiente que afeta a borda de alguns cristais de biotita e muscovita (Prancha 11: F) O contato entre a clorita e as micas é difuso.

A amostra RF-12B, apesar de pertencer à porção rosa do granitoide em função das suas características macroscópicas e composicionais, apresenta microtexturas cataclásticas atribuídas ao monzogranito cinza, como extinção ondulante dos cristais de muscovita e intensa alteração saussuritização do plagioclásio, com a ausência de sua macla e formação de cristais zoisita.

Prancha 12: Fotomicrografias exibindo micas primárias e minerais acessórios do monzogranito cinza.



(A) Fotomicrografia de muscovita subédrica com inclusão de pseudomorfo e apatita, plagioclásio saussuritizado e cristais de microclínio sem macla. Foto tirada na objetiva de 4x, a nicóis cruzados – Amostra RF-19A. (B) Fotomicrografia de aglomerado moscovítico, com destaque para o cristal de com clivagem curva e extinção

ondulante. Foto tirada na objetiva de 10x, a nicois cruzados – Amostra RF-19B. (C) Fotomicrografia de biotita intercrecendo em microfraturamento, que também é preenchido por óxidos-hidróxidos de ferro. O quartzo apresenta microcristais aciculares de rutilo. Foto tirada a nicois paralelos, na objetiva de 10x – Amostra RF-19A. (D) Fotomicrografia mostrando cristais de biotita com clivagem curva, pseudomorfo e minerais opacos. Foto tirada a nicois cruzados, na objetiva de 10x – Amostra RF-11. (E) Fotomicrografia de microclínio com geminação ausente e inclusões de cristais prismáticos de apatita. Foto tirada a nicois cruzados, na objetiva de 10x – Amostra RF-13. (F) Fotomicrografia de microclínio com finas agulhas de rutilo. Foto tirada a nicois paralelos, na objetiva de 10x – Amostra RF-13.

3. DISCUSSÃO

3.1. Rochas encaixantes: Grupo Araxá

As rochas encaixantes do granitoide estudado são representadas por muscovita-xistos, que correspondem à lasca tectônica superior do Grupo Araxá que aflora na região. A rocha apresenta apenas uma mica principal (muscovita), com cristais de até 1 cm, e não há ocorrência de granada, indicando um grau metamórfico de fácies xisto verde, subfície muscovita-clorita.

A rocha ultramáfica identificada na área de estudo é similar a descrita por Brod *et al.* (1991), que cita a ocorrência de tremolita – actinolita xisto no Grupo Araxá. Féboli (2017) demarca o local na folha de Monte Carmelo como uma unidade de diques máficos e ultramáficos, representados por “piroxenitos, hornblenditos e rochas afins”. As características da rocha encontrada em campo não condizem com as descritas por Féboli (2017), sendo assim, esta foi melhor atribuída como pertencente ao Grupo Araxá.

3.2. Granitoide: Complexo Monte Carmelo

O Complexo Monte Carmelo é uma unidade extensa que possui diversas variações mineralógicas e texturais citadas em bibliografia. Féboli (2017) descreve a unidade como composta por gnaisses e migamtitos milonitizados, e Santos (2019) caracteriza ortognaisses milonitizados de textura porfírica e inequigranular, próximo a Estrela do Sul-MG e às bordas do CMC, motivo pelo qual as rochas apresentem as características deformacionais intensas observadas por ela. O granitoide em questão pertencente ao CMC foco deste estudo, por sua vez, possui três fácies distintas (granodiorítica rosa, monzogranítica rosa e monzogranítica cinza), com aspectos petrográficos mostrando homogeneidade quanto a composição, são faneríticas e apesar de ocasionalmente inequigranulares ambos mostram texturas equigranulares predominantes e texturas magmáticas preservadas sugerindo que apesar do fracionamento com a formação de duas fácies distintas, o arrefecimento do magma ocorreu como um processo contínuo.

A mineralogia principal é coerente com a descrita por autores anteriores (SEER *et al.*, 2007; SEER e MORAES, 2013; CPRM, 2014; FÉBOLI, 2017), exceto pela ocorrência de pseudomorfos. O mergulho da foliação regional do monzogranito cinza com valores entre 10 e 15° (14/15; 69/10; 345/12) condiz com o baixo ângulo descrito por Seer *et al.* (2007), porém com mergulho para nordeste. Santos (2019) descreve ortognaisses com baixo ângulo de mergulho na região de Estrela do Sul – MG, com orientação 240/35, que apesar da orientação diferente possui mesma direção e é condizente com baixo ângulo observado.

A região de estudo é marcada por uma sequência de lineamentos paralelos de direção NW-SE, encaixados em drenagens à oeste do granitoide. Outro forte lineamento de direção N-S ocorre na porção leste do corpo granítico, e delimita sua parte central (Apêndice B). Este lineamento foi marcado por Féboli (2017) no mapa geológico da região. O conjunto dos lineamentos identificados define uma zona de cisalhamento na área de estudo.

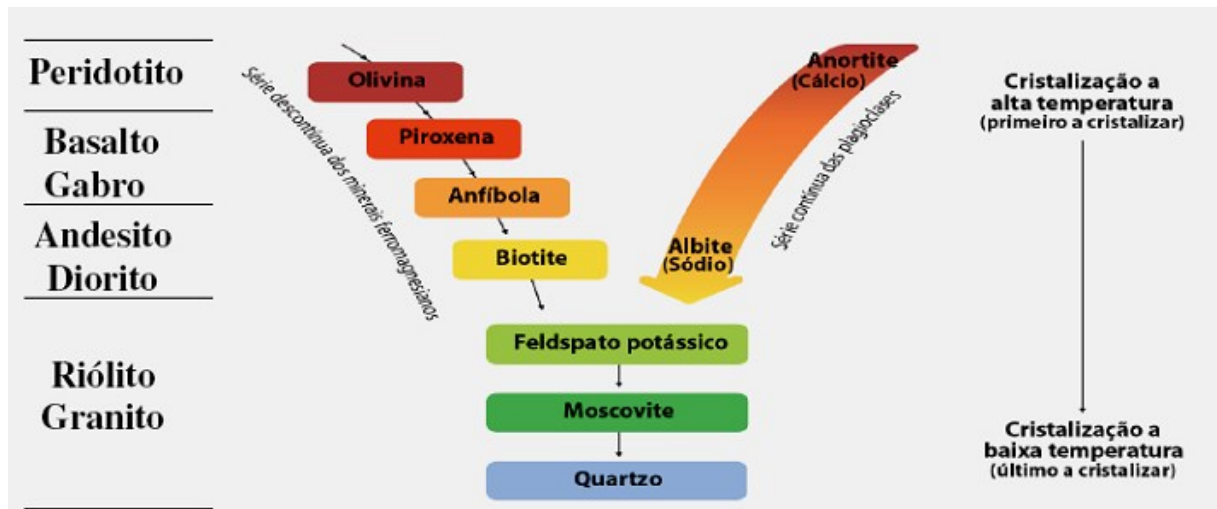
3.2.1. Sequência de cristalização magmática

A assembleia ígnea formada durante a principal fase de cristalização do magma é composta por oligoclásio, quartzo, feldspato potássio e biotita. O tamanho dos grãos do granitoide estudado foi definido durante essa mesma fase, dando origem a textura fanerítica equigranular, que indica uma baixa velocidade de arrefecimento do magma (SIAL, A. N. e McREATH, I., 1984). Pode-se observar variações composicionais no monzogranito que, em sua porção mais deformada, apresenta fenocristais de feldspato potássico.

O zoneamento de cristais de plagioclásio é uma feição formada na primeira fase de cristalização magmática, sendo uma reação química entre o líquido magmático e o mineral (SIAL, A. N. e McREATH, I., 1984). Esse aspecto foi observado, porém com ocorrência restrita tanto nas rochas do granodiorito rosa como também no monzogranito cinza (Prancha 5: A).

Nesse estudo, as biotitas e muscovitas são divididas em primárias e pós-magmáticas. As micas primárias estão associadas à primeira fase de cristalização do magma, possuem clivagem basal e hábito lamelar característico e frequentemente apresenta inclusões de zircão, apatita, minerais opacos e pseudomorfos (Prancha 13: C e D; Prancha 14: A e B). De acordo com a série de Bowen (Figura 9), as micas aparecem nos estágios finais de cristalização, e, sendo assim, envolvem os microcristais formados anteriormente durante seu crescimento.

Figura 9: Série de cristalização magmática de Bowen.

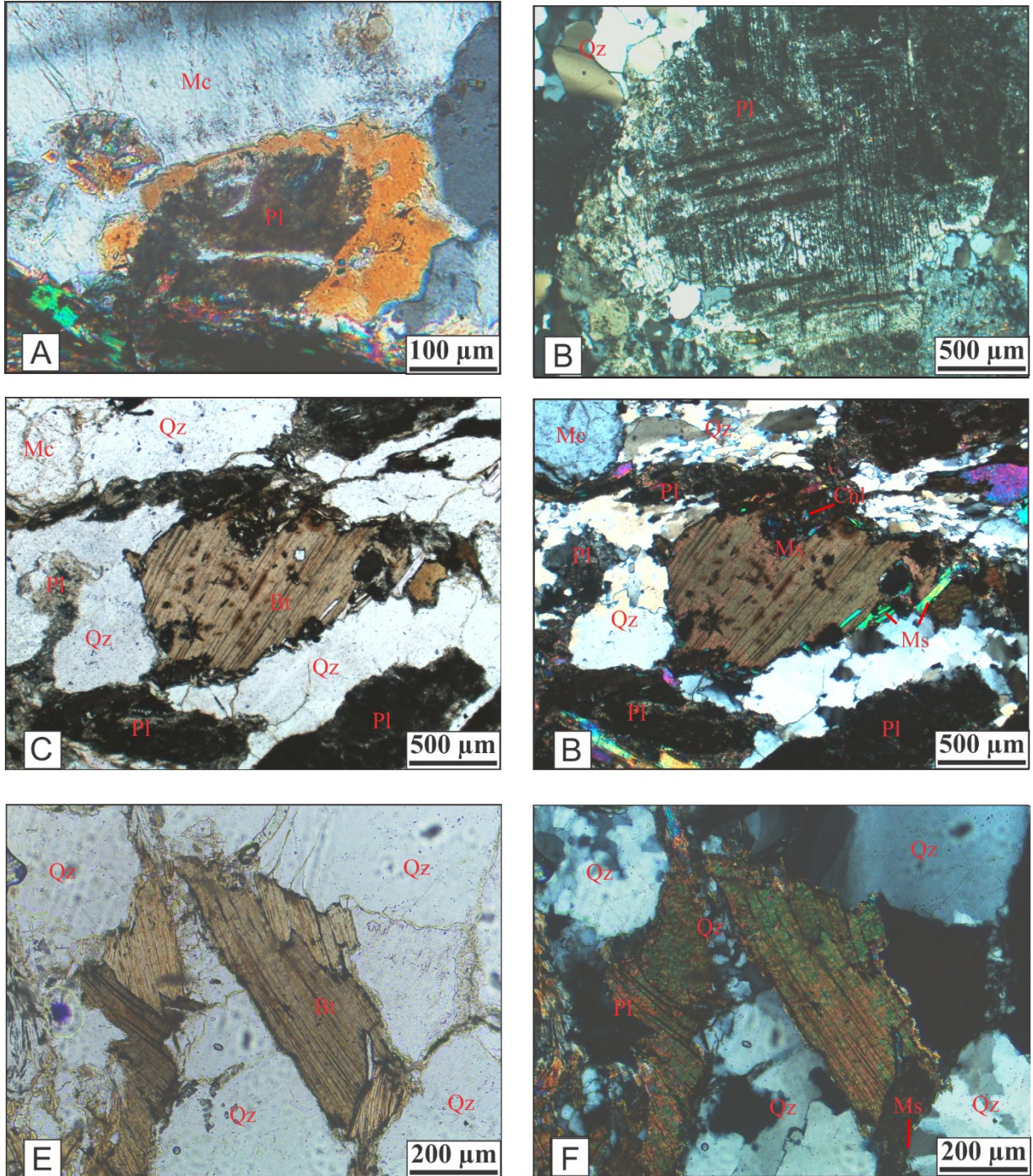


As micas podem ser primárias ou pós-magmáticas, subédricas a anédricas, intersticiais em cristais independentes ou também ocorrem como pequenos aglomerados dispersos, inclusões ou ainda como intercrescimentos preenchendo microfraturas. Frequentemente apresentam textura *mica fish*, extinção ondulante, microfraturamentos e bordas corroídas ou quebradiças, sendo as duas primeiras mais comuns nas muscovitas. Essas feições indicam que os minerais foram afetados pelo processo deformacional, sendo pré ou sin-tectônicos a ele. A textura *mica fish* marca, por vezes, marcam a orientação preferencial da rocha.

O quartzo é o último mineral da sequência de cristalização do granitoide e é fortemente afetado pelos processos deformacionais da rocha, que produzem recristalização e extinção ondulante no mesmo.

As micas pós-magmáticas correspondem a uma fase secundária, sendo geradas após o processo de deformação, não apresentam orientação preferencial, indicando que teriam se formado após o processo de deformação que atuou sobre a rocha. Aparecem como cristais placoides isolados ou em pequenos conjuntos dispersos na seção delgada. Os cristais são límpidos, geralmente euédricos e podem apresentar bordas irregulares, consumidas durante a mudança das condições de temperatura, indicando o desequilíbrio posterior do mineral (Prancha 13: E e F; Prancha 14: C e D). O que corrobora a formação pós-tectônica é a ausência de textura *mica fish* e a limitada ocorrência de inclusões, mais frequentes nas micas primárias.

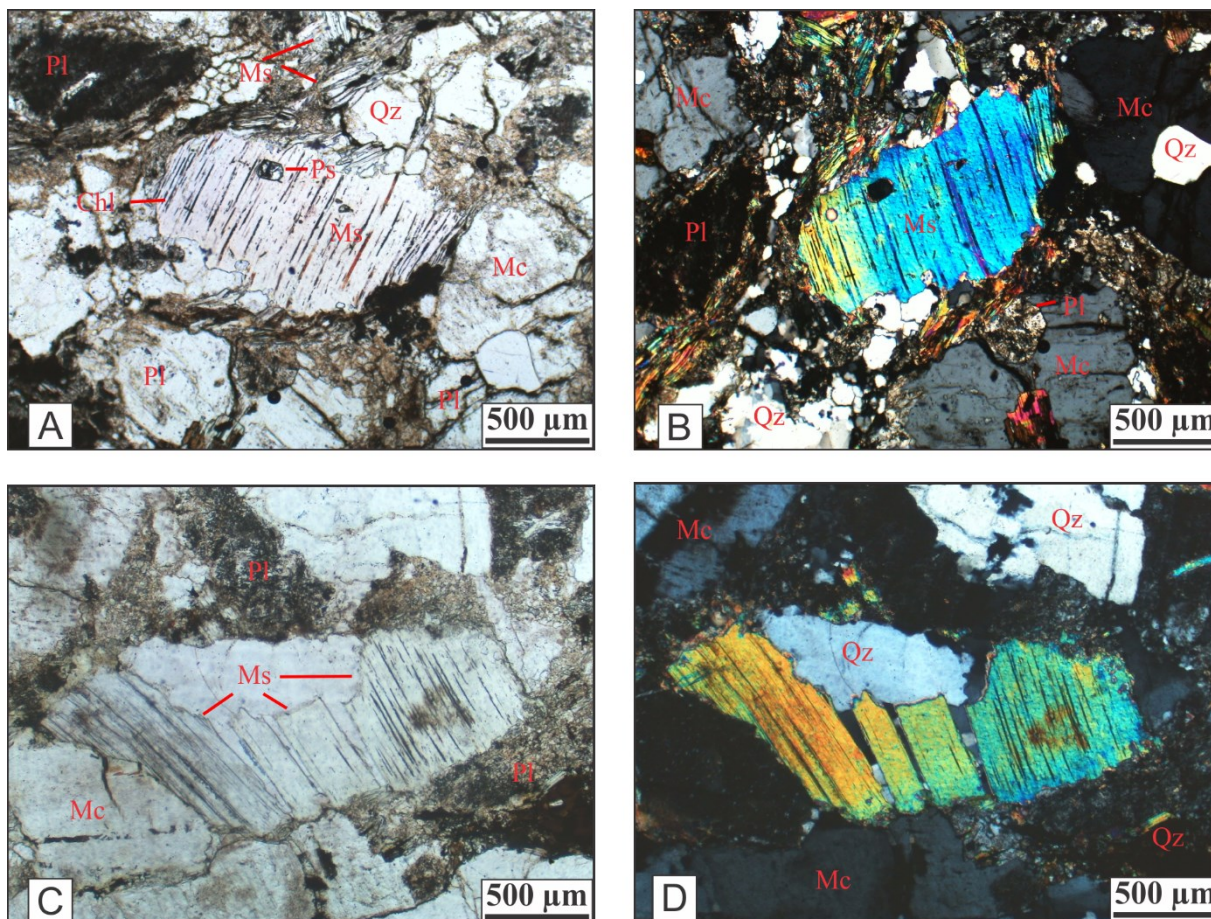
Prancha 13: Fotomicrografias mostrando cristais de oligoclásio zonado e biotitas primárias e pós-magmáticas.



(A) Fotomicrografia mostrando cristal de plagioclásio incluído em microclínio. O cristal apresenta zonação, com saussuritização concentrada no centro. Fotografia tirada a nicóis cruzados, na objetiva de 20x – Amostra RF-13. (B) Fotomicrografia de cristal de oligoclásio zonado com macla albita combinada e fraturas perpendiculares preenchidas. Fotografia tirada a nicóis cruzados, na objetiva de 4x – Amostra RF-26. (C) e (D) Fotomicrografias mostrando cristal de biotita primário, com diversas inclusões e a formação de clorita em suas bordas. Fotografia tirada na objetiva de 4x, a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Amostra RF-11. (E) e (F) Fotomicrografia de biotita pós-magmática

fraturada. Cristal límpido, sem inclusões. À direita da foto é possível observar um pequeno cristal primário com clivagem curva. Fotografia tirada na objetiva de 4x, a nicois paralelos e cruzados, respectivamente. Amostra RF-19A.

Prancha 14: Fotomicrografias de muscovita primária e pós-magmática.



(A) e (B) Fotomicrografia mostrando cristal de muscovita primária ao centro, com inclusão de pseudomorfo e apatita. O cristal possui alteração em suas bordas e está sendo substituído pela clorita. Fotografia tirada na objetiva de 4x a nicois paralelos e cruzados, respectivamente. – Amostra RF-19 A. (C) e (D) Fotomicrografias mostrando cristais de muscovita secundários. Cristais euédricos e subédricos límpidos, com bordas corroídas e pequena alteração por óxidos-hidróxidos de ferro no cristal à direita. Fotografia tirada na objetiva de 4x, a nicois paralelos e cruzados, respectivamente. Amostra RF-05.

3.2.2. Processos e feições pós-magmáticas

Os processos pós magmáticos envolvem as texturas e reações secundárias desenvolvidas após a total cristalização dos minerais na rocha ígnea, já consolidada (WINTER, 2009). São feições desenvolvidas por reações entre os minerais em estado sólido (SIAL, A. N. e McREATH, I., 1984).

3.2.2.1. Textura mirmequítica

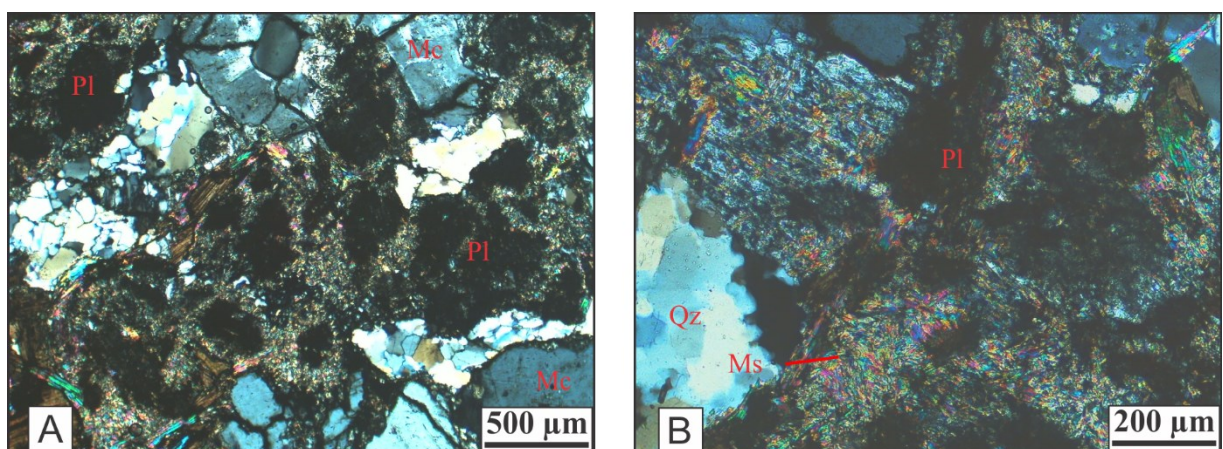
A formação de textura mirmequítica é comum durante o resfriamento de rochas graníticas (WINTER, 2009). É caracterizada pelo intercrescimento vermiforme do quartzo no interior do plagioclásio em contato com o feldspato potássico (SIAL, A. N. e McREATH, I., 1984) gerado pela liberação de sílica durante a substituição. Essa feição foi raramente observada no corpo granítico estudado, ocorrendo apenas no monzogranito rosa (Prancha 6: E e F).

3.2.2.2. Sericitização

O processo de sericitização corresponde ao intercrescimento de grãos muito finos de micas sobre os feldspatos, quando há disponibilidade de íons de K^+ (WINTER, 2009). Segundo THOMPSON e THOMPSON (1998), paragonita e illita também podem estar associadas ao processo, que ocorre quando há a hidratação do mineral, sendo evidência da alteração hidrotermal da rocha. A formação dos cristais de sericita indicam temperaturas entre 200-250°C para os grãos finos e 250-300°C para sericita de granulação grossa.

No granitoide descrito, o processo de sericitização afeta principalmente o oligoclásio, e confere extinção mosqueada ao mineral, o qual apresenta geminação obliterada ou ausente (Prancha 15: A e B). No microclínio, a sericitização é incipiente ocorrendo quando o cristal apresenta microfraturamento mais acentuado. A sericitização ocorre nas duas fácies do granitoide e em suas subdivisões, sendo mais intensa no monzogranito rosa, especialmente na amostra RF-12B. É possível observar a formação de cristais grosseiros de mica (Prancha 7: F), indicando alteração em temperaturas mais elevadas.

Prancha 15: Fotomicrografias mostrando processo de sericitização.



(A) e (B) Fotomicrografias mostrando cristais de plagioclásio sericitizados e saussuritizados. A formação de sericita e muscovita se concentra nas bordas do mineral e o centro é marcado pela

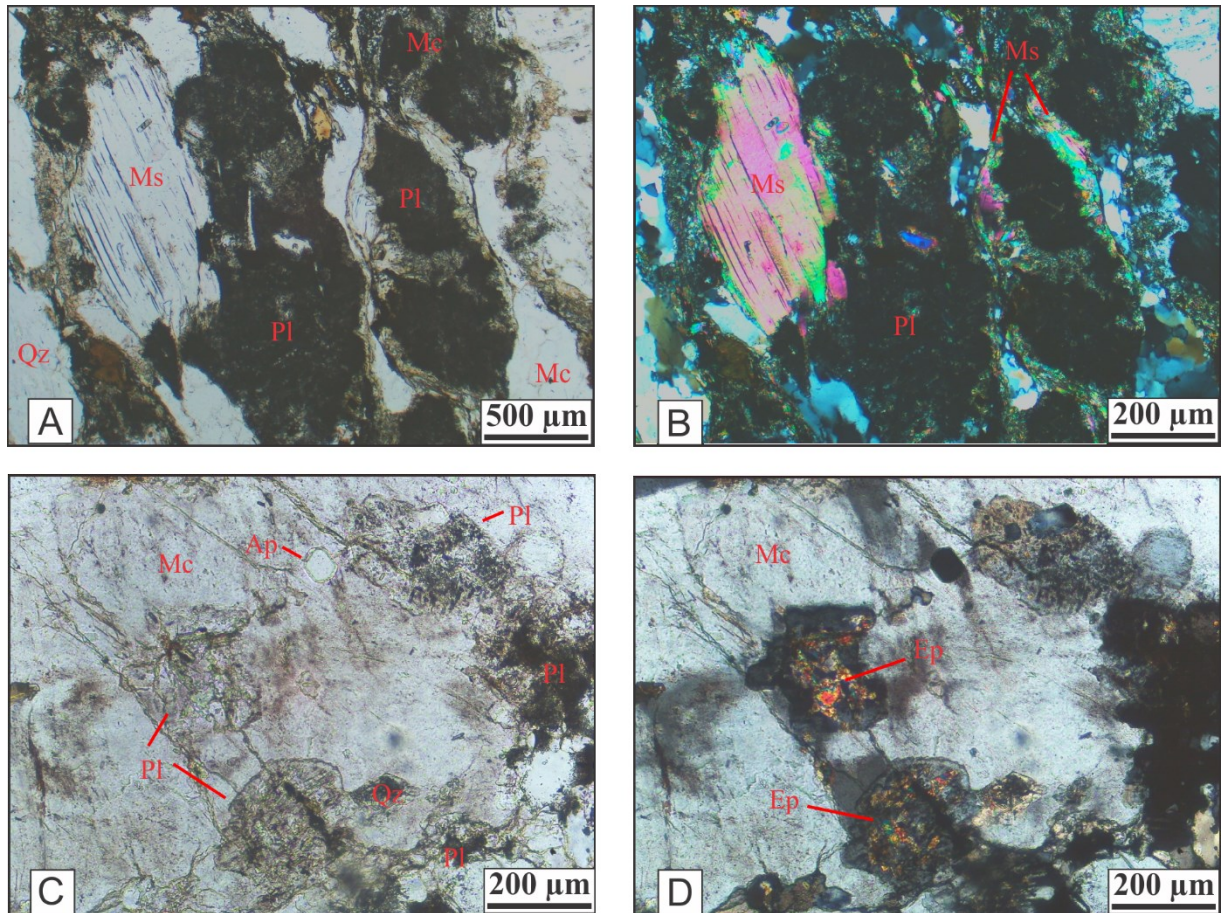
saussuritização. Fotografias tiradas a nicóis cruzados, na objetiva de 4x e 10x respectivamente. Amostra RF-19 A.

3.2.2.3. Saussuritização

De acordo com Winter (2009), o processo de saussuritização corresponde à alteração de plagioclásios para minerais do grupo do epidoto. Quando há o resfriamento do magma, o plagioclásio cálcico entra em desequilíbrio e se decompõe em albita, liberando cálcio e alumínio para formação de epidoto. Esse processo de alteração ocorre em temperaturas relativamente baixas, relacionadas à fácies xisto verde (GILL, R., 2010).

No monzogranito rosa é possível observar a evolução da saussuritização, que atinge primeiro o centro dos cristais de oligoclásio, rico em cálcio (WINTER, 2009), se propagando em direção às suas bordas (Prancha 15: A e B). A atuação desse processo no oligoclásio é intensa, e causa a obliteração total da geminação nos monzogranitos cinza, que fica com aspecto pseudomórfico (Prancha 16: A e B). A geração de epidoto e zoisita às custas do plagioclásio é mais comum nessa porção e na fácies granodiorito rosa, também ocorrendo na amostra RF-11 e RF-12B (Prancha 16: C e D). Apesar da maior quantidade de epidoto no granodiorito rosa, a alteração não é forte o suficiente para apagar a geminação do oligoclásio.

Prancha 16: Fotomicrografias mostrando processo de saussuritização.

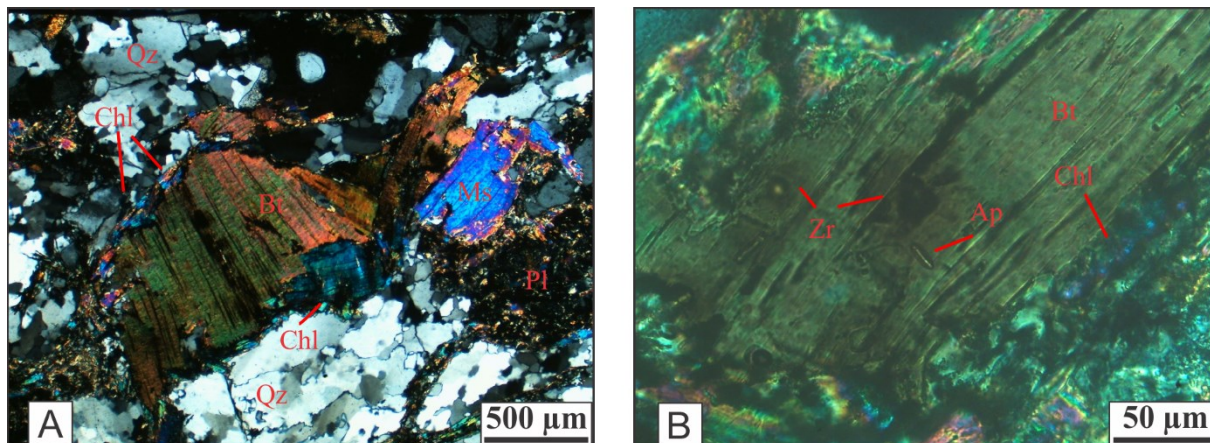


(A) e (B) Fotomicrografia mostrando cristal de muscovita primária seguindo orientação preferencial da rocha e muscovita sin-tectônica envolvendo cristal plagioclásio. Fotografia tirada na objetiva de 4x a nicois paralelos e cruzados, respectivamente. Amostra RF-13. (C) e (D) Fotomicrografias mostrando cristais de plagioclásio e apatita inclusos em microclínio. Há a formação de microcristais de epidoto sobre os plagioclásios saussuritizados. Fotografia tirada na objetiva de 10x, a nicois paralelos e cruzados, respectivamente. Amostra RF-11.

3.2.2.4. Cloritização

A percolação de fluidos aquosos pela rocha gera a clorita, que se recoloca às margens expostas das biotitas primárias (WINTER, 2009). A cloritização é incipiente, e os poucos cristais de clorita maiores aparecem com birrefringência anômala e deformados, apresentando extinção ondulante (Prancha 17: A e B). A geração de clorita também é uma evidência da alteração do granito em baixo grau metamórfico (GILL, R., 2010).

Prancha 17: Fotomicrografias mostrando processo de cloritização.



(A) Fotomicrografia mostrando uma associação de micas. A biotita possui formação de clorita em suas bordas. É possível observar cristal de clorita com extinção ondulante ao centro, e recristalização do quartzo. Fotografia tirada na objetiva de 4x a nicóis cruzados. Amostra RF-12B. (B) Fotomicrografias de cristal de biotita com inclusões de zircão e apatita, e alteração para clortia na extremidade sudeste da foto. Fotografia tirada na objetiva de 40x, a nicóis cruzados. Amostra RF-05.

3.2.2.5. Pseudomorfos

Os pseudomorfos são formados pela substituição completa de cristais pré-existentes, por outro mineral ou um conjunto de minerais. As reações geralmente preservam o hábito original do cristal (SIAL, A. N. e McREATH, I., 1984; PASSCHIER e TROUW, 2005).

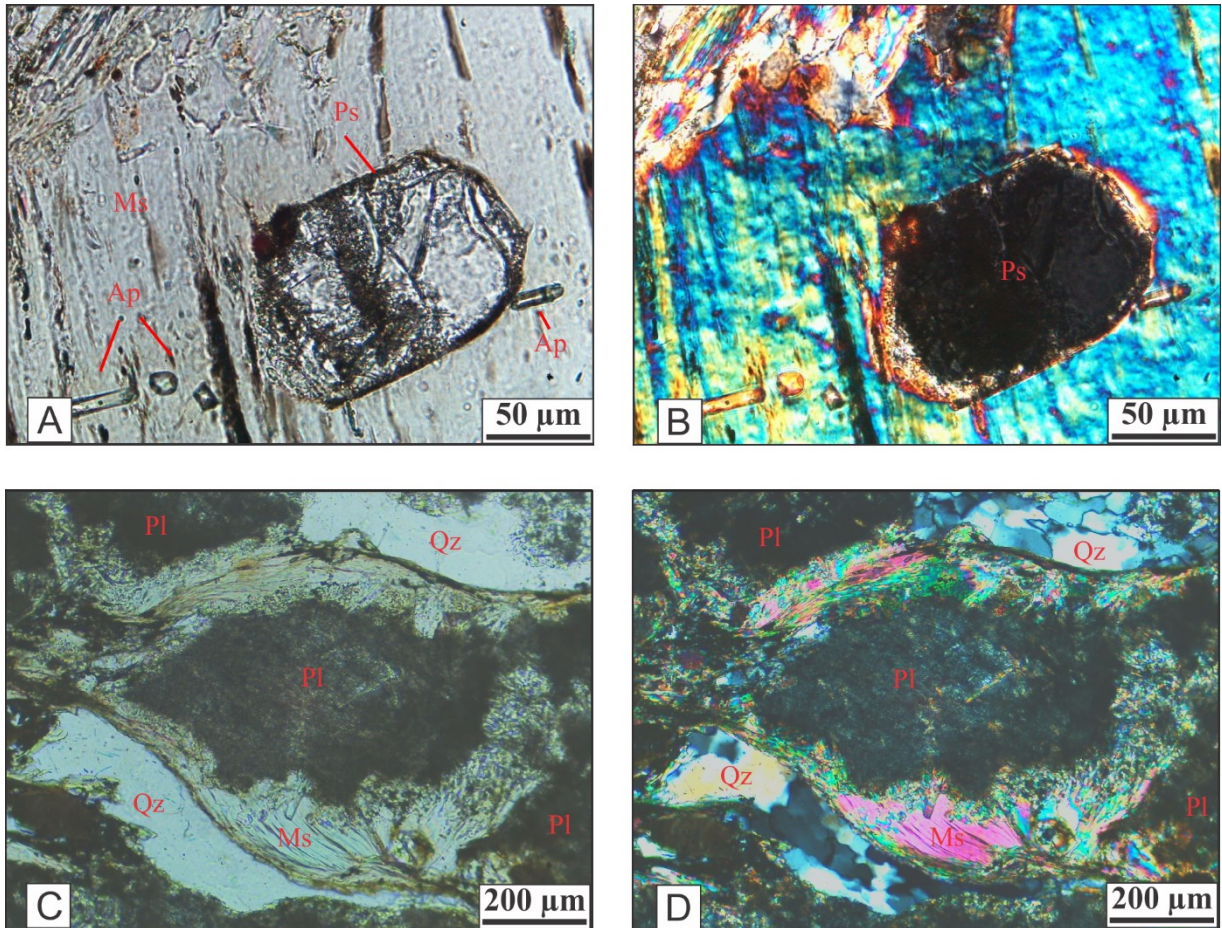
O pseudomorfo de forma granular, constituído por agregado de minerais isotrópicos (Prancha 18: A e B) ocorre com mais frequência no monzogranito cinza e não possui características que permitiram identificar a partir de qual mineral se formou.

Até a década de 70, os granitos da região de Araxá e Monte Carmelo eram associados a uma mesma unidade, o complexo granítico gnáissico (BARBOSA *et. al.*, 1970). O granito Quebra Anzol aflora a sudoeste de Ibiá, possui textura equigranular e composição granodiorítica, monzogranítica e alcalina. Há a presença de minerais de origem hidrotermal e metamórfica: albita, sericita, fluorita, clorita, epidoto, turmalina e leucóxênio (SEER *et. al.*, 2015). As características texturais, composicionais e as feições associadas à deformação e à alteração hidrotermal sugerem discreta semelhança entre a porção oeste (granodiorito rosa) e sul (monzogranito cinza) do corpo granítico estudado e o Quebra Anzol, onde há maior abundância dos pseudomorfos isotrópicos.

Os pseudomorfos de forma subédrica a anédrica constituídos por agregados de sericita e epidoto são mais abundantes no monzogranito cinza, sendo observado em substituição dos cristais de oligoclásio, que preservam o formato do mineral, porém obliteram suas

características (Prancha 18: C e D). O plagioclásio com aspecto pseudomórfico é frequente principalmente no monzogranito cinza.

Prancha 18: Fotomicrografias mostrando pseudomorfos isotrópicos e pseudomorfos de oligoclásio.



(A) e (B) Fotomicrografias exibindo pseudomorfo de forma granular, constituído por agregado de minerais isotrópicos incluso em cristal de muscovita. Também é possível observar microcristais de apatita aciculares e prismáticos. Fotografia tirada na objetiva de 40x, a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Amostra RF-19A. (C) e (D) Fotomicrografias exibindo pseudomorfo de forma subédrica a anédrica, constituídos por agregados de sericita e epidoto em substituição a cristal de oligoclásio, envolvido por muscovita com textura *mica fish*. Fotografia tirada na objetiva de 40x, a nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Amostra RF-19A. Amostra RF-13.

5.3.1. Deformação

5.3.1.1. Feições cataclásticas

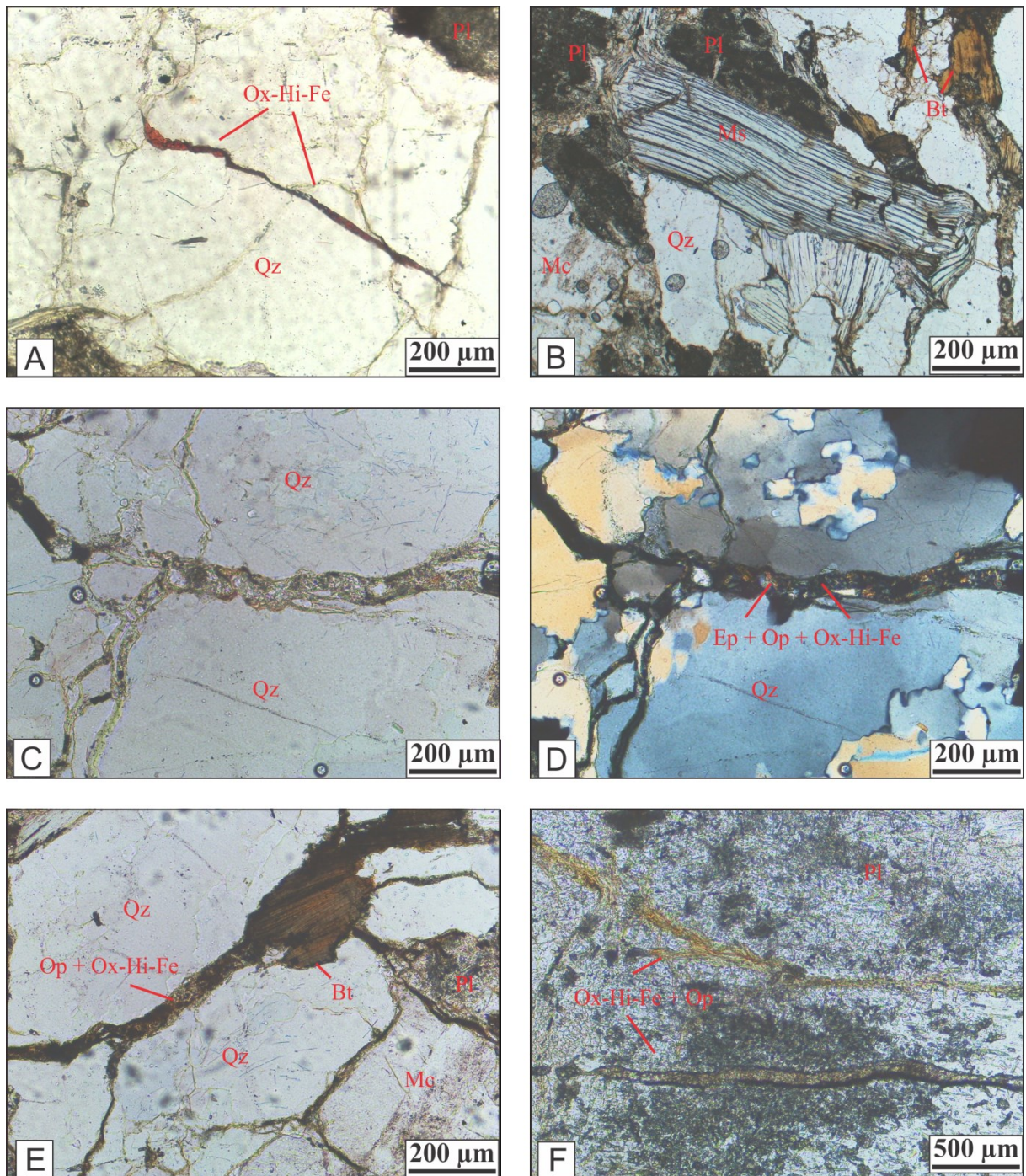
De acordo com Passchier e Trouw (2005), a deformação rúptil acontece em condições metamórficas de baixo grau, em regimes de baixas temperaturas ou altas taxas de deformação. As fraturas são as principais feições associada a esse tipo de deformação, que pode se propagar ao longo de falhas. Fraturas são descontinuidades planas que possuem alguma expansão, representadas por fissuras, juntas e falhas. As microfissuras são a reprodução dessas

descontinuidades em escala de grãos ou microscópica, e podem afetar a estrutura dos cristais e o seu entorno.

Segundo o mesmo autor (PASSCHIER e TROUW, 2005), o aumento da tensão diferencial nas extremidades de uma fratura gera deslocamento, produzindo a abertura da fissura. Quando o deslocamento da fratura está associado aos regimes de cisalhamento, esta é denominada microfratura. As microfraturas geralmente se formam ao longo das direções cristalográficas dos minerais, seguindo a orientação de seus planos de fraqueza: clivagem das micas, feldspatos, calcita, anfibólios e piroxênios. Microfraturas intragranulares são aquelas que afetam apenas um grão, enquanto que as intergranulares cortam vários cristais (PASSCHIER e TROUW, 2005)

As microfraturas intragranulares são recorrentes no granitoide estudado, que também conta com a presença de microfraturas intersticiais, as quais raramente excedem o limite de vários grãos. A densidade dos microfraturamentos é maior no monzogranito cinza e no granodiorito rosa, onde também há maior abertura das microfrissuras. Microfraturas preenchidas ocorrem em todas as fácies e suas subdivisões, e podem formar micro veios, com a precipitação de minerais como epidoto e o quartzo (Prancha 19). Este é um mecanismo de deformação por difusão em solução, em rochas com fluidos intergranulares (PASSCHIER e TROUW, 2005).

Prancha 19: Fotomicrografias mostrando feições cataclásticas.



(A) Fotomicrografia mostrando microfratura intragranular a cristal de quartzo, preenchida por óxidos-hidróxidos de ferro. Fotografia tirada a nicois paralelos, na objetiva de 10x – Amostra RF-05. (B) Fotomicrografia de muscovita primária ao centro, com microfratura intragranular e clivagem curva preenchida por óxidos-hidróxidos de ferro. Fotografia tirada a nicois paralelos, na objetiva de 10x – Amostra RF-19A. (C) e (D) Fotomicrografias mostrando microfratura aberta, preenchida por óxidos-hidróxidos de ferro, epidoto e minerais opacos. A microfratura afeta cristal de quartzo recristalizado. Fotografias tiradas na objetiva de 10x, a nicois paralelos e cruzados, respectivamente. Amostra RF-19A. (E) Fotomicrografia de microfraturas abertas em cristal de quartzo, preenchida por biotita e óxidos-hidróxidos de ferro. Fotografia tirada na objetiva de 10x, a nicois paralelos. Amostra RF-19A.

e (F) Fotomicrografia de microfraturas preenchidas por óxidos-hidróxidos de ferro e minerais opacos. Fotografia tirada na objetiva de 10x, a nicóis paralelos. Amostra RF-26.

5.3.1.2. Deformação intracristalina

Os minerais podem se deformar internamente por defeitos do retículo cristalino, ser pontuais ou produzir linhas de deslocamentos. Esses defeitos não podem ser vistos ao microcópio óptico, porém, podem ser detectados indiretamente. A extinção ondulante é uma evidência dos deslocamentos internos da estrutura cristalina dos minerais sem deformação rúptil, que ocorre por plasticidade intracristalina (PASSCHIER e TROUW, 2005; BLENKINSOP, 2002). O processo é evidenciado principalmente nos cristais de quartzo e muscovita, sendo que o quartzo a extinção ondulante ocorre associada ao processo de recristalização (Prancha 20: A e B; Prancha 21: C).

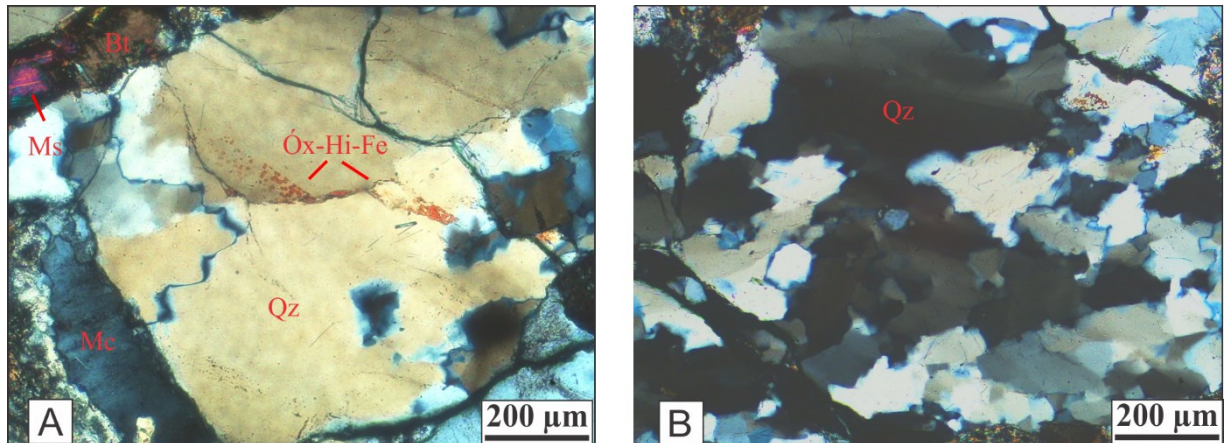
5.3.1.3. Recristalização

Os mecanismos de recristalização são rearranjos da estrutura cristalina do mineral, gerado para acomodar deformações. São possíveis devido a plasticidade intracristalina (BLENKINSOP, 2002).

A recristalização estática é um processo para obtenção de uma configuração cristalina estável sob estresse hidrostático (BLENKINSOP, T. 2002). Passchier e Trouw (2005) descrevem a recristalização estática como um processo que ocorre quando o regime de deformação da rocha é desacelerado ou interrompido, situação em que os cristais ainda contêm deslocamentos internos e limites de subgrãos. Em deformações de baixas temperaturas ou com pouca percolação de fluidos, a estrutura cristalina do mineral permanece inalterada, no entanto, no caso em que as temperaturas permanecem altas após cessar a deformação, ou onde exista muita água disponível ao longo dos limites de grãos, a recuperação ocorre por *Grain Boundary Area Reduction* (GBAR) e tende a continuar na ausência da deformação (Figura 10).

A geometria dos limites de grãos e subgrãos é fortemente modificada na recristalização estática, com a formação de um mosaico equigranular. Os contornos dos grãos tornam-se retos a suavemente curvos, e os grãos tendem a crescer, devido à redução da área de contorno. Além disso, não apresentam extinção ondulante (PASSCHIER, 2005; SIAL, A. N. e McREATH, I., 1984).

Prancha 20: Fotomicrografias mostrando extinção ondulante do quartzo.



(A) Fotomicrografia de quartzo apresentando extinção ondulante e início de recristalização, associada a microfrauramento intragranular e alteração supérgena por óxidos-hidróxidos de ferro. Fotografia tirada a nicóis cruzados, na objetiva de 10x – Amostra RF-05. (B) Fotomicrografia de quartzo com extinção associada a recristalização. Fotografia tirada a nicóis cruzados, na objetiva de 10x – Amostra RF-19A.

No granodiorito rosa, o quartzo é produto da recristalização estática, com a formação de subgrãos poligonais (Prancha 21: A), onde há porções em que os o contato é quase recuperado. A feição de recuperação indica que após a deformação a rocha manteve sua temperatura, o que permitiu a poligonização dos cristais.

A recristalização estática pode ser seguida por processo deformacional, que induz à extinção ondulante (PASSCHIER e TROUW, 2005). A recristalização do quartzo por *grain boundary migration* denota um regime com baixas taxas de difusão a temperaturas entre 200° e 300°C, em que os cristais se recuperam da deformação pela lenta migração do contorno dos grãos, com a formação de subgrãos de distribuição bimodal (HIRTH e TULLIS, 1992; CASTRO, 2007).

Nas amostras RF-11. RF-12B, RF-13 também há evidências do processo de recristalização, que, associado ao estiramento dos cristais de quartzo, indica que o processo é contemporâneo a deformação (Prancha 21: B e C). A amostra RF-19A apresenta extinção ondulante e subgrãos inequegranulares, porém os cristais estão menos estirados do que as demais amostras de monzogranito cinza (Figura 21: D).

Figura 10: Ilustração do processo de redução de área de contorno do grão (GBAR). Os limites irregulares dos grãos formados durante a deformação são endireitados para uma forma poligonal e alguns grãos pequenos são eliminados.



Fonte: Adaptado de Passchier e Trouw, 2005.

Nas amostras RF-03 e RF-05 do monzogranito rosa, a recrystalização do quartzo apresenta extinções ondulantes e bordas de subgrãos irregulares, porém os cristais não se encontram estirados (Prancha 21: E e F).

O fato de haver dois grupos de amostras com feições de recrystalizações associadas ou não ao estiramento dos cristais sugere que o registro da deformação não é homogêneo em todo o granitoide, e que os esforços se concentram na porção sudoeste do corpo (RF-11, RF-12B, RF-13), onde existe uma zona de cisalhamento que causou as feições estruturais observadas.

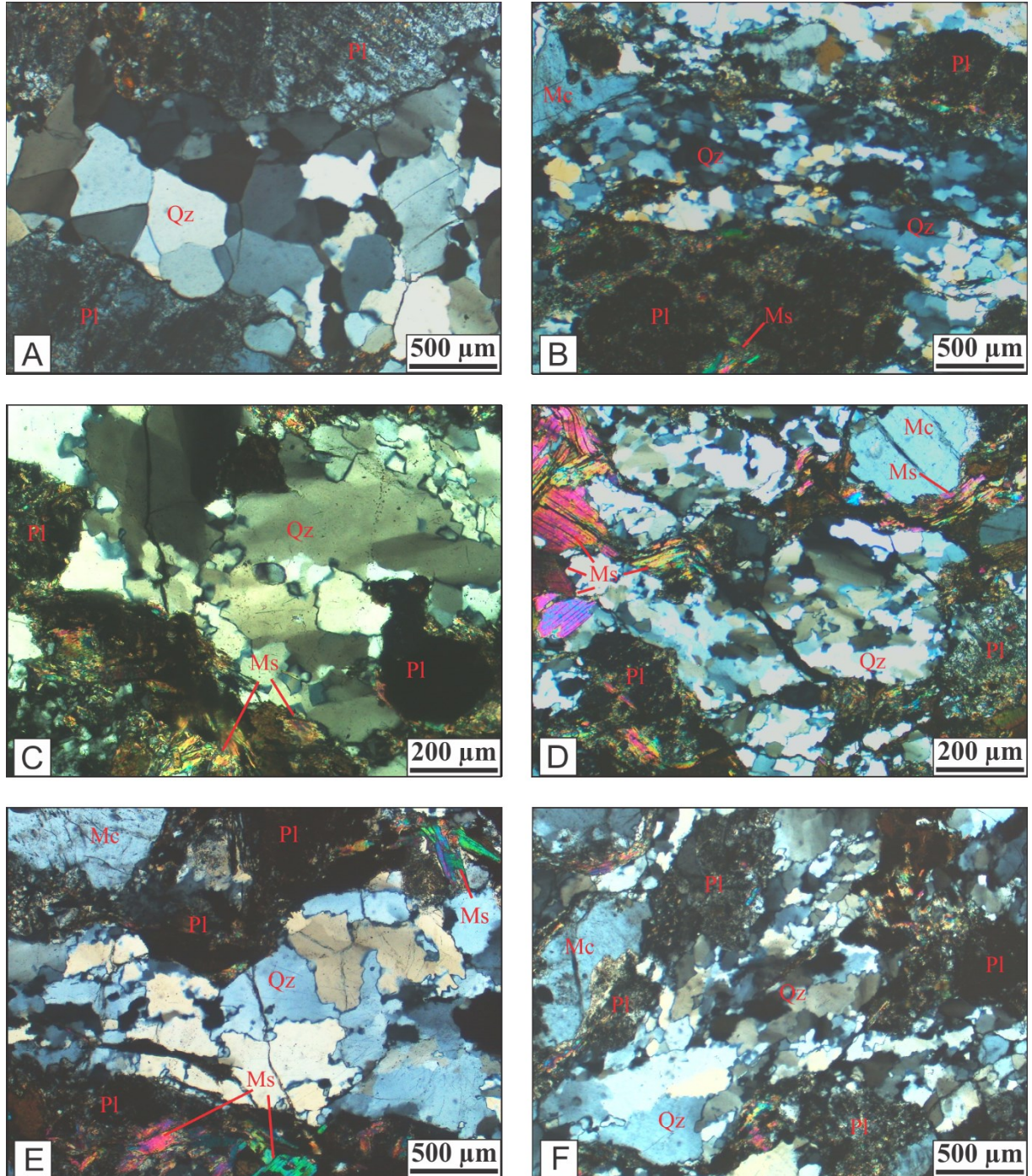
5.3.1.4. Textura *mica fish*

As muscovitas mostram importantes evidências de mecanismos de deformação, como torsões, dobramentos, extinção ondulante, solução por pressão e fraturas. As texturas *mica fish* mostram cristais de muscovita alongados, em formato de lente, em geral desenvolvidos seguindo a foliação regional da rocha. Em regime rúptil, a biotita pode apresentar torsões e deslizamentos paralelos ao seu plano de clivagem e tem comportamento dúctil acima de 250°C, sendo a muscovita mais resistente aos processos de deformação. Por esse motivo, é mais comum observar a textura *mica fish* em cristais de muscovita. A textura *mica fish* é limitada a zonas de cisalhamento e pode ser utilizada para identificar áreas submetidas à deformação, além de ser usada como indicador cinemático confiável (PASSCHIER e TROUW, 2005).

A geração da textura *mica fish* nas muscovitas indica que o granitoide estudado está inserido ou próximo a uma zona de cisalhamento, e que a deformação é contemporânea à

percolação de fluidos. As muscovitas primáticas com textura *mica fish* aparecem envoltas a cristais de plagioclásio no monzogranito cinza e indicam sua formação pré ou sin-deformação.

Prancha 21: Fotomicrografias mostrando processo de recristalização do quartzo.



(A) Fotomicrografia mostrando recristalização estática em cristal quartzo, com limites de subgrãos poligonais. Fotografia tirada a nicois cruzados, na objetiva de 4x – Amostra RF-26. (B) Fotomicrografia de cristal de quartzo estirado em recristalização, com subgrãos de bordas irregulares e extinção ondulante. Fotografia tirada a nicois cruzados, na objetiva de 4x – Amostra RF-13. (C) Fotomicrografia apresenta recristalização do quartzo, com subgrãos inequigranulares e com extinção ondulante. Fotografias tiradas na objetiva de 10x, a nicois cruzados. Amostra RF-12B. (D) Fotomicrografia de recristalização de cristal de quartzo, sem o estiramento do mineral. É possível

observar cristais de *mica fishs* e microfraturamentos intergranulares. Fotografia tirada na objetiva de 10x, a nicois cruzados. Amostra RF-19A. (E) Fotomicrografia de quartzo recristalizado sem estiramento do mineral. Fotografia tirada na objetiva de 4x, a nicois paralelos. Amostra RF-03. e (F) Fotomicrografia mostra a recristalização do quartzo, com subgrãos inequigranulares e extinção ondulante. Fotografia tirada na objetiva de 4x, a nicois paralelos. Amostra RF-05.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As características das rochas do Complexo Monte Carmelo (CMC) estão condicionadas à porção em que as mesmas se encontram, podendo haver variações relevantes entre as rochas encontradas nas bordas e no centro do maciço. As análises petrográficas possibilitaram a determinação das distintas fácies e associações observadas: granodiorito rosa, monzogranito rosa e monzogranito cinza, além de possibilitar a atribuição da subdivisão das fácies monzograníticas com a intensidade de deformação. Acredita-se que a faciologia identificada para esta pequena porção centralizada do Complexo Monte Carmelo possa se repetir ou apresentar características completamente diferentes em outras localidades.

A fácies monzogranítica é dominante e representa cerca de 90% do corpo ígneo, ocupando a parte norte, sul e oeste, enquanto o granodiorito está restrito à porção leste. Os monzogranitos apresentam mineralogia principal com poucas disparidades, sendo constituídos basicamente por oligoclásio, quartzo, microclínio e biotita. A coloração e a granulação são os principais critérios que determinam subdivisão da fácies, sobretudo macroscopicamente. As rochas graníticas rosadas de granulação média representam a porção setentrional (monzogranito rosa), enquanto que a parte meridional apresenta granulação fina e coloração acinzentada (monzogranito cinza). O granodiorito difere dos monzogranitos quanto à composição e pela menor intensidade de atuação dos processos pós magmáticos, além de maior percolação de fluidos.

A presença abundante de moscovitas e biotitas primárias no monzogranito indica o caráter peraluminoso da rocha. Apesar do granodiorito rosa ter proporções menores desses minerais, a rocha também apresenta baixo conteúdo de potássio, devido a quantidade limitada de microclínio. Sendo assim, também se encaixa nas rochas peraluminosas pela proporcionalidade, corroborada pela ausência de hornblenda e rara ocorrência de biotita.

O fracionamento e evolução do magma primitivo de composição granodiorítica gerou o monzogranito, mais enriquecido em sílica e com menor porcentagem de plagioclásio e minerais máficos. Ambas as fácies apresentam texturas equigranulares e homogeneidade

quanto à composição mineralógica, sugerindo que o arrefecimento do magma tenha ocorrido de maneira contínua.

A deformação afetou os primeiros minerais cristalizados, sendo posterior ou contemporânea à formação dos mesmos, fato evidenciado pela deformação das moscovitas e biotitas primárias que apresentam textura *mica fish* e pelo estiramento dos cristais de quartzo durante a recristalização. No caso da muscovita primária estar relacionada à cristalização do magma, há a possibilidade de tratar-se de um granito de duas micas.

Os processos pós magmáticos continuaram a atuar após cessar a deformação, juntamente com a percolação de fluidos, permitindo a formação das micas pós-magmáticas – muscovita e biotita (Tabela 2). Ao final do processo esses minerais entram em desequilíbrio, evidenciada pela alteração das micas pós-magmáticas, o que indica que as condições de pressão e temperatura voltaram a mudar.

O conjunto das análises feitas e as evidências microscópicas revelam que o maciço foi alvo da ação de mecanismos de deformação rúpteis-dúcteis atuantes a temperaturas relativamente baixas. Os processos pós-magmáticos de sericitização, saussuritização e cloritização sugerem que o metamorfismo é de fácies xisto-verde, com temperaturas da ordem de 200-300°C.

A deformação que afeta o corpo granítico é causada pela ação da tectônica regional e afeta todo o granitoide, porém não é homogênea, atuando com taxas díspares entre a porção sul e norte. Os esforços se concentram na porção sudoeste do corpo (RF-11, RF-12B, RF-13), onde a deformação gera uma foliação penetrativa de baixo ângulo no monzogranito cinza. O monzogranito e o granodiorito rosa apresentam deformação incipiente, sem a formação de foliação regional. Além disso, o granitoide apresenta alguns pontos com feições de cisalhamento com a formação de textura *mica fish*.

Este estudo pode ser complementado com a realização de análises em microsonda eletrônica, capaz de identificar o pseudomorfo formado de minerais isotrópicos comum no monzogranito cinza, onde seria possível determinar a possível gênese do Complexo Monte Carmelo e se há associação com o granito Quebra Anzol. Além disso, a realização de novos trabalhos de campo seria necessária para observar a relação do granitoide com as rochas encaixantes e determinar os contatos com precisão.

Tabela 2: Etapas de formação dos minerais de acordo com os eventos relacionados ao granitoide. A linha tracejada indica que o mineral entrou em desequilíbrio (Muscovita e Biotita I – primárias; Muscovita e Biotita II – pós-magmáticas).

Minerais	Cristalização magmática	Deformação	Pós magmatismo
		Pós magmatismo	
Oligoclásio	—————	-----	-----
Microclínio	—————	-----	-----
Quartzo	—————	-----	-----
Biotita I	—————	-----	-----
Biotita II			—————
Muscovita I	————— ? —————	-----	
Muscovita II			—————
Minerais Opacos	—————	-----	-----
Apatita	—————		
Rutilo	—————		
Clorita		-----	-----
Zoisita		—————	
Pseudomorfos		—————	
Epidoto		—————	
Zircão	—————		

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. 1967. **Observações sobre o pré-Cambriano da Região Central de Goiás**. Curitiba. Bol. Paranaense de Geociências, 26. p. 19-22.

BARBOSA, O. 1937. **Geologia do Município de Araxá, Minas Gerais**. Mineração e Metalurgia, p. 247-248.

BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. B. R. 1970. **Geologia da região do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral/Divisão de Fomento da Produção Mineral, Boletim 136, 140 p.

BESANG, C.; EBERLE, W.; LAHNER, L.; LENZ, H.; MOLLAT, H.; MÜLLER, P.; PAULSEN, S. 1977. **Datação radiométrica em rochas de MG e ES**. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 41 p.

BLENKINSOP, T. 2002. ***Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks***. 1st ed. Kluwer Academic Publishers: New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow. 163p.

BROD J.A; LEONARDOS, O. H.; MENESES, P. R.; ALBUQUERQUE, M. A. C.; ALMEIDA, R.; BLANCO, S. B.; CARDOSO, F. B. F.; ROMÃO, P. A.; THOMSEN, F. P. R. 1991. **Geoquímica da Sequência Vulcano Sedimentar de Abadia dos Dourados e Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Mineiro – MG**. Revista Escola de Minas, 45(1-2):164-166.

CASTRO, C. P. 2007. **Microestruturas e textura de equilíbrio em quartzo recristalizado**. Dissertação de mestrado. Fundação Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP. p. 37-41.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 2014. **Programa Geologia do Brasil. Carta Geológica Preliminar: Folha SE-23-Y-A-V – Monte Carmelo**. Escala 1: 100000.

DARDENNE, M. A. 2000. ***The Brasília Fold Belt***. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho; D.A. Campos. 2000. *Tectonic evolution of South America. 31 st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, SBG. p. 231-263.

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

FUCK R. Q. **A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins**. 1994. In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste 4. Atas, p.184-187.

GILL, R. 2010. ***Igneous Rocks and Processes: a practical guide***. University of London: Royal Holloway - Department of Earth Sciences. A John Wiley and Sons. 349 p.

HIRTH, G.; TULLIS, J. 1992. ***Dislocation creep regimes in quartz aggregates***. Department of Geological Sciences, Brown University. Providence, U.S.A., Pergamon Press. *Journal of Structural Geology*. v. 14.p. 145-159.

KUMPULAINEN, R. A. 2017. *Guide for geological nomenclature in Sweden*. GFF, 139:1, 3-20, DOI: 10.1080/11035897.2016.1178666.

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

PEREIRA, A.D.C.; SOUZA JR., J.J.; FONSECA, E.G.; OLIVEIRA, F.C.; ORTIZ, L.R.C.; FREIRE, F. A.; CARMO, U.F.; BRAZ, E.R.C.; MARQUES, N.M.G.; REIS, V.A.; SIGA JR., O. 1983. **Geologia: Levantamento de Recursos Naturais**. In: BRASIL. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha SE.23 Belo Horizonte. Rio de Janeiro. P. 38

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; JOST, H. FERREIRA, C. F. F.; ARAÚJO, S. M. 2000. *The basement of the Brasília Fold belt and the Goiás Magmatic Arc*. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho e D.A. Campos. 2000. Tectonic Evolution of South America. 31 st International Geological Congress. Rio de Janeiro, p.195-229.

SANTOS, B. L. 2019. **Petrologia e Geologia Estrutural da Faixa Brasília na Região de Estrela do Sul– MG: Implicações Tectônicas**. Dissertação de Mestrado do Programa de Pós Graduação em Geociências e Meio Ambiente. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista – UNESP, 138 p.

SEER H. J. 1999. **Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Minas Gerais**. Tese de Doutorado nº 28. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 267 p. Publicada na Internet e disponível em 18 de novembro de 2019.

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

SEER, H. J.; MORAES, L. C. 2013. **Magmatismo granítico Neoproterozoico de ambientes intraplaca, arco e colisão no Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, Minas Gerais, Brasil**. Brazilian Journal of Geology, 43(2): 333-354.

SEER H. J., MORAES L. C., CARNEIRO A. C. 2007. **Geologia e deformação do Grupo Araxá na região de Estrela do Sul-Monte Carmelo-Abadia dos Dourados, Minas Gerais**. In: SBG, Simpósio de Geologia, Sudeste, 10:37.

SEER, H. J.; MORAES, L. C.; SILVA, C. H. 2015. **Projeto Fronteiras de Minas Gerais – Folha Araxá SE.23-Y-C-VI**. Universidade Federal de Minas Gerais – Instituto de Geociências. Centro de Pesquisa Professor Manoel Teixeira da Costa.

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

SEER, H. J.; BROD, J. A.; FUCK, A. R.; 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**. Revista Brasileira de Geociências, 31(3):385-396.

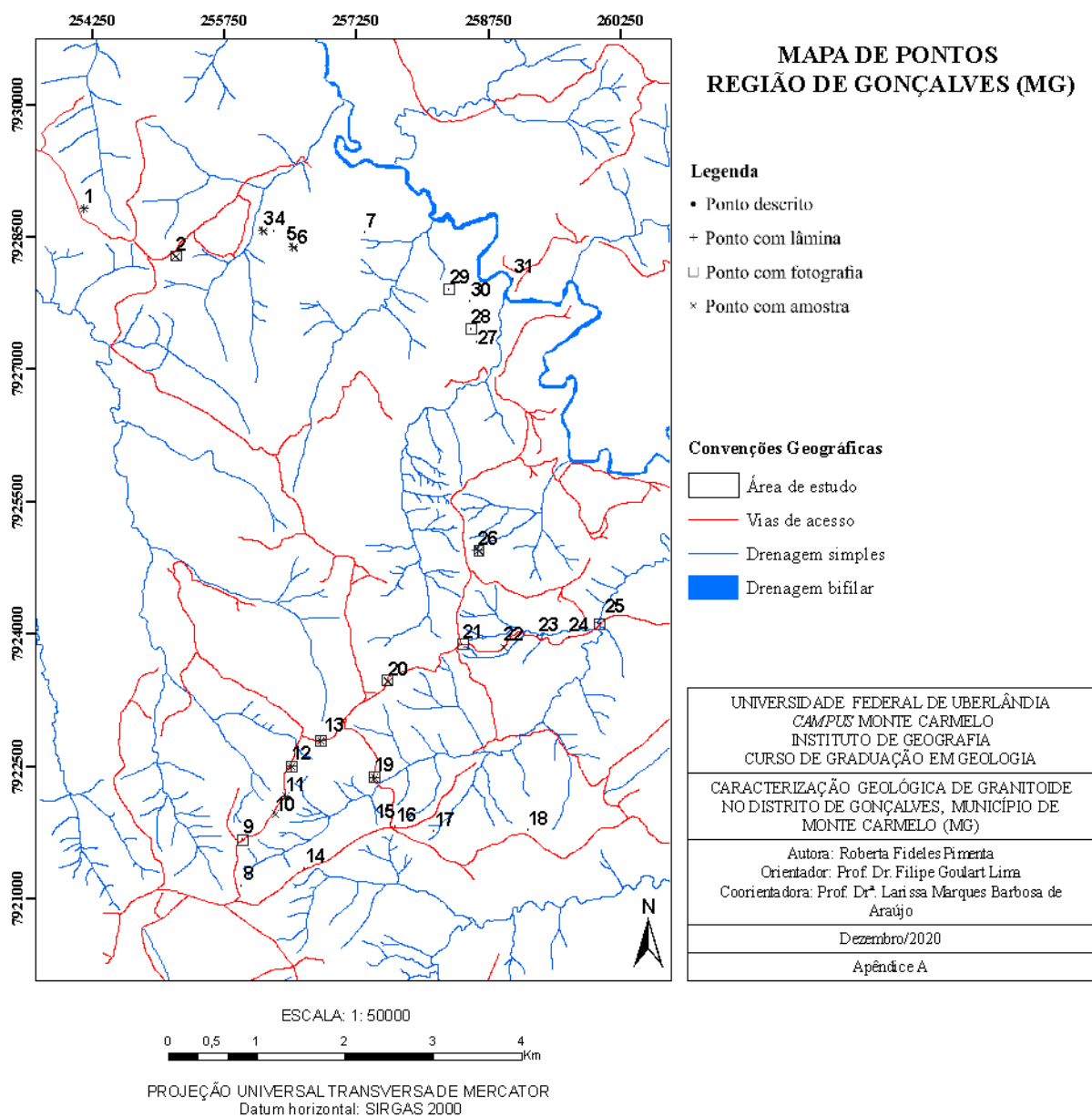
SIAL, A. N.; McREATH, I. 1984. **Petrologia ígnea: os fundamentos e ferramentas de estudo**. v. 1. Sociedade Brasileira de Geologia - SBG; Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq. Salvador Bureau.

VALERIANO, C. M., DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. 2004. **A evolução tectônica da Faixa Brasília**. *In*: Geologia do Continente Sul-Americano. Beca, São Paulo (editora). p. 573-593.

VALERIANO, C. M., PIMENTEL, M. M.; HEIBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, A. J. 2008. ***Tectonic evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and early assembly of Gondwana***. *In*: R.J. Pankhurst, R.A.J. Trouw, B.B. Brito Neves, M.J. De Wit (eds) West Gondwana: pre Cenozoic correlations Across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publication, 294:197-210.

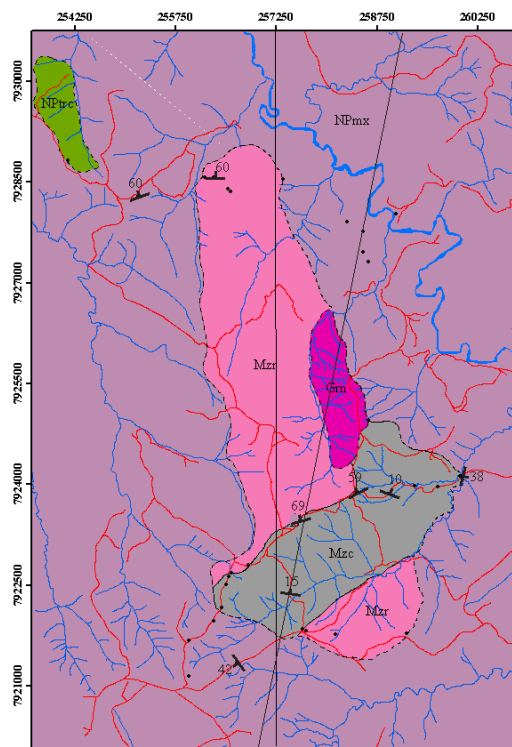
WINTER, J. D. 2009. **Introdução a petrologia ígnea e metamórfica**. Segunda edição. 720 p.

APÊNDICE A – Mapa de pontos



APÊNDICE B – Mapa geológico

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE GONÇALVES (MG)



UNIDADES GEOLÓGICAS

**NEOPROTEROZOÍCO
GRUPO ARAXÁ**

NPmx NPtr

NPmx: Muscovita-xisto com granulação média a grossa e bandamento composicional, ocasionalmente veios pegmatíticos.

NPtr: Tremolita clorita-xisto esverdeado de granulação fina.

COMPLEXO MONTE CARMELO

Mzc Mzr Grn

Mzc: Monzogranito cinza de granulação fina, equigranular, foliado. Ocasionalmente com veios pegmatíticos e enclaves de mica-xistos.

Mzr: Monzogranito rosa de granulação média a fina, equigranular, por vezes com deformação incipiente e com veios pegmatíticos e enclaves de mica-xisto.

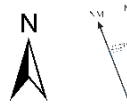
Grn: Granodiorito rosa de granulação média, equigranular.

Convenções geográficas

Drenagem bifilar
Drenagem simples
Vias de acesso

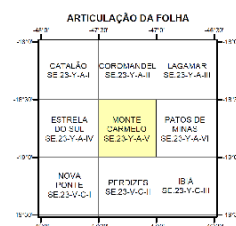
Convenções geológicas

Foliação (Sn)
Contato
Contato inferido



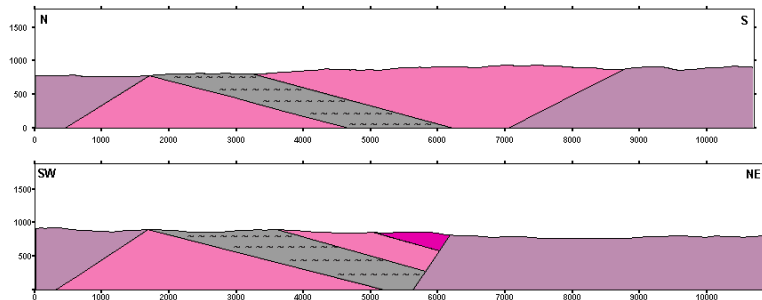
ESCALA: 1: 50 000

Projeção Universal Transversa de Mercator
Datum SIRGAS2000 UTM Zona-23 S



Mapa geológico obtido a partir de dados de campo e de análise petrográfica, passível de reinterpretação a partir da obtenção de dados geocronológicos e de isótopos estáveis, ainda não disponíveis.

Escala Horizontal: 1: 50 000
Escala Vertical: 1: 50 000



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

CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA DE GRANITOIDE
NO DISTRITO DE GONÇALVES, MUNICÍPIO DE
MONTE CARMELO (MG)

Autora: Roberta Fideles Pimenta
Orientador: Prof. Dr. Filipe Goulart Lima
Coorientadora: Prof. D^{ra}. Larissa Marques Barbosa de Araújo

Dezembro/2020

Apêndice B

APÊNDICE C – Modelamento topográfico *hillshade*



ESCALA: 1: 50000

0 0,5 1 2 3 4 Km

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR
Datum horizontal: SIRGAS 2000

APÊNDICE D – Fichas de descrição macroscópica

AMOSTRA	ROCHA	COR
RF - 01	Muscovita-clorita xisto	Marrom amarelado/esverdeado
RF - 03	Granito	Rosa
RF - 05	Granito	Rosa
RF - 10	Clorita-muscovita xisto	Marrom esverdeada
RF - 11	Granito	Cinza
RF - 12 -01	Granito	Rosa
RF - 12 -02	Granito	Rosa
RF - 13	Granito	Cinza
RF - 19 -01	Granito	Cinza
RF - 19 -02	Granito	Cinza
RF - 20 -01	Muscovita- xisto	Avermelhada

RF - 20 -02	Muscovita- xisto	Avermelhada
RF - 20 -03	Muscovita- xisto	Rosada
RF - 22	Granito	Cinza
RF - 26	Granito	Rosa

Amostra	Textura	Estrutura	Granulação
RF - 01	Lepidoblástica	Anisotrópica xistosa	Fina a média (até 2-3 mm)
RF - 03	Fanerítica: holocristalina	Maciça: isotrópico	Média (1-3 mm): Equigranular
RF - 05	Fanerítica: holocristalina	Maciça: isotrópico	Média (até 3 mm) Equigranular
RF - 10	Lepidoblástica	Anisotrópica xistosa	Fina a média (até 2-3 mm)
RF - 11	Fanerítica: holocristalina	Maciça: isotrópico	Fina a média: Equigranular
RF - 12 -01	Fanerítica: holocristalina	Anisotrópica (foliação sutil)	Média a fina: Equigranular
RF - 12 -02	Fanerítica: holocristalina	Maciça: anisotrópica	Média a fina: Equigranular
RF - 13	Fanerítica: holocristalina	Maciça: anisotrópica	Fina a média: Equigranular
RF - 19 -01	Fanerítica: holocristalina	Maciça: anisotrópica	Fina a média (até 3 mm)
RF - 19 -02	Fanerítica: holocristalina	Maciça: anisotrópica	Fina a média (até 3 mm)
RF - 20 -01	Lepidoblástica	Anisotrópica xistosa	Média (até 2-3 mm)
RF - 20 -02	Lepidoblástica	Anisotrópica xistosa	Média (até 5 mm)
RF - 20 -03	Lepidoblástica	Anisotrópica xistosa	Média
RF - 22	Fanerítica (quase afanítica): holocristalina	Maciça: anisotrópica	Fina
RF - 26	Fanerítica: holocristalina	Maciça: anisotrópica	Média (qtz até 8 mm)

Fina: Cristais entre 0,1 e 1 mm.

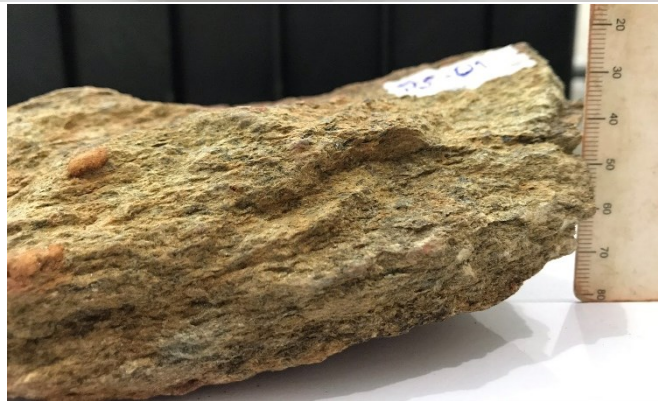
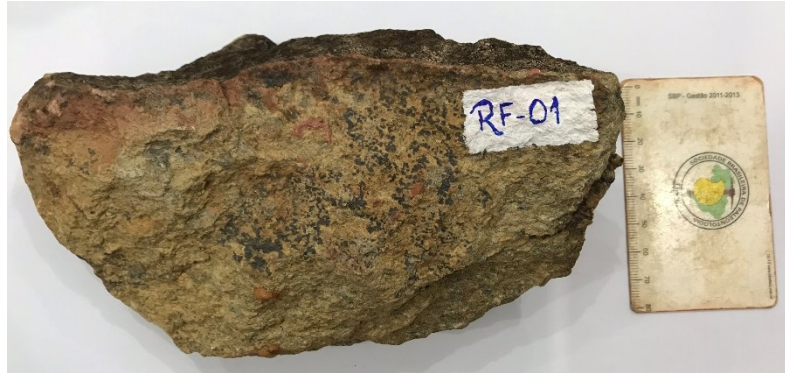
Média: Cristais entre 1 e 10 mm.

Grossa: Cristais entre 1 a 3 cm.

RF-01

COMPOSIÇÃO
Muscovita
Clorita
Quartzo
Feldspato potássico
Plagioclásio

Muscovita-clorita xisto. Textura lepidoblástica marcada por filossilicatos (muscovita e clorita). Estrutura anisotrópica xistosa. Granulação fina a média (até 2,3 mm). Pouco friável. Cor: Marrom amarelado/esverdeado.



RF-03

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Feldspato potássico	40
Quartzo	30
Plagioclásio	15
Biotita	8
Muscovita	5
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito

Granito rosa. Estrutura maciça, isorópico (sem foliação). Textura fanerítica, holocristalina. Granulação média, equigranular. Rocha leucocrática.



RF-05

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Feldspato potássico	35
Quartzo	25
Plagioclásio	15
Muscovita	15
Mineral avermelhado – alteração no anfibólio (?)	10
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito

Granito. Menos feldspato K que amostra RF- 03. Estrutura maciça, isticópic (sem foliação). Textura fanerítica, holocristalina. Granulação média, equigranular. Rocha leucocrática.



RF-10

COMPOSIÇÃO
Clorita
Muscovita
Quartzo (pouco)
Feldspato potássico (pouco)
Plagioclásio (pouco)

Clorita-muscovita xisto. Rocha máfica. Textura lepidoblástica, marcada pela orientação dos fílossilicatos (muscovita e clorita). Estrutura anisotrópica. Granulação fina a média (até 2-3 mm). Pouco friável. Cor marrom esverdeada.



RF-11

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Feldspato potássico	25
Quartzo	20
Plagioclásio	20
Biotita	15
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito

Granito. Estrutura maciça, isorópico (sem foliação). Textura fanerítica, holocristalina. Granulação fina a média, equigranular.



RF - 12 - Amostra 01

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Feldspato potássico	40
Quartzo	20
Plagioclásio	20
Biotita	15
CLASSIFICAÇÃO	Sienogranito

Granito rosa. Textura fanerítica, holocristalina. Estrutura maciça, anisotrópica (com foliação sutil). Granulação média a fina, equigranular.



RF – 12 – Amostra 02

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Feldspato potássico	40
Quartzo	25
Plagioclásio	20
Biotita	15
Minerais avermelhados – alteração anfibólio (?)	Pontual
CLASSIFICAÇÃO	Sienogranito

Granito rosa. Textura fanerítica, holocristalina. Granulação média a fina, equigranular. Estrutura maciça, anisotrópica (orientação dos minerais).



RF – 13

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Plagioclásio	30
Feldspato potássico	25
Quartzo	20 (ou menos)
Biotita	15
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito

Granito cinza. Textura fanerítica, holocristalina. Granulação fina a média, equigranular. (mais fina que as outras). Estrutura maciça, anisotrópica



RF – 19 Amostra 01

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	35
Feldspato potássico	30
Plagioclásio	20
Muscovita	10
Biotita	5
Anfibólio	?
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito

Granito cinza. Estrutura maciça, anisotrópica. Textura fanerítica, holocristalina. Granulação fina a média (maior que RF – 13) Cristais de até 3 mm. Transição granito cinza – granito rosa.



RF – 19 Amostra 02

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Quartzo	35
Feldspato potássico	30
Plagioclásio	20
Muscovita	10
Biotita	5

Anfibólio	?
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito

Amostra orientada (14/15). Granito cinza. Estrutura maciça, anisotrópica. Foliação mais marcada que amostra RF-19 01. Textura fanerítica, holocristalina. Granulação fina a média (maior que RF – 13) Cristais de muscovita e biotita (até 3 mm). Transição granito cinza – granito rosa.



RF – 20 Amostra 01

COMPOSIÇÃO
Muscovita
Feldspato potássico
Quartzo
Plagioclásio

Muscovita- xisto. Textura lepidoblástica marcada pela orientação das muscovitas. Lineação mineral das moscovitas. Estrutura anisotrópica xistosa. Granulação média a grossa (até 2,3 mm). Rocha frável. Cor avermelhada.



RF – 20 Amostra 02

COMPOSIÇÃO
Muscovita
Feldspato potássico
Quartzo
Plagioclásio

Muscovita- xisto. Textura lepidoblástica marcada pela orientação das muscovitas. Lineação mineral das moscovitas Estrutura anisotrópica xistosa. Granulação média a grossa (moscovitas de até 0,5 cm). Rocha friável. Cor avermelhada. Alteração do feldspato para caulim.



RF – 20 Amostra 03

COMPOSIÇÃO
Muscovita
Feldspato potássico
Quartzo
Plagioclásio

Muscovita- xisto. Textura lepidoblástica marcada pela orientação das muscovitas. Lineação mineral das moscovitas. Estrutura anisotrópica xistosa. Granulação média (ligeiramente menor que RF-20-Amostra 02). Rocha friável. Cor avermelhada. Alteração do feldspato para caulim.



RF – 22

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Plagioclásio	30-35
Quartzo	25
Feldspato potássico	20
Biotita	5
Muscovita	< 5
Anfibólio	?
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito

Granito cinza. Estrutura maciça, anisotrópica. Textura fanerítica (quase afanítica) holocristalina. Granulação fina. Biotitas pequenas de até 1 mm.



RF – 26

COMPOSIÇÃO	PORCENTAGEM ESTIMADA (%)
Feldspato potássico	30-35
Quartzo	30
Plagioclásio	15
Anfibólio	10
Biotita	< 5
CLASSIFICAÇÃO	Monzogranito

Granito rosa. Estrutura maciça, anisotrópica. Textura fanerítica holocristalina. Granulação média. Alguns cristais de quartzo de até 8 mm. Alteração avermelhada no anfibólio.



APÊNDICE E – Fichas de descrição petrográfica

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (IBGE)
RF-01	7928821,26	254153,3247	Folha Monte Carmelo

Nº da Amostra	Referências do Ponto
RF-01	Ponto situado fora do corpo granítico, a noroeste. Monte Carmelo-MG.

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
	x												

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lamina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais.

Textura

Nematoblástica.

Estrutura

Anisotrópica incipiente.

MINERAIS	%
Clorita	49
Tremolita	46
Minerais opacos	3
Quartzo	1
Zircão	1

3 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Clorita	<p>A clorita aparece como um mineral incolor na forma de agregados, e encontra-se em equilíbrio. Os cristais possuem forma subédrica, hábito placoide e birrefringência baixa em tons cinza azulados. Os cristais são pequenos e deformados, com dimensão inferior a 0,4 – 1,5 mm.</p> <p>Alguns cristais estão microfraturados e apresentam extinção ondulante, sendo possível observar a orientação preferencial das lamelas de clorita. Os cristais de tremolita e clorita encontram-se interdigitados.</p>
Tremolita	<p>O anfibólio identificado na seção delgada foi a tremolita. O mineral é incolor e possui birrefringência alta em tons de laranja, azul e rosa. Os cristais são subédricos e sua granulação varia entre 0,05 - 0,25 mm e 0,5 – 2 mm. A tremolita possui hábito prismático e apresenta-se com formato alongado ou anastomosado, dependendo da seção observada. O mineral ocorre na forma de agregados e apresenta alteração supérgina. A borda de alguns cristais de tremolita apresenta exolução.</p> <p>O anfibólio aparece intercalado e interdigitado com a clorita. A percolação de óxido-hidróxido de ferro em microfraturamentos intra e intercrystalinos é intensa, gerando uma coloração alaranjada em toda a lâmina, no entorno de todos os cristais.</p>
Minerais Opacos	<p>Os minerais opacos são amplamente distribuídos em toda a seção delgada. Os cristais são anédricos e suas dimensões não ultrapassam 0,2 mm. Ocorrem também como inclusões no anfibólio. As bordas dos opacos são irregulares e apresentam coloração alaranjada, devido a percolação por óxido-hidróxido de ferro.</p>
Quartzo	<p>Os cristais de quartzo são raramente observados. São anédricos, com bordas irregulares e dimensões inferiores a 0,2 mm.</p>
Zircão	<p>Os cristais de zircão aparecem ocasionalmente, como microcristais prismáticos distribuídos na seção delgada, menores que 0,05 – 0,1 mm.</p>

4 - NOME DA ROCHA

Tremolita-clorita xisto.

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (IBGE)
RF-03	7928567,781	256184,8082	Folha Monte Carmelo

Nº da Amostra	Referências do Ponto
RF-03	Ponto ao norte do grupo granítico, a nordeste de uma fazenda. Monte Carmelo-MG.

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
	x												

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lamina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais.

MINERAIS	%
Oligoclásio	41
Microclínio	23
Quartzo	22
Biotita	6
Muscovita	5
Minerais opacos	1
Apatita	1
Rutilo	1
Clorita	1
Pseudomorfos	1
Zircão	1

Análise Modal	
Q	22%
A	23%
P	41%

3 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Oligoclásio

O plagioclásio ocorre com frequência na seção delgada, com granulação variando entre 0,2 – 0,4 mm e 1,4 – 2,5 mm. Os cristais são anédricos a subédricos e poucos deles apresentam macla albita aparente, devido ao processo alteração que causa a perda dessa característica do

mineral e lhe confere uma coloração homogênea. O processo de saussuritização e a muscovitização é intenso, com intercrescimento de muscovita sobre os cristais.

Alguns cristais apresentam textura mirmequítica quando em contato com o microclínio, com intercrescimento de quartzo vermicular em seu interior. O plagioclásio foi identificado a partir do método Michel Levy, que obteve valores menores que 10 para o máximo ângulo de extinção, indicando oligoclásio.

É possível observar inclusões de biotita, zircão e minerais opacos. Ocorrem também microfraturamentos no entorno e dentro de alguns cristais. O contato é irregular com a maioria dos outros minerais, sendo também difuso com as micas e o microclínio.

Microclínio

Os cristais de feldspato potássico possuem granulação entre 0,3 – 0,75 mm até 2 – 5 mm, sendo os maiores encontrados na lâmina. São subédricos a anédricos e apresentam geminação polissintética (xadrez), que por vezes encontra-se parcialmente ou totalmente obliterada pelos mecanismos de deformação.

Inclusões de outros minerais são frequentes, sendo possível observar cristais de plagioclásio alterados, biotita, zircão, quartzo e opacos dentro dos cristais de microclínio. O contato com o quartzo e os próprios cristais de microclínio é irregular, assim como com a biotita, com a qual raramente faz contato reto. O contato do microclínio com os cristais de plagioclásio e muscovita é difuso.

O microfraturamento intracristalino ocorre na maioria dos cristais, com preenchimento por óxido-hidróxido de ferro, minerais opacos e argilominerais.

Quartzo

A granulação dos cristais de quartzo varia entre 0,2 – 0,2 mm e 3 – 5 mm. Nos cristais maiores ocorre o processo de recristalização, indicando intensa deformação. A fragmentação dos cristais confere à lâmina aspecto de “mosaico”, devido à formação de cristais menores poligonizados. Esse processo é observável também a níveis paralelos.

Os cristais menores possuem formato arredondado/granular e ocorrem como inclusões dentro de outros minerais, como o microclínio, apresentando extinção ondulante. A maioria dos cristais de quartzo apresenta microfraturamentos intracristais. O contato é irregular com outros minerais.

Biotita

Os cristais de biotita possuem hábito placoide e pleocroísmo variando entre marrom e bege claro. O tamanho dos cristais fica entre 0,15 – 0,2 mm e 0,75 – 1,75 mm, com forma subédrica a anédrica.

A maioria dos cristais apresenta bordas corroídas, sendo frequente a inclusão de pequenos cristais de zircão dentro das biotitas, com formação de halo pleocroico. O processo de cloritização também é observado no entorno de alguns cristais, além da alteração por óxido-hidróxido de ferro, que ocorre por vezes na clivagem paralela da biotita juntamente com minerais opacos.

A biotita pode ser formada a partir de intercrescimentos em microfraturas, ocorrendo por vezes estirada. Os cristais fazem contato irregular com a maioria dos minerais,

principalmente com minerais opacos, pseudomorfos e muscovita. O mineral também ocorre como inclusão em microclínio.

Muscovita

A muscovita ocorre como um mineral secundário formado no processo de muscovitização, que provoca o intercrescimento desse mineral sobre os cristais de plagioclásios ou em suas proximidades. É amplamente distribuída como agregados anédricos sobre o oligoclásio, chegando a formar cristais subédricos placoides, de até 1,5 – 2,25 mm. Alguns cristais encontram-se estirados e com formato anastomosado.

Os cristais de muscovita são incolores, porém alguns apresentam pleocroísmo sutil em tom rosado. O processo de clorização é observado nas bordas de alguns cristais, além de alteração por óxido-hidróxido de ferro, que ocorre tanto nas bordas quanto na clivagem paralela do mineral.

As muscovitas maiores geralmente encontram-se próximas às biotitas, com quem mantém contato irregular, sendo por vezes reto. O contato com cristais de quartzo é irregular, assim como entre os próprios cristais de muscovita. Já com o plagioclásio, o contato é difuso.

Minerais opacos

Os minerais opacos ocorrem nos interstícios da seção delgada e são pouco frequentes. São cristais anédricos, com tamanhos inferiores a 0,5 mm. Geralmente ocorrem próximo ou no interior de cristais de biotita e muscovita, fazendo contato difuso ou irregular com as mesmas. Também aparecem como inclusão nos feldspatos. Alguns cristais apresentam coloração alaranjada em suas bordas, indicando liberação de óxido-hidróxido de ferro.

Apatita

A apatita é um mineral acessório que ocorre frequentemente como inclusão em cristais de microclínio e quartzo, com dimensões inferiores a 0,2 mm. Com formato euédrico acicular, aparece geralmente na forma de bastonetes ou finas agulhas.

Clorita

A clorita ocorre como mineral de alteração, gerado no processo de cloritização. O processo é incipiente e afeta apenas as bordas de alguns cristais de muscovita e biotita. A clorita possui forma anédrica e pleocroísmo verde pálido, fazendo contato difuso com as demais micas.

Pseudomorfos

Foram identificados minerais incolores de relevo alto, que permanecem extintos a nicóis cruzados. Não foi possível identificar o mineral com exatidão por suas propriedades ópticas, sendo então denominado genericamente como pseudomorfo.

A dimensão dos cristais é inferior a 0,2 mm, são anédricos e possuem hábito granular. Geralmente ocorrem próximo a cristais de biotita, muscovita e minerais opacos, ou como inclusão no oligoclásio. O contato com esses minerais é irregular ou difuso. É possível observar alteração por óxido-hidróxido de ferro em alguns cristais.

Rutilo

O rutilo ocorre como mineral acessório pouco frequente, geralmente como inclusão em cristais de quartzo e feldspatos na forma finas agulhas ou como mineral intralamelar em cristais de biotita e muscovita. Apresenta cor marrom avermelhada e quando em maior aumento é possível observar microagregados aciculares.

Zircão

O zircão é um mineral acessório que ocorre como inclusão em outros minerais, principalmente nos cristais de biotita. Possui formato granular e tamanho inferior a 0,1 mm. A formação de halo pleocroico nos cristais de biotita confere contato difuso com esse mineral.

4 - NOME DA ROCHA

Monzogranito rosa.

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (IBGE)
RF-05	7928390,77	256530	Folha Monte Carmelo

Nº da Amostra	Referências do Ponto
RF-05	Ponto ao norte do corpo granítico, a leste de uma fazenda. Monte Carmelo-MG.

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
	x												

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lamina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais.

MINERAIS	%
Quartzo	30
Oligoclásio	29

Microclínio	26
Muscovita	6
Biotita	4
Minerais opacos	2
Apatita	1
Clorita	1
Pseudomorfos	1
Rutilo	1
Zircão	1

Análise Modal	
Q	30%
A	26%
P	29%

3 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Quartzo

Os cristais de quartzo são anédricos a subédricos com granulação variando entre 0,1 – 0,1 mm e 1,75 – 3,25 mm. Os cristais maiores encontram-se deformados e estirados, sofrendo o processo recristalização. Esse processo causa a fragmentação dos cristais em repartições menores poligonizadas, o que confere a lâmina aspecto de “mosaico”. Por vezes é possível observar a fragmentação a nicóis paralelos.

Os cristais menores (até 1 mm) possuem formato arredondado/granular e ocorrem como inclusões dentro de outros minerais, como o microclínio, apresentando extinção ondulante. A maioria dos cristais de quartzo apresenta microfraturamentos intracristalinos, os quais por vezes são preenchidos por minerais opacos, rutilo e óxido-hidróxido de ferro.

São frequentes inclusões de apatita na forma de bastonetes e rutilo acicular nos cristais maiores. O contato é irregular com os demais minerais (plagioclásio, muscovita, biotita e microclínio).

Oligoclásio

A granulação dos cristais de plagioclásio varia entre 0,2 – 0,3 mm e 2,5 – 3mm. Os cristais são anédricos a subédricos e poucos deles apresentam macla albita aparente, pois os processos de alteração são intensos e causam a obliteração parcial ou total da geminação deste mineral. Os processos de saussuritização e muscovitização geram intercrescimento de muscovita e argilominerais sobre os cristais, conferindo-lhes uma coloração escura, o que dificulta seu dimensionamento. Ocorrem também alterações por óxido-hidróxido de ferro.

Os cristais menores de plagioclásio ocorrem como inclusões no microclínio. O mineral foi identificado a partir do método Michel Levy, que obteve valores entre 3,5 e 5 para o máximo ângulo de extinção, indicando oligoclásio.

Inclusões de minerais opacos são frequente, e o intercrescimento de quartzo vermicular no interior de cristais de plagioclásio foi raramente observado. Ocorrem também microfraturamentos inter e intracristalinos. O contato é irregular com o quartzo, e difuso com com as micas e o microclínio.

Microclínio

Os cristais de feldspato potássico possuem granulação entre 0,5 – 0,5 mm até 1 – 3,75 mm. São subédricos a anédricos e apresentam geminação polissintética (xadrez) e carlsbad, que por vezes encontra-se totalmente obliteradas devido ao avanço dos processos de alteração.

Inclusões de outros minerais são frequentes, sendo possível observar cristais de plagioclásio alterados, muscovita, quartzo e minerais opacos dentro dos cristais de microclínio. O contato com o quartzo é geralmente é irregular, mas pode apresentar-se difuso quando este ocorre como inclusão. Entre os cristais de microclínio, plagioclásio e muscovita o contato também é difuso.

O microfraturamento intracristalino ocorre na maioria dos cristais, geralmente com preenchimento por óxido-hidróxido de ferro, minerais opacos ou argilominerais.

Muscovita

A muscovita ocorre como um mineral secundário formado no processo de muscovitização, que provoca o intercrescimento desse mineral sobre os cristais de plagioclásios ou em suas proximidades. É amplamente distribuída na forma de agregados anédricos sobre o oligoclásio, chegando a formar cristais subédricos placoides, de até 2 - 2,5mm. Muitos cristais encontram-se estirados e com extinção ondulante devido a deformação, que torna a clivagem paralela do mineral curva, gerando cristais com formato anastomosado - “micafish”.

Os cristais de muscovita são incolores, raramente apresentando pleocroísmo sutil em tom rosado. O processo de clorização é incipiente e ocorre nas bordas de alguns cristais, além de alteração por óxido-hidróxido de ferro, recorrente tanto nas bordas quanto em espaços intralamelares.

As muscovitas geralmente encontram-se próximas aos cristais de oligoclásio, com quem mantém contato difuso. O contato é irregular com os cristais de quartzo, microclínio e pseudomorfos.

Biotita

Os cristais de biotita possuem hábito placoide e pleocroísmo variando entre marrom e bege claro. A forma dos cristais é anédrica a subédrica e o tamanho não ultrapassa 0,6 – 1,5 mm.

A maioria dos cristais apresenta bordas corroídas e alguns cristais apresentam halo pleocroico formato por inclusões de microcristais de zircão. Ocorrem também inclusões de cristais de apatita na forma de bastonetes e de muscovita. O processo de cloritização é incipiente, sendo observável na borda de poucos cristais.

Alguns cristais de biotita apresentam-se com formato anastomosado, como intercrescimento em microfraturas. O contato com os cristais de quartzo, microclínio, pseudomorfos e minerais opacos é irregular, sendo difuso com os cristais de muscovita e plagioclásio. O mineral também ocorre como inclusão em microclínio.

Minerais opacos

Os minerais opacos são pouco frequentes e ocorrem nos interstícios da seção delgada, geralmente em microfraturas ou em suas proximidades. São cristais anédricos, com tamanhos inferiores a 0,3 mm e encontram-se próximos aos cristais de biotita, fazendo contato difuso ou irregular com as mesmas. Também aparecem como inclusão no oligoclásio. Alguns cristais

apresentam coloração alaranjada em suas bordas, indicando liberação de óxido-hidróxido de ferro.

Apatita

A apatita é um mineral acessório que é amplamente distribuído na lâmina. Ocorre como inclusão em cristais de quartzo, microclínio e biotita, com dimensões inferiores a 0,2 mm. Com formato euédrico acicular, aparece geralmente na forma de bastonetes ou finas agulhas.

Clorita

A clorita ocorre como mineral de alteração, gerado no processo de cloritização. O processo é incipiente e afeta apenas as bordas de alguns cristais de muscovita e biotita. A clorita possui forma anédrica e pleocroísmo verde pálido, fazendo contato difuso com as demais micas.

Pseudomorfos

Foram identificados minerais incolores de relevo alto, que permanecem extintos a nicóis cruzados. Não foi possível identificar o mineral com exatidão por suas propriedades ópticas, sendo então denominado genericamente como pseudomorfo.

A dimensão dos cristais é inferior a 0,2 mm, são anédricos e possuem hábito granular. Ocorre próximo a oligoclásio, muscovita e minerais opacos, fazendo contato irregular ou difuso com estes minerais. Ocorre também como inclusão em cristais de muscovita.

Rutilo

O rutilo tem coloração avermelhada e ocorre como mineral acessório. Geralmente apresenta-se como inclusão nos cristais de quartzo e feldspatos na forma finas agulhas ou preenchendo microfraturas como microagregados aciculares.

Zircão

O zircão é um mineral acessório que ocorre como inclusão em outros minerais, principalmente nos cristais de biotita. Possui formato granular e tamanho inferior a 0,1 mm. A formação de halo pleocroico nos cristais de biotita confere contato difuso com esse mineral.

4 - NOME DA ROCHA

Monzogranito rosa.

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (IBGE)
RF-11	7922157,679	256440,8623	Folha Monte Carmelo

Nº da Amostra	Referências do Ponto
RF-11	Ponto na estrada, extremo sudoeste do corpo granítico. Monte Carmelo - MG

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
	x												

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lamina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais.

MINERAIS	%
Quartzo	31
Oligoclásio	29
Microclínio	28
Muscovita	5
Biotita	3
Minerais opacos	1
Apatita	1
Clorita	1
Pseudomorfos	1
Rutilo	1
Zircão	1

Análise Modal	
Q	31%
A	28%
P	29%

3 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Quartzo

Os cristais de quartzo possuem granulação de até 2,25 – 3 mm e tem ampla distribuição pela seção delgada. A intensa deformação gera o processo de recristalização, que fragmenta o mineral em pequenos cristais poligonizados, estirando-os. Essa fragmentação confere a lâmina aspecto de “mosaico”.

Os cristais menores que 0,5 mm ocorrem como inclusões dentro do microclínio, com formato arredondado/granular e extinção ondulante. Muitos cristais de quartzo apresentam microfraturamentos intracristalinos. O contato é irregular com o plagioclásio, biotita, muscovita, raramente apresentando-se reto com as micas.

Oligoclásio	<p>Os cristais de plagioclásio possuem tamanhos variando entre 0,1 – 0,3 mm e 1,75 – 2 mm, são anédricos a subédricos. Raramente apresentam geminação albita aparente, que na maioria das vezes encontra-se totalmente obliterada devido aos processos alteração, que também confere bordas irregulares aos cristais. Os cristais menores de plagioclásio frequentemente ocorrem como inclusões em cristais de microclínio.</p> <p>O processo de saussuritização é intenso e confere aos cristais coloração escura pelo intercrescimento de argilominerais. Ocorre também a muscovitização, em menor intensidade, com o intercrescimento de muscovita sobre os cristais. O plagioclásio foi identificado a partir do método Michel Levy, que obteve valores de 7,5 para o máximo ângulo de extinção, indicando oligoclásio. O contato do oligoclásio com os cristais de microclínio e muscovita é difuso, sendo irregular com o quartzo.</p>
Microclínio	<p>A granulação do microclínio vai de 0,2 - 0,3 mm chegando até a 3,75 – 5,5 mm, sendo o maior mineral observado na seção delgada. Os cristais são subédricos a anédricos e apresentam geminação carslbad e polissintética (xadrez), que por vezes encontra-se parcialmente ou totalmente obliterada pelos mecanismos de deformação, conferindo aos cristais coloração homogênea.</p> <p>As bordas dos cristais de microclínio são irregulares e é possível observar que alguns apresentam saussuritização incipiente, processo mais intenso nos plagioclásios. Inclusões de outros minerais são frequentes, principalmente de oligoclásios saussuritizados e quartzo, além de cristais de biotita, muscovita, zircão, apatita e minerais opacos.</p> <p>O contato dos cristais de microclínio com o plagioclásio é difuso, sendo irregular com o quartzo e a muscovita. O contato do microclínio com os cristais de plagioclásio e muscovita é difuso. É comum o microfraturamento intracristalino dos cristais, com preenchimento por óxido-hidróxido de ferro, minerais opacos e argilominerais.</p>
Muscovita	<p>A muscovita ocorre como um mineral secundário formado no processo de muscovitização, que provoca o seu intercrescimento sobre os cristais de plagioclásios ou em suas proximidades, chegando a formar cristais subédricos placoides, de até 1 – 3 mm. Além de ocorrer agregados anédricos, é comum observar cristais estirados e anastomosados (“mica fish”) no entorno do microclínio e oligoclásio, que por vezes apresentam extinção ondulante.</p> <p>Apesar de incolores, alguns cristais de muscovita apresentam leve pleocroísmo em tom rosado. O contato com cristais de plagioclásio é difuso, e irregular com o quartzo.</p>
Biotita	<p>Os cristais de biotita possuem hábito placóide e pleocroísmo variando entre marrom e bege claro. São pequenos e geralmente não ultrapassam 1 mm. As biotitas apresentam bordas corroídas, ocasionalmente com alteração por óxido-hidróxido de ferro e intercrescimento de rutilo em sua clivagem.</p>

	<p>Inclusões de outros minerais são frequentes, como de zircão, apatita, pseudomorfos e minerais opacos. É comum que a inclusão de zircão gere halo pleocroico no interior dos cristais de biotita. O processo de cloritização é incipiente, sendo observado na borda de alguns cristais. Iteração por óxido-hidróxido de ferro, que ocorre por vezes na clivagem paralela da biotita juntamente com minerais opacos.</p> <p>A biotita pode ser formada a partir de intercrescimentos em microfraturas, ocorrendo por vezes estirada e com formato anastomosado. O contato é irregular com o quartzo e difuso com o plagioclásio e a muscovita, com a qual também faz contato reto. O mineral também ocorre como inclusão em microclínio.</p>
Minerais opacos	
	<p>Os minerais opacos são anédricos e ocorrem nos interstícios da seção delgada, geralmente próximos as micas e aos cristais de oligoclásio, com os quais faz contato irregular ou difuso. Possuem granulação inferior a 0,5 mm e também aparecem como inclusão nos feldspatos. Alguns cristais apresentam coloração alaranjada em suas bordas, indicando liberação de óxido-hidróxido de ferro.</p>
Apatita	
	<p>A apatita é um mineral acessório que ocorre geralmente como inclusão em cristais de biotita, microclínio e quartzo. Com formato euédrico acicular e tamanho inferior a 0,2 mm, aparece na forma de bastonetes ou finas agulhas.</p>
Clorita	
	<p>A clorita é gerada no processo de cloritização, sendo um mineral de alteração. O processo é incipiente e afeta apenas as bordas de alguns cristais de biotita. O mineral possui forma anédrica e pleocroismo verde pálido, fazendo contato difuso com a biotita.</p>
Pseudomorfos	
	<p>Os pseudomorfos são minerais incolores de relevo alto, que permanecem extintos a nicóis cruzados. A identificação exata do mineral por suas propriedades ópticas não foi possível, sendo então denominado genericamente como pseudomorfo.</p> <p>Os cristais possuem granulação inferior a 0,5 mm, são anédricos e possuem hábito granular. Geralmente ocorrem próximos às micas e minerais opacos, ou como inclusões nas mesmas. O contato com esses minerais é irregular ou difuso.</p>
Rutilo	
	<p>O rutilo é um mineral acessório pouco frequente, que aparece como inclusão em cristais de quartzo e feldspatos na forma finas agulhas ou como intercrescimento sobre os cristais de biotita.</p>
Zircão	
	<p>O zircão aparece com frequência na seção delgada, geralmente como inclusão nos cristais de biotita e microclínio. Possui formato acicular e ocorre na forma de bastonetes com tamanho inferior a 0,1 mm. O contato com a biotita é difuso devido a formação de halo pleocroico com a mesma.</p>

4 - NOME DA ROCHA

Monzogranito cinza.

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (IBGE)
RF-12	7922503,044	256506,6948	Folha Monte Carmelo

Nº da Amostra Referências do Ponto

RF-12B	Ponto a sudoeste do corpo granítico, perfil na estrada. Monte Carmelo-MG.
--------	--

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
	x												

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lamina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais.

MINERAIS	%
Oligoclásio	37
Quartzo	29
Microclínio	25
Muscovita	5
Biotita	3
Minerais opacos	2
Apatita	1
Rutilo	1
Clorita	1
Zoisita	1
Pseudomorfos	1
Zircão	1

Análise Modal	
Q	29%
A	25%
P	37%

3 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Oligoclásio

Os cristais de plagioclásio possuem tamanhos variando entre 0,1 – 0,2 mm e 2 – 3,25 mm. São anédricos a subédricos e não apresentam macla albita preservada, devido ao processo de alteração que causa a obliteração total da geminação do mineral. Os processos de saussuritização e muscovitização são intensos, com intercrescimento de muscovita e argilominerais sobre os cristais de oligoclásio, o que lhes confere coloração escura.

O plagioclásio também ocorre como inclusão nos cristais de microclínio. A identificação do mineral pelo método Michel Levy não foi possível pois não há cristais com a geminação albita preservada. São comuns microfraturamentos no entorno e dentro do plagioclásio. O contato com a muscovita e o microclínio é difuso, sendo irregular com o quartzo.

Microclínio

Os microclínio possui granulação variando entre 0,1 – 0,4 mm e 2 – 2,5 mm. Os cristais são subédricos a anédricos e apresentam geminação polissintética (xadrez) e carlsbad, que por vezes encontra-se parcialmente ou totalmente obliterada pelos mecanismos de deformação.

Cristais de plagioclásio, quartzo, biotita e minerais opacos ocorrem como inclusões no interior do microclínio. É possível observar o intercrescimento de quartzo na forma de gotas dentro do feldspato potássico, indicando textura mirmequítica. O contato com o quartzo e a biotita é irregular, sendo difuso com o plagioclásio e a muscovita.

O microfraturamento intracristalino ocorre na maioria dos cristais, com preenchimento por óxido-hidróxido de ferro, minerais opacos e argilominerais.

Quartzo

A granulação dos cristais de quartzo varia entre 0,1 – 0,2 mm e 1,5 – 2,5 mm. O processo de recristalização é intenso e causa a fragmentação dos cristais em cristais menores poligonizados, o que confere a lâmina aspecto de “mosaico”. Esse processo é observável também a nicóis paralelos.

Os cristais de quartzo menores que 0,5 mm geralmente ocorrem como inclusões nos cristais de microclínio, com formato granular e arredondado e extinção ondulante. A maioria dos cristais de quartzo apresenta microfraturamentos intracristais. O contato é irregular com os feldspatos e as micas.

Biotita

Os cristais de biotita são pouco frequentes. Possuem hábito placoide e coloração marrom, pleocroica para bege claro, geralmente com granulação inferior a 0,75 – 1 mm. O formato é anédrico a subédrico e as bordas da biotita são corroídas e difusas.

A formação de halo pleocroico é comum nos cristais de biotitas, causado pela inserção de cristais de zircão. Também ocorrem inclusões de minerais opacos. O processo de cloritização ocorre na borda de alguns cristais.

É possível observar o intercrescimento de biotita em microfraturas. Esses cristais por vezes encontram-se estirados. O contato com os minerais opacos e a clorita é difuso, e irregular com o quartzo. O mineral também ocorre como inclusão no microclínio.

Muscovita

A muscovita ocorre como resultado do processo de muscovitização, formando agregados anédricos no interior dos cristais de plagioclásio e em suas proximidades. Os cristais são subédricos, placoides e não ultrapassam 0,4 – 0,8 mm. Alguns cristais encontram-se estirados e com formato anastomosado (“mica fish”), ao redor dos cristais de microclínio. É comum observar extinção ondulante.

A maioria das muscovitas são incolores e apresentam bordas irregulares, porém alguns apresentam leve pleocroísmo em tom rosado. Alteração por óxido-hidróxido de ferro é comum nos cristais, que ocorre tanto nas bordas quanto na clivagem paralela do mineral, que também pode apresentar preenchimento por minerais opacos. O processo de cloritização é incipiente. O contato da muscovita com a biotita, quartzo e microclínio é irregular, sendo difuso com o plagioclásio e minerais opacos.

Minerais opacos

Os minerais opacos são frequentes na lâmina delgada, e ocorrem principalmente próximos e no interior das micas. Os cristais são anédricos, alguns com formato arredondado e dimensões de até 0,5 mm. Alguns cristais apresentam coloração alaranjada em suas bordas, indicando liberação de óxido-hidróxido de ferro. O contato com a biotita e muscovita é difuso.

Apatita

A apatita é um mineral acessório frequente e ocorre como inclusão em cristais de microclínio e quartzo, com dimensões inferiores a 0,5 mm. É incolor e aparece com formato acicular na forma de bastonetes e finas agulhas ou como microcristais prismáticos, com formato arredondados e extinção ondulante.

Clorita

A clorita é fruto do processo de cloritização, que gera seu intercrescimento nas bordas de alguns cristais de muscovita e biotita. Sua forma é anédrica e o pleocroísmo verde pálido, e faz contato difuso com as demais micas.

Zoisita

Os cristais de zoisita são incolores e ocorrem na forma de agregados colunares eudrais. O hábito é prismático e os cristais apresentam microfraturamentos ortogonais e birrefringência moderada com cor azul escuro. Geralmente aparecem como inclusões nos feldspatos.

Pseudomorfos

Os minerais incolores de relevo alto são menos frequentes nessa seção delgada, com dimensões inferiores a 0,2 mm. Os cristais são anédricos e possuem hábito granular, permanecendo extintos a nicóis cruzados. Geralmente ocorrem próximo a cristais de biotita e minerais opacos, fazendo contato irregular com esses minerais.

Rutilo

O rutilo é um mineral acessório que ocorre como inclusão na forma finas agulhas, principalmente nos cristais de quartzo e nos feldspatos.

Zircão

O zircão é distribuído na seção delgada como cristais de formato prismático, também ocorrendo como inclusão nos cristais de biotita. Suas dimensões são inferiores a 0,1 mm. O contato com a biotita é difuso devido a formação de halo pleocroico.

4 - NOME DA ROCHA

Monzogranito rosa.

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (IBGE)
RF-13A	7922629,709	256548,9993	Folha Monte Carmelo

Nº da Amostra	Referências do Ponto
RF-13	Ponto a sudoeste do corpo granítico, perfil de estrada. Monte Carmelo-MG.

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
	x												

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lamina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais.

MINERAIS	%
Oligoclásio	35
Quartzo	33
Microclínio	20
Muscovita	5

Biotita	3
Minerais opacos	1
Apatita	1
Rutilo	1
Zoisita	1
Clorita	1
Pseudomorfos	1
Zircão	1

Análise Modal	
Q	33%
A	20%
P	35%

3 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Oligoclásio

O plagioclásio é amplamente distribuído na seção delgada, com granulação variando entre 0,1 – 0,2 mm e 2,5 – 3 mm. Os cristais são anédricos a subédricos raramente apresentam macla albita, que se encontra totalmente obliterada na maioria dos cristais devido ao processo alteração. Os processos de saussuritização e a muscovitização são intensos e geram intercrescimento de muscovita, argilominerais e epidoto sobre os cristais, conferindo-lhes coloração escura.

Alguns cristais apresentam processos de saussuritização de maior intensidade, com a perda total das características do mineral, que aparece como manchas escuras. A atuação dos processos de alteração é menos acentuada nos cristais menores. Não foi possível identificar o plagioclásio pelo Michel Levy, devido ao avançado processo de alteração.

O plagioclásio ocorre também como inclusão nos cristais de microclínio, fazendo contato difuso este mineral e também com a muscovita. Microfraturamentos no entorno dos cristais são comuns.

Microclínio

Os cristais de feldspato potássico são subédricos a anédricos e possuem granulação entre 0,2 – 0,2 mm até 2 - 2,5 mm. Apresentam geminação polissintética (xadrez), que frequentemente encontra-se obliterada pelos mecanismos de deformação.

Foram observadas inclusões de rutilo acicular nos cristais de microclínio, na forma de finas agulhas. Inclusões de biotita, plagioclásio, apatita e minerais opacos também ocorrem. É comum o microfraturamento intra e intercrystalino, com preenchimento por óxido-hidróxido de ferro. O contato com os cristais de plagioclásio, muscovita e biotita é difuso, por vezes irregular, assim como com o quartzo.

Quartzo

Os cristais de quartzo são subédricos a anédricos, com dimensões de até 1,75 – 2,25 mm. O processo de recristalização é intenso e forma cristais menores na forma de polígonos, que confere aspectos de mosaico. O mineral encontra-se fortemente estirado, apresenta bordas irregulares e reentrantes, além de extinção ondulante.

<p>Microfraturamentos intracristalinos são observados, com preenchimento por óxido-hidróxido de ferro. O contato com o plagioclásio, microclínio e as micas é irregular.</p>	
Biotita	
<p>A biotita possui forma subédrica a anédrica e hábito lamelar, com coloração marrom pleocroica para bege claro. Ocorre como agregados com dimensões inferiores a 0,4 – 0,8 mm. Alguns cristais apresentam bordas corroídas e difusas, com intercrescimento de clorita e alteração por óxido-hidróxido de ferro. Inclusões de zircão com formação de halo pleocroico são menos frequentes.</p> <p>Intercrescimentos de biotita em microfraturas são comuns, onde ocorrem estiradas e com formato anastomosado. O mineral faz contato irregular com o microclínio, quartzo, minerais opacos e pseudomorfos. O contato com a muscovita por vezes ocorre interdigitado. A biotita também ocorre como inclusão em cristais de microclínio.</p>	
Muscovita	
<p>A muscovita ocorre como agregados anédricos sobre os cristais de plagioclásio, devido ao processo de muscovitização, que provoca o intercrescimento desse mineral. O processo chega a formar cristais subédricos de até 1 – 1,2 mm, que comumente encontram-se estirados e com formato anastomosado (“mica fish”) ao redor de cristais de plagioclásio e biotita. Ocorre também o intercrescimento da muscovita em microfraturamentos. Os mica fishs geralmente apresentam extinção ondulante.</p> <p>Os cristais de muscovita são incolores e exibem inclusões de apatita, rutilo, zircão e minerais opacos. O processo de clorização afeta as bordas irregulares dos cristais, assim como a alteração por óxido-hidróxido de ferro, que ocorre principalmente nos cristais próximos a microfraturamentos e em espaços intralamelares. O contato da muscovita com o plagioclásio é difuso, e irregular com o quartzo, microclínio e biotita. Ocasionalmente a muscovita ocorre reentrantes em cristais de biotita.</p>	
Minerais opacos	
<p>Os minerais opacos são frequentes. Possuem forma anédrica, com tamanhos inferiores a 0,5 mm e geralmente ocorrem próximos às micas, na forma de inclusão, assim como nos feldspatos. O contato é irregular com pseudomorfos e demais minerais.</p>	
Apatita	
<p>A apatita é frequentemente observada na seção delgada e ocorre como inclusão em cristais de microclínio, muscovita e quartzo, com dimensões inferiores a 0,2 mm. É comum aparecer com formato euédrico acicular, na forma de bastonetes ou como microcristais prismáticos, com formato arredondado e extinção ondulante.</p>	
Zoisita	
<p>Os cristais de zoisita são pouco frequentes. Com dimensões inferiores a 0,2 mm, são incolores e possuem formato granular, com birrefringência moderada na cor azul escuro. Geralmente ocorrem como inclusões nos cristais de plagioclásio.</p>	
Clorita	

A clorita ocorre nas bordas dos cristais de muscovita e biotita, gerada no processo de cloritização. O mineral possui forma anédrica e pleocroísmo verde pálido e faz contato difuso com as demais micas.

Pseudomorfos

Os minerais incolores de relevo alto são abundantes na seção delgada. Este mineral permanece extinto a nicóis cruzados e não foi possível sua identificação exata por suas propriedades ópticas, sendo denominado genericamente como pseudomorfo.

Os cristais são anédricos, com dimensões inferiores a 0,25 mm e hábito granular. Geralmente se encontram próximos a cristais de biotita, muscovita e minerais opacos, ocorrendo como inclusão nas micas. O contato com esses minerais é difuso ou irregular.

Rutilo

O rutilo é um mineral acessório frequentemente encontrado como inclusão em cristais de microclínio e quartzo, na forma finas agulhas ou microcristais avermelhados.

Zircão

Os microcristais de zircão são escassos e apresentam formato granular com tamanhos inferiores a 0,1 mm. Ocorrem como inclusão em outros minerais, como o microclínio e a biotita. Apresenta contato difuso quando no interior das biotitas.

4 - NOME DA ROCHA

Monzogranito cinza.

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (IBGE)
RF-19	7922373,72	257445,9357	Folha Monte Carmelo

Nº da Amostra	Referências do Ponto
RF-19A	Ponto ao sul do grupo granítico. Monte Carmelo-MG.

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA LD LP Brita Pó AM AQM AQMe ETR Rb/Sr Sm/Nd Pb/Pb U/Pb SP

	x												
--	---	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lamina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais.

MINERAIS	%
Oligoclásio	33
Microclínio	23
Quartzo	23
Muscovita	12
Biotita	4
Minerais opacos	1
Apatita	1
Rutilo	1
Clorita	1
Pseudomorfos	1
Epidoto	1
Zircão	1

Análise Modal	
Q	23%
A	23%
P	33%

3 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Oligoclásio

Os cristais de plagioclásio são anédricos a subédricos, com granulação variando entre 0,2 – 0,3 mm e 1,5 – 2,25 mm. A maioria dos cristais de plagioclásio apresenta alto grau de alteração, com cristais totalmente descaracterizados e sem geminação, devido ao avançado processo de saussuritização. Esse processo gera intercrescimento de argilominerais, que confere coloração escura ao plagioclásio, e se inicia nas porções centrais do mineral, se propagando para suas bordas. Os cristais menores são afetados principalmente pela muscovitização, com intercrescimento de muscovita sobre os mesmos e encontram-se menos alterados.

A geminação encontra-se totalmente obliterada em ambas as gerações, o que impossibilitou sua identificação pelo método Michel Levy. O plagioclásio também ocorre como inclusão em cristais de microclínio, fazendo contato difuso com este mineral e também com a muscovita. O contato com cristais de quartzo e biotita é irregular. Microfraturamentos intercrystalinos são comuns.

Microclínio

Os cristais de microclínio são subédricos a anédricos e possuem granulação variando entre 0,2 – 0,75 mm e 1,25 – 2,25 mm, com alguns cristais chegando a 5 – 5,75 mm. A geminação principal é a polissintética (xadrez), porém a macla carlsbad também foi identificada. O processo de alteração é forte o suficiente para modificar as maclas.

É possível observar inclusões de plagioclásio, quartzo, biotita, apatita, minerais opacos, microinclusões fluidas e cristais do próprio microclínio. O contato com os cristais de plagioclásio e muscovita é difuso, e com os demais minerais é irregular. O microfraturamento intra e intercrystalino é intenso, e ocorre na maioria dos cristais. As microfraturas geralmente são preenchidas por óxido-hidróxido de ferro, minerais opacos e argilominerais.

Quartzo

O quartzo possui forma subédrica e tamanhos variando entre 0,25 – 0,75 mm e 1,5 – 2,25 mm. Suas bordas são irregulares e alguns cristais encontram-se estirados. O processo de recristalização é intenso e fragmenta o mineral em cristais menores poligonizados, o que gera o aspecto mosaico na lâmina. Esse processo é observável a nicóis paralelos, realçado pela percolação de óxido-hidróxido de ferro nos espaços da fragmentação.

Os cristais com tamanhos inferiores a 0,5 mm geralmente ocorrem como inclusão em no microclínio. O microfraturamentos é intenso tanto no interior do mineral quanto nos espaços intercrystalinos, com preenchimento principalmente por óxido-hidróxido de ferro e também argilominerais e minerais opacos. O contato do quartzo com a biotita, microclínio e plagioclásio é irregular ou lobulado, chegando a fazer contato difuso com a muscovita.

Biotita

Os cristais de biotita são subédricos a anédricos, com hábito placóide e coloração marrom, pleocroica para bege claro. O tamanho dos cristais é inferior a 0,4 - 1,1 mm, com bordas irregulares e difusas.

É possível observar halo pleocroico formado em alguns cristais de biotita, causado pela inserção de microcristais de zircão. O processo de cloritização ocorre na borda dos cristais, que causa modificação em sua coloração. Alterações por óxido-hidróxido de ferro ocorrem principalmente quando o mineral se encontra próximo a opacos, conferindo coloração alaranjada em seu entorno.

O intercrescimento de biotita em microfraturamentos é comum, onde este mineral ocorre ocasionalmente estirado. O contato é irregular com a maioria dos minerais, podendo apresentar-se difuso com a muscovita e minerais opacos. É comum observar biotitas na forma de inclusão em cristais de microclínio.

Muscovita

Os cristais de muscovita são incolores e ocorrem principalmente como agregados anédricos sobre o plagioclásio, formado no processo de muscovitização. O processo chega a formar cristais subédricos placóides de até 0,8 – 1,4 mm, que também aparecem sobre microfraturamentos. Muitos deles encontram-se estirados e com formato anastomosado (“mica fish”) e apresentam extinção ondulante.

Inclusões de apatita e pseudomorfos são observadas nos cristais maiores, além do intercrescimento de rutilo e minerais opacos nos espaços intralamelares da muscovita. O processo de cloritização é incipiente, observado apenas nas bordas de alguns cristais. Alterações alaranjadas causadas por óxido-hidróxido de ferro são comuns, além de microfraturamentos intra e intercrystalinos. O contato entre a muscovita e o plagioclásio é difuso, sendo irregular com pseudomorfos e o quartzo.

Minerais opacos

Os cristais opacos são frequentes na seção delgada. São anédricos, e possuem dimensões inferiores a 0,5 mm e fazem contato principalmente com os cristais de biotita e muscovita. Ocorrem também como inclusões nos feldspatos, intercrecendo nos espaços intralamelares nas micas ou preenchendo microfraturamentos. O contato com os demais minerais é difuso ou irregular. É comum os cristais apresentarem coloração alaranjada em suas bordas, indicando liberação de óxido-hidróxido de ferro.

Apatita

A apatita ocorre com frequência como inclusão nos cristais de quartzo, muscovita e microclínio, com formato euédrico acicular, na forma de bastonetes ou finas agulhas menores que 0,1 mm. Microristais prismáticos de até 0,5 mm são observados dentro do feldspato potássico.

Clorita

A clorita é formada pelo processo de cloritização, que é incipiente e afeta as bordas das micas. O mineral é anédrico e apresenta pleocroísmo verde pálido, fazendo contato difuso com a biotita e a muscovita.

Pseudomorfos

Os minerais incolores de relevo alto, denominados pseudomorfos, são frequentes nesta lâmina delgada. A designação genérica foi dada pois não foi possível identificar o mineral com precisão por suas propriedades ópticas.

Os cristais são granulares e permanecem extintos a nicóis cruzados, com dimensões inferiores a 0,2 mm. Alguns apresentam hábito prismático, com formato hexagonal. É comum observá-los próximos a cristais de muscovita, biotita, plagioclásio e minerais opacos, ocorrendo também como inclusão na muscovita. Ocorre também preenchendo microfraturas. O contato dos pseudomorfos com esses minerais é irregular ou difuso. Alguns cristais apresentam alteração por óxido-hidróxido de ferro em sua superfície.

Rutilo

O rutilo é um mineral pouco frequente, que aparece como microinclusões na forma de finas agulhas, principalmente no interior de cristais de quartzo. Raramente forma pequenos agregados de microcristais aciculares. Foi observado o seu intercrescimento nos espaços intralamelares das micas.

Zircão

O mineral zircão é pouco frequente e aparece na forma de microcristais dentro de biotitas, formando halo pleocroico e conferindo contato difuso com este mineral. Suas dimensões são inferiores a 0,1 mm, e possuem formato granular.

4 - NOME DA ROCHA

Monzogranito cinza.

1 - DADOS SOBRE O AFLORAMENTO

Nº de Campo	Latitude	Longitude	Nome da Folha Geográfica (IBGE)
RF-26	7928390,77	258628,7167	Folha Monte Carmelo

Nº da Amostra	Referências do Ponto
RF-26	Ponto a leste do grupo granítico, próximo a cabeceira de drenagem. Patrocínio-MG.

2 - DADOS SOBRE A AMOSTRA

Assinale com um X os diferentes procedimentos de preparação e analíticos efetuados nesta amostra

BRA	LD	LP	Brita	Pó	AM	AQM	AQMe	ETR	Rb/Sr	Sm/Nd	Pb/Pb	U/Pb	SP
	x												

BRA= Bloco reserva da Amostra, LD= Lamina Delgada, LP= Lâmina Polida, AM= Análise de Minerais, AQM= Análise Química de Maiores, AQMe= Análise Química de Menores, Análises isotópicas (Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb), SP= Separação de Minerais.

MINERAIS	%
Oligoclásio	53
Quartzo	31
Microclínio	9
Muscovita	2
Biotita	1
Minerais opacos	1
Apatita	1
Rutilo	1
Clorita	1
Epidoto	1
Zoisita	1
Pseudomorfos	1
Zircão	1

Análise Modal	
Q	31%
A	9%
P	53%

3 - DESCRIÇÃO DOS MINERAIS

Oligoclásio

O plagioclásio é o mineral dominante na seção delgada, fazendo contato com o próprio mineral. Com forma anédrica a subédrica, suas dimensões variam entre 0,25 – 0,5 mm e 2,25 – 3,25 mm. Os processos de saussuritização e sericitização atuam com menor grau de intensidade, permitindo a preservação da geminação albita em muitos cristais. A alteração gera intercrescimento de sericita, muscovita, argilominerais e epidoto sobre este o mineral, o que lhes confere coloração escura e causa a obliteração parcial ou total de sua macla.

Inclusões de biotita e minerais opacos são observadas no interior dos cristais de plagioclásio. Através do método Michel Levy, foi possível identificar o plagioclásio como oligoclásio, obtendo-se valores menores que 10 para o máximo ângulo de extinção.

O microfraturamento é intenso, ocorrendo tanto no interior quanto externos ao mineral. As microfraturas são preenchidas por óxido-hidróxido de ferro, argilominerais, epidoto e minerais opacos. O intercrescimento de quartzo vermicular no interior do oligoclásio foi raramente observado. O mineral faz contato difuso com a muscovita e o microclínio, e irregular com o quartzo e com os próprios cristais de plagioclásio.

Microclínio

Os cristais de microclínio são anédricos a subédricos e são escassos na seção delgada. Possuem dimensões entre 0,3 – 0,5 mm até 1,8 – 2 mm e apresentam geminação polissintética (xadrez), que muitas vezes se encontra totalmente obliterada pelos processos de alteração, restando apenas resquícios da macla nas bordas do cristal.

O microclínio é afetado pelos processos de sericitização e saussuritização assim como os cristais de plagioclásio, porém em menor intensidade. A alteração gera intercrescimento de sericita, muscovita, argilominerais e epidoto sobre o mineral.

Alguns cristais apresentam extinção ondulante e inclusões fluidas e de outros minerais, como o quartzo, plagioclásio e apatita. O microfraturamento intra e intercristalino é recorrente, com preenchimento por óxido-hidróxido de ferro, epidoto, minerais opacos e argilominerais. O contato com o plagioclásio e a muscovita é difuso, sendo irregular com o quartzo e epidoto.

Quartzo

O quartzo é anédrico a subédricos, com tamanhos variando entre 0,1 – 0,2 mm e 2 – 3,25 mm. Os cristais apresentam estiramento e são afetados pelo processo de recristalização, que causa a fragmentação poligonizada do mineral e gera o aspecto de “mosaico”. O processo é observável a nicóis paralelos, realçado pela percolação de óxido-hidróxido de ferro.

Alguns cristais ocorrem como inclusões no microclínio ou crescem sobre os cristais de oligoclásio, e apresentam extinção ondulante. A maioria dos cristais de quartzo apresenta microfraturamentos intracristalinos e intercristalinos, com fraturas preenchidas principalmente por óxido-hidróxido de ferro. O contato é irregular ou lobulado com o plagioclásio, epidoto e muscovita.

Biotita	<p>Cristais de biotita foram raramente observados na seção delgada. O mineral é anédrico e possui dimensões inferiores a 0,3 – 0,5 mm. O mineral geralmente apresenta coloração marrom avermelhado, devido a alteração por óxido-hidróxido de ferro, principalmente em suas bordas. O pleocroísmo varia em tons de marrom escuro e bege, e alguns cristais são estirados.</p> <p>É possível observar o intercrescimento de cristais de alguns biotita associada a microfraturamentos e sobre cristais de quartzo. O processo de cloritização ocorre com maior intensidade, afetando a borda da biotita. O contato do mineral com o quartzo e o plagioclásio é irregular, sendo difuso com a clorita e epidoto.</p>
Muscovita	<p>A muscovita ocorre como agregados anédricos sobre os cristais de oligoclásio, como resultado do processo de muscovitização ou associadas a microfraturamentos. Esse processo é menos acentuado e causa o intercrescimento de cristais subédricos placoides com dimensões inferiores a 0,1 – 0,2 mm. Alguns cristais encontram-se estirados e com formato anastomosado.</p> <p>A maioria dos cristais são incolores, porém alguns apresentam sutil pleocroísmo. A percolação de óxido-hidróxido de ferro nas bordas e em espaços intralamelares da muscovita é comum, e gera coloração avermelhada no mineral. O processo de cloritização é intenso em alguns cristais, com a substituição quase total da muscovita pela clorita. O mineral faz contato difuso com minerais opacos, clorita e plagioclásio.</p>
Minerais opacos	<p>Os cristais de minerais opacos são anédricos e tem ampla distribuição na seção delgada. Possuem tamanhos inferiores a 0,5 mm e ocorrem próximo as micas e como inclusão no oligoclásio. O intercrescimento de minerais opacos em microfraturas também é observado. As bordas dos cristais são irregulares e muitas vezes apresentam coloração alaranjada, causada pela liberação de óxido-hidróxido de ferro. O contato com a muscovita, biotita e epidoto é difuso.</p>
Apatita	<p>A apatita ocorre principalmente como inclusão nos cristais de oligoclásio, com forma euédrica acicular. Suas dimensões são inferiores a 0,1 mm, e apresentam-se na forma de bastonetes ou finas agulhas.</p>
Clorita	<p>O processo de cloritização gera este mineral secundário, que ocorre substituindo os cristais de muscovita e clorita. Os cristais são anédricos e apresentam pleocroísmo verde pálido, fazendo contato difuso com as demais micas.</p>
Epidoto	<p>O mineral epidoto ocorre com frequência na lâmina, facilmente identificado pelo relevo alto e birrefringência com cores fortes de segunda ordem. É anédrico e com dimensões inferiores a 0,2 – 0,3 mm. Geralmente aparece próximo a biotita, minerais opacos e como</p>

resultado do processo de saussuritização sobre cristais de oligoclásio. Também é observado o seu intercrescimento em microfraturas.

É comum a ocorrência de alterações alaranjadas nas bordas e em microfraturamentos intercrystalinos, devido a percolação por óxido-hidróxido de ferro. O contato com os demais minerais é irregular ou difuso.

Rutilo

O rutilo raramente é observado como mineral acessório, geralmente ocorrendo como inclusão em cristais de quartzo e feldspatos na forma finas agulhas.

Pseudomorfos

Os pseudomorfos foram raramente observados, sendo considerado um mineral traço. Ocorrem como microcristais incolores de relevo alto que permanecem extintos a nicóis cruzados.

Zircão

O zircão é um mineral acessório pouco frequente que aparece como microinclusões em cristais de oligoclásio.

4 - NOME DA ROCHA

Granodiorito rosa.

PÊNDICE F – Tabela de pontos

Ponto	X	Y	UNIDADE	Direção	Mergulho	Litologia	Amostra	Lâmina
1	254153,3247	7928821,26	Grupo Araxá			muscovita xisto	1	1 Sim
2	255194,9721	7928281,164	Grupo Araxá	290	62,5	tremolita-clorita xisto		
3	256184,8082	7928567,781	Complexo Monte Carmelo			granito rosa (blocos)	1	1 Sim
4	256318	7928563	Complexo Monte Carmelo	271	60	muscovita-xisto		
5	256530	7928390,77	Complexo Monte Carmelo			granito rosa	1	1 Sim
6	256568,5414	7928357,433	Complexo Monte Carmelo			granito rosa		
7	257351,6072	7928542,878	Complexo Monte Carmelo			contato		
8	255953,0324	7921145,483	Grupo Araxá					
9	255954,9732	7921671,505	Grupo Araxá			xisto - granito rosa (blocos)		
10	256323,2762	7921962,363	Grupo Araxá			xisto máfico		
11	256440,8623	7922157,679	Complexo Monte Carmelo			granito cinza	2	2 Sim
12	256506,6948	7922503,044	Complexo Monte Carmelo			granito cinza	1	1 Sim (12-A)
13 A	256548,9993	7922629,709	Complexo Monte Carmelo			granito cinza	2	2 Sim
13 B	256583,5539	7922676,297	Complexo Monte Carmelo			granito cinza		
13 C	256842,8389	7922790,396	Complexo Monte Carmelo			granito cinza		
14	256665,3639	7921339,304	Grupo Araxá	215	42	muscovita- xisto		
15	257643,1425	7921850,279	Complexo Monte Carmelo			granito rosa		
16	257696,3865	7921810,98	Complexo Monte Carmelo			granito rosa		
17	258133,6038	7921758,182	Complexo Monte Carmelo			granito rosa		
18	259193,9975	7921771,832	Complexo Monte Carmelo			granito cinza		
19	257445,9357	7922373,72	Complexo Monte Carmelo	14	15	granito cinza	2	2 Sim (19-B)
20	257601,7723	7923464,626	Complexo Monte Carmelo	286	69	muscovita-xisto		
21	258449,0438	7923881,577	Complexo Monte Carmelo	300	59	xisto - granito cinza		
22	258918,2136	7923853,774	Complexo Monte Carmelo	69	10	granito cinza		
23	259306,4283	7923969,49	Complexo Monte Carmelo			granito cinza		
24	259658,1766	7923958,618	Complexo Monte Carmelo					
25 A	259993,1129	7924116,699	Complexo Monte Carmelo	166	38			
25 B	260013,6202	7924116,961	Complexo Monte Carmelo			granito cinza		
26	258628,7167	7924948,163	Complexo Monte Carmelo			granito rosa (blocos)	1	1 Sim
27	258618,9252	7927307,278	Grupo Araxá					
28	258549,676	7927450,958	Grupo Araxá					
29	258300,6232	7927902,996	Grupo Araxá			granito rosa (blocos)		
30	258539,8273	7927761,5	Grupo Araxá			granito rosa (blocos)		
31	259028,8696	7928019,998	Grupo Araxá					