



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



DENER LOPES DOS ANJOS

**O COMPLEXO MANTIQUEIRA: CORRELAÇÕES PETROGRÁFICAS E
MICROTECTÔNICAS NA REGIÃO ENTRE MARIANA E VIÇOSA, MG**

MONOGRAFIA nº 577

OURO PRETO

2026

DENER LOPES DOS ANJOS

O COMPLEXO MANTIQUEIRA: CORRELAÇÕES PETROGRÁFICAS E
MICROTECTÔNICAS NA REGIÃO ENTRE MARIANA E VIÇOSA, MG

Monografia do Projeto Final de Curso
apresentado ao Departamento de Geologia da
Escola de Minas da Universidade Federal de
Ouro Preto como requisito parcial para a
aprovação na disciplina Projeto Final de Curso
II-GEO144, ano 2025/2;

Orientador: Rodson de Abreu Marques

Co-Orientadora: Maria Eugênia Silva de Souza

OURO PRETO

2026

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

A599c Anjos, Dener Lopes dos.

O Complexo Mantiqueira [manuscrito]: correlações petrográficas e microtectônicas na região entre Mariana e Viçosa, MG. / Dener Lopes dos Anjos. - 2026.
58 f.

Orientador: Prof. Dr. Rodson de Abreu Marques.

Coorientadora: Profa. Dra. Maria Eugênia Silva de Souza.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Geociências. 2. Gnaisse. 3. Petrologia. 4. Rochas metamórficas. I. Marques, Rodson de Abreu. II. Souza, Maria Eugênia Silva de. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 552.42

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



FOLHA DE APROVAÇÃO

Dener Lopes dos Anjos

O Complexo Mantiqueira: correlações petrográficas e microtectônicas na região entre Mariana e Viçosa, MG

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheiro Geólogo

Aprovada em 02 de março de 2026

Membros da banca

Doutor - Rodson de Abreu Marques - Orientador (Universidade Federal de Ouro Preto)
Doutor - Filipe Altoé Temporim - (Universidade Federal de Ouro Preto)
Doutor - Adam Barros Fernandes (Concremat – Engenharia e Tecnologia)

Rodson de Abreu Marques, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 05/03/2026



Documento assinado eletronicamente por **Rodson de Abreu Marques, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 05/03/2026, às 19:30, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1070336** e o código CRC **7AA734C5**.

RESUMO

O Complexo Mantiqueira, corresponde a gnaisses ortoderivados que afloram na porção sul do domínio externo do Orógeno Araçuaí, a origem desses gnaisses envolve a fusão parcial de material crustal arqueano, em um ambiente de arco continental instalado na borda leste do Paleocontinente São Francisco, durante o Paleoproterozoico. A natureza policíclica do Complexo Mantiqueira o coloca como uma peça central para entender a evolução geológica do Paleocontinente São Francisco-Congo, desde a sua formação até como se deu a sua participação na consolidação do Supercontinente Gondwana. Neste sentido, esse projeto busca a caracterização petrográfica e microtectônica dos gnaisses do Complexo Mantiqueira, na região centro sul do estado de Minas Gerais; com intuito de correlacionar microestruturas com aquelas descritas na literatura, e verificar se há diferenças estruturais marcantes entre os afloramentos. Foram amostrados afloramentos dispostos em Furquim (Mariana), Acaiaca, Ponte Nova e Viçosa, onde foi possível reconhecer Biotita-Gnaisses, com associação de corpos anfibolíticos concordantes ao bandamento, e um expressivo dique de diabásio ortogonal ao bandamento. Tanto o Biotita-Gnaisse quanto os anfibolitos apresentam indícios de deformação dúctil por deformação plástica intracristalina, além de recristalização dinâmica e estática. As relações de concordância em campo, junto com a semelhança dos processos deformais, indicam que essas rochas sofreram os mesmos processos deformacionais. O diabásio representa uma fase tardia de intrusão, associada ao evento de abertura do oceano atlântico. Suas relações de borda e centro, indicam uma cristalização heterogênea e um controle no fluxo de calor, da borda para o centro. O evento Transamazônico é representado por fase de metamorfismo M1 que pode ser reconhecida no afloramento em Furquim, associado a um bandamento e uma foliação gnáissica com baixo ângulos de mergulho para Sul, juntamente com o bandamento reliquiar e um *boudin* encontrado em Ponte Nova. O evento brasileiro está associado ao metamorfismo M2 em Fácies Anfibolito, podendo chegar a granulito em Viçosa; foi responsável pela geração de uma zona de cisalhamento em Viçosa, além de uma foliação incipiente no Gnaisse em Furquim. Posteriormente, um retrometamorfismo em fácies xisto verde pode ser reconhecido pela ocorrência de fases geradas por hidratação de plagioclásio, biotita e hornblenda.

Palavras-Chave: Gnaisses Ortoderivados; deformação dúctil; Evento Transamazônico, Evento Brasileiro.

ABSTRACT

The Mantiqueira Complex, the focus of this study, corresponds to orthoderived gneisses that crop out in the southern portion of the external domain of the Araçuaí Orogen. The origin of these gneisses involves the partial melting of Archean crustal material within a continental arc environment established along the eastern margin of the São Francisco Paleocontinent during the Paleoproterozoic. The polycyclic nature of the Mantiqueira Complex makes it a key element for understanding the geological evolution of the São Francisco–Congo Paleocontinent, from its formation to its role in the consolidation of the Gondwana Supercontinent. In this context, this project aims at the petrographic and microtectonic characterization of the gneisses of the Mantiqueira Complex in the south-central region of the state of Minas Gerais, Brazil, in order to correlate microstructures with those described in the literature and to verify whether significant structural differences exist among the studied outcrops. Outcrops were sampled in Furquim (Mariana), Acaiaca, Ponte Nova, and Viçosa, where biotite gneisses were identified, associated with amphibolitic bodies concordant with the banding, as well as a prominent diabase dyke orthogonal to the banding. Both the biotite gneiss and the amphibolites, in all outcrops, exhibit evidence of ductile deformation through intracrystalline plastic deformation, dynamic recrystallization, and static recrystallization. Field concordance relationships, together with the similarity of deformational processes, indicate that these rocks underwent the same deformational events. The diabase represents a late intrusive phase associated with the opening of the Atlantic Ocean. Its margin-to-core relationships indicate heterogeneous crystallization and heat-flow control from the margins toward the center. The Transamazonian event is represented by a metamorphic phase (M1), recognized in the Furquim outcrop, associated with gneissic banding and foliation with low-angle southward dip, together with relict banding and a boudin identified in Ponte Nova. The Brasiliano event is associated with a second metamorphic phase (M2) under amphibolite facies conditions, locally reaching granulite facies in Viçosa. This event was responsible for the development of a shear zone in Viçosa, as well as an incipient foliation in the gneiss at Furquim. Subsequently, retrograde metamorphism under greenschist facies conditions can be recognized by the occurrence of hydration-related mineral phases affecting plagioclase, biotite, and hornblende.

Keywords: Orthoderived gneisses; ductile deformation; Transamazonian Event; Brasiliano Event.

SUMÁRIO

CAPITULO 1 INTRODUÇÃO	9
1.1 APRESENTAÇÃO	9
1.2 OBJETIVOS	11
1.3 JUSTIFICATIVA	11
1.4 LOCALIZAÇÃO	12
1.5 METODOLOGIA	13
CAPITULO 2 CONTEXTO GEOLÓGICO	14
2.1 OROGENO ARAÇUAÍ	14
2.2 GEOLOGIA DA ÁREA	18
2.2.1 Litoestratigrafia	18
2.2.2 Geologia Estrutural	21
2.3 PROPOSTAS DE SUBDIVISÃO DO COMPLEXO MANTIQUEIRA	23
CAPÍTULO 3 RESULTADOS	25
3.1 INTRODUÇÃO	25
3.2 FURQUIM (DAFQ01)	26
3.2.1 Aspectos Gerais	26
3.2.2 Petrografia e Microestrutura	28
3.3 ACAIACA (DAAC02)	34
3.3.1 Aspectos Gerais	34
3.3.2 Petrografia e Microestruturas	34
3.4 PONTE NOVA (DAPN03)	36
3.4.1 Aspectos Gerais	36
3.4.2 Petrografia e Microestruturas	38
3.5 VIÇOSA (DAVÇ04)	40
3.5.1 Aspectos Gerais	40
3.5.2 Petrografia e Microestruturas	41
CAPITULO 4 DISCUSSÃO	47
4.1 ANÁLISE MICROTECTÔNICA	47
4.1.1 Gnaisses	47
4.1.2 Anfíbolito	48
4.1.3 Diabásio	48
4.2 METAMORFISMO	49

4.3 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO COMPLEXO MANTIQUEIRA.....	50
CAPÍTULO 5 CONCLUSÃO.....	47
REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS	53

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

O embasamento do Orógeno Araçuaí (FIG 1.1) é composto, de modo geral, por ortognaisses de idades arqueanas e paleoproterozoicas, que foram aglutinados durante o processo de consolidação do paleocontinente São Francisco - Congo, durante o paleoproterozoico. O conjunto litológico pode ser encontrado exposto no domínio externo, formado pelo cinturão de dobras e cavalgamentos de baixo grau que rodeia o Cráton São Francisco, sendo eles os complexos Guanhães, Gouveia, Porteirinha e Mantiqueira; e no domínio interno, que representa o núcleo de alto grau metamórfico do Orógeno Araçuaí, representado pelo Complexo Juiz de Fora (Noce *et al.*, 2007 a, b).

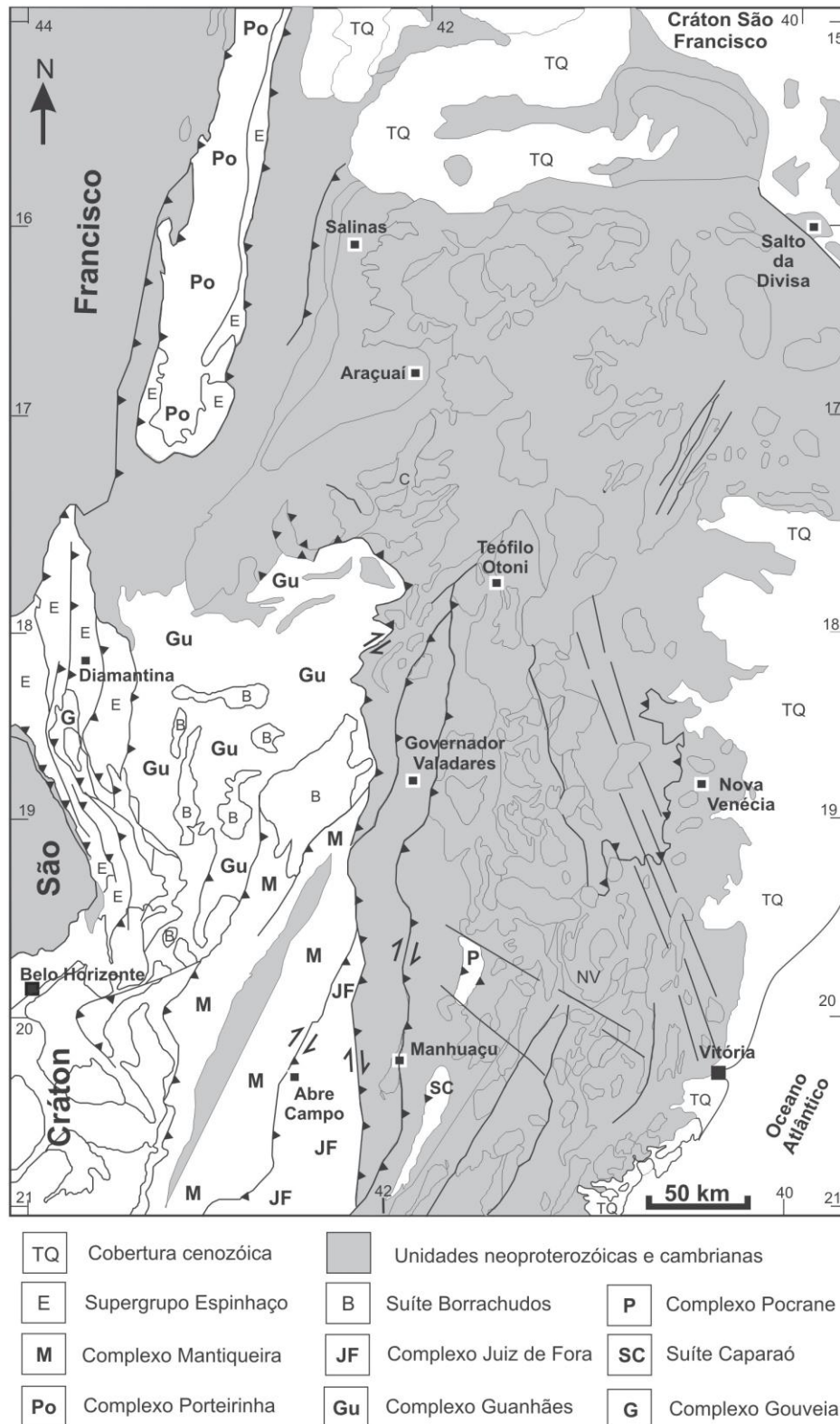
O Complexo Mantiqueira, alvo desse trabalho, corresponde a gnaisses ortoderivados que afloram na porção sul do domínio externo do Orógeno Araçuaí (Brandalise, 1991; Noce *et al.*, 2007a,b), a origem desses gnaisses envolve a fusão parcial de material crustal arqueano, em um ambiente de arco continental instalado na borda leste do Paleocintinente São Francisco, durante o paleoproterozoico, sendo possível reconhecer partes da crosta arqueana no domínio desta unidade (Teixeira e Figueiredo, 1991; Brueckner *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2002; Duarte *et al.*, 2004; Noce *et al.*, 2007a; Heilbron *et al.*, 2010; Cutts *et al.*, 2018; Kuibara *et al.*, 2019).

Essas rochas foram metamorfizadas em fácies anfibolito durante o evento transamazônico em ~2.1 Ga, e posteriormente pelo evento brasileiro entre 580-570 Ma. Portanto, pode-se afirmar que o Complexo Mantiqueira participou de dois eventos orogênicos. O primeiro associado a Orogenia Minas no transamazônico, responsável pela montagem do Paleocintinente São Francisco-Congo, onde formaram os protólitos do gnaiss e sua primeira fase de metamorfismo; e o segundo é associado ao Orógeno Araçuaí, com a reconfiguração isotópica de rochas arqueanas e paleoproterozoicas (Noce *et al.*, 2007a).

A natureza evolutiva policíclica do Complexo Mantiqueira o coloca como uma peça central para entender a evolução geológica do Paleocintinente São Francisco-Congo, desde a sua formação até como se deu a sua participação na consolidação do Supercontinente Gondwana. Neste sentido, esse projeto busca a caracterização petrográfica e microtectônica dos gnaisses do Complexo Mantiqueira, na região centro sul do estado de Minas Gerais; além de rochas máficas e metamáficas associadas; aplicando a metodologia de campo e a descrição de lâminas

delgadas para caracterização microtectônica. Espera-se correlacionar as estruturas com aquelas descritas na literatura, e verificar se há diferenças estruturais marcantes entre os afloramentos.

Figura 1.1: Mapa geológico do Orógeno Araçuai, destacando as unidades do embasamento.



Fonte: Noce *et al.*, 2007.

1.2 - OBJETIVOS

O objetivo geral do trabalho é caracterizar petrograficamente as rochas relacionadas ao Complexo Mantiqueira entre a região de Mariana e Viçosa; em afloramentos espalhados por Furquim (Distrito de Mariana), Acaiaca, Ponte Nova e Viçosa, atentando-se aos seguintes pontos:

- Os aspectos e características de campo em novos afloramentos;
- Comparar aspectos mineralógicos;
- Descrever e correlacionar estruturas de acordo com aquelas encontradas na literatura para este Complexo;
- Caracterizar a Petrografia e a Microtectônica do Ortognaisse;
- Verificar estruturalmente se há diferença entre os afloramentos.

1.3 - JUSTIFICATIVA

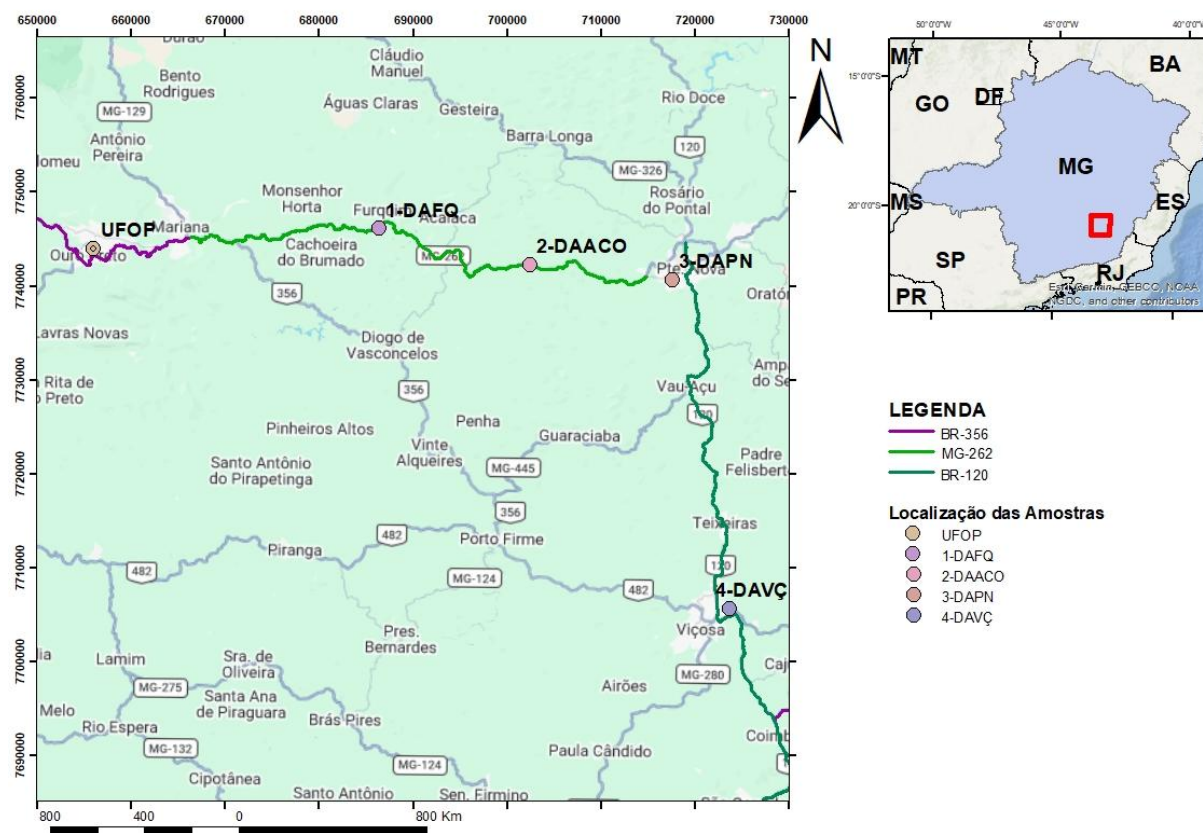
A observações de padrões microestruturais em lâmina delgada, se concentram principalmente em dois campos principais, o primeiro está relacionado à determinação dos mecanismos de deformação e do metamorfismo em rochas, já o segundo visa reconstruir a história estrutural e metamórfica de um volume de rocha, sendo mais empregado nesse último. Os padrões estruturais e metamórficos vistos em rochas de embasamento deformadas podem ser a única fonte de informações disponíveis, para reconstrução da evolução tectônica. Isso ocorre principalmente em regiões onde não existe os grandes edifícios orogênicos que foram arrasados pelos processos de intemperismo e erosão, sobrando apenas afloramentos das rochas metamórficas de alto grau deformadas, que guardam as únicas pistas duradouras daqueles eventos antigos (Passchier & Trouw, 2005; Winter 2014).

O Complexo Mantiqueira é alvo de diversos estudos acerca de sua gênese e configuração tectônica, no entanto, existe uma escassez de dados na literatura voltada à análise microtectônica deste complexo. Além disso pode-se argumentar o equívoco de se confundir diferentes segmentos geológicos. Portanto, com a caracterização petrográfica, de campo e da microtectônica, o trabalho busca apontar as semelhanças e as diferenças microestruturais dentro do Complexo Mantiqueira em locais distintos de ocorrência desta unidade.

1.4 - LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na porção Sudoeste do Orógeno Araçuaí (FIG. 1.2) próximo ao limite leste do Quadrilátero Ferrífero. A coleta de amostras e detalhamento de campo, foram realizados em quatro afloramentos expostos em cortes de estradas e leitos de rios, dispostos no distrito de Furquim (Mariana) e nos municípios de Acaiaca, Ponte Nova e Viçosa, nas regiões central e da Zona da Mata, no Estado de Minas Gerais. Para acessar a área de trabalho, tendo como referência a Universidade Federal de Ouro Preto, utiliza-se a BR 356, até a altura do Distrito de Padre Viegas, e depois segue pela MG 262 até Ponte Nova, onde a sul, toma-se a BR-120 até Viçosa.

Figura 1.2: Mapa de Localização da área de estudo.



Fonte: Elaborado por Lopes, D.A.

1.5 - METODOLOGIA

Para a realização deste projeto foi seguido a seguinte metodologia:

Levantamento bibliográfico e cartográfico: Foi feita uma extensa revisão bibliográfica em artigos científicos e livros sobre o Complexo Mantiqueira, levando em consideração seus dados estruturais em campo, gênese e idade; trabalhos sobre técnicas de análise microtectônica e petrologia ígnea e metamórfica; buscou-se também artigos e trabalhos sobre a Faixa Araçuaí e a geologia da área de estudo, incluindo mapas geológicos e notas explicativas da região, afim de compreender melhor o contexto estrutural e geotectônico.

Etapas de Campo: Esta fase consistiu de campanhas de campo, que tiveram como objetivo registrar detalhadamente as feições petrográficas e estruturais bem como suas relações geométricas, e a coleta de amostras orientadas para confecção das lâminas delgadas.

Descrição petrográfica e microtectônica: Foram preparadas 11 lâminas delgadas, a partir das amostras coletadas em campo, no Laboratório de Laminação do DEGEO/UFOP e na GEV-Lâminas Delgadas e Serviços LTDA; descrição petrográfica e microtectônica foi feita em Microscópio Petrográfico de luz transmitida OLYMPUS BX-41TF no Laboratório de Microscopia Óptica - DEGEO/UFOP

Classificação de rochas: As rochas foram classificadas segundo as recomendações da União Internacional de Ciências Geológicas (IUGS). Para os protólitos do Gnaiss foi utilizado uma base puramente modal (petrográfica) para nomear rochas graníticas, por meio do gráfico QAP.

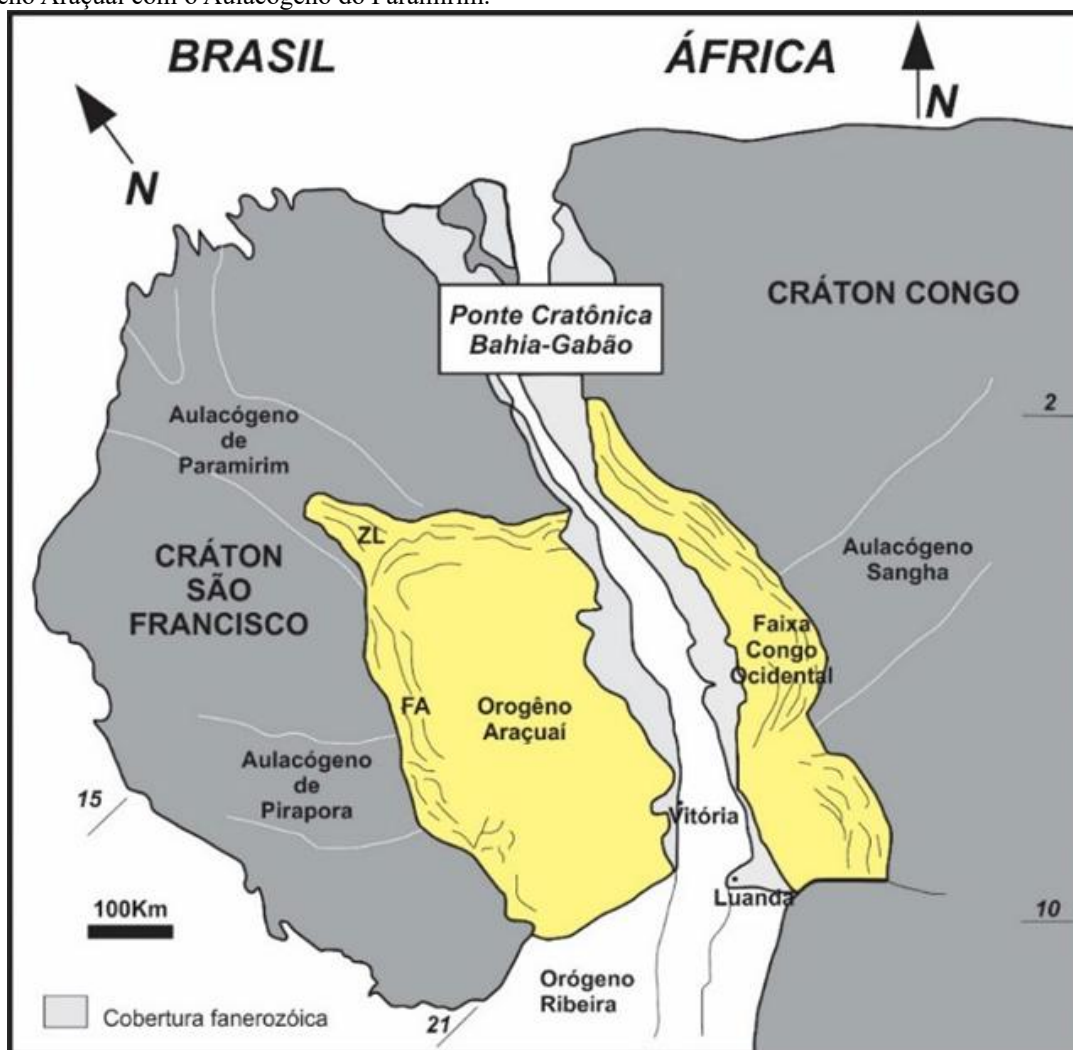
CAPITULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 - OROGENO ARAÇUAÍ

O Orógeno Araçuaí corresponde a contraparte brasileira de um conjunto orogênico formado dentro de uma reentrância delimitada pelos crátons São Francisco e Congo (FIG 2.1; Pedrosa-Soares & Noce 1998, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Pedrosa-Soares *et al.*, 2001), que se desenvolveu durante o evento orogênico Brasileiro/Panafricano, do neoproterozoico ao cambriano. Estruturalmente o Orógeno Araçuaí pode ser dividido em dois segmentos tectônicos distintos: A zona interna, que comporta o núcleo cristalino de alto grau, e a zona externa, que corresponde a Faixa Araçuaí.

Figura 2.1: O Orógeno Araçuaí na região central do Paleocontinente Gondwana (mod. de Alkmim *et al.* 2006). FA: traços estruturais da Faixa de Dobramentos Araçuaí (sensu Almeida 1977); ZI: zona de interferência do Orógeno Araçuaí com o Aulacógeno do Paramirim.

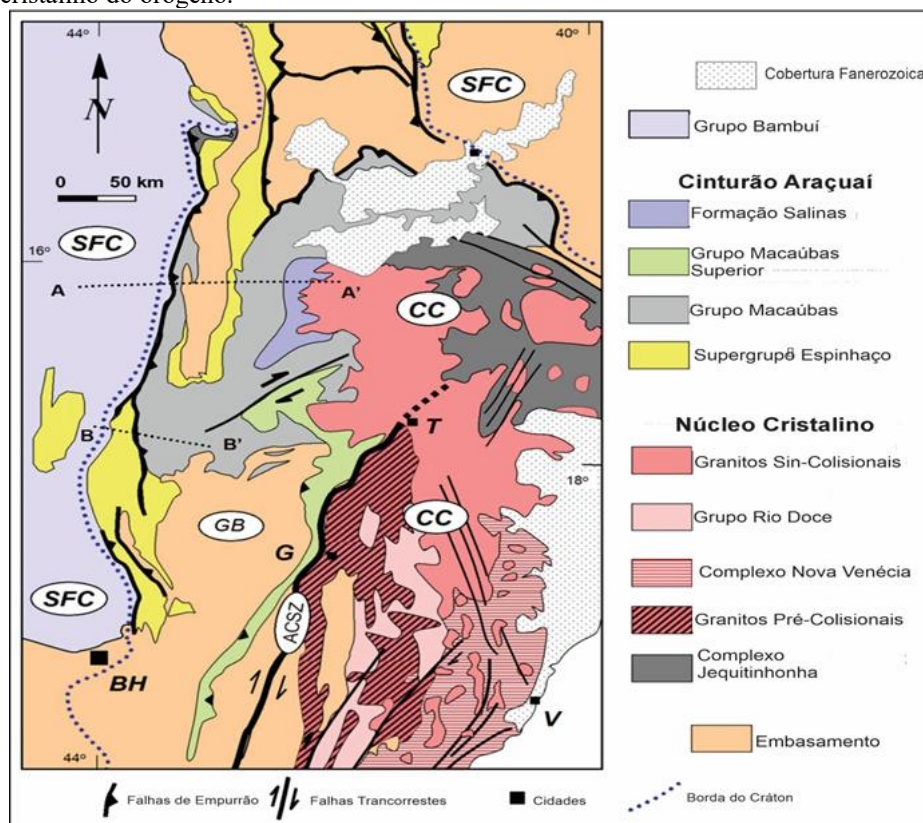


Fonte: Modificado de Pedrosa Soares *et al.*, 2007.

A Faixa Araçuaí (FIG 2.2) é dividida do núcleo cristalino por meio da Zona de Cisalhamento Abre Campo, a leste (Haralyi e Hasui 1982; Cunningham *et al.* 1998; Peres *et al.* 2004; Silva *et al.* 2009); o seu limite oeste com Crátom São Francisco, é marcado por falhas reversas ou de empurrão, que ao longo do segmento sul da Serra do Espinhaço são substituídas por uma monoclinal vergente para oeste (Alkmim *et al.* 2007; Reis *et al.*, 2017, Alkmim *et al.*, 2017). As rochas que afloram nessa porção correspondem ao embasamento cristalino formado pela aglutinação de blocos crustais arqueanos durante o processo orogênico paleoproterozoico de 2,2 a 2,0 Ga (Alkmim *et al.*, 2017, Noce *et al.*, 2007), e supracrustais agrupadas no Supergrupo Espinhaço, no Grupo Macaúbas e na Formação Salinas.

O Núcleo Cristalino (FIG 2.2), se estende desde a Zona de Cisalhamento de Abre Campo até a Margem Continental Brasileira (Alkmim *et al.* 2007). Ela constituída no seu substrato por rochas de idade paleoproterozoica (o Complexo Juiz de Fora), suítes graníticas pré- a pós-colisionais (G1 a G5) e assembleias metavulcanosedimentares e metassedimentares mais jovens que 630 Ma, correspondentes ao Grupo Rio Doce e complexos paragnáissicos (Alkmim *et al.* 2007).

Figura 2.2: Mapa geológico simplificado do Cinturão Araçuaí e do núcleo de alto grau/granítico do Orógeno Araçuaí–Congo Ocidental (AWCO). Cidades: Belo Horizonte (BH); Governador Valadares (G); Teófilo Otoni (T); Vitória (V). SFC: Crátom do São Francisco; GB: Bloco Guanhanês; ACSZ: Zona de Cisalhamento de Abre Campo; CC: Núcleo cristalino do orógeno.



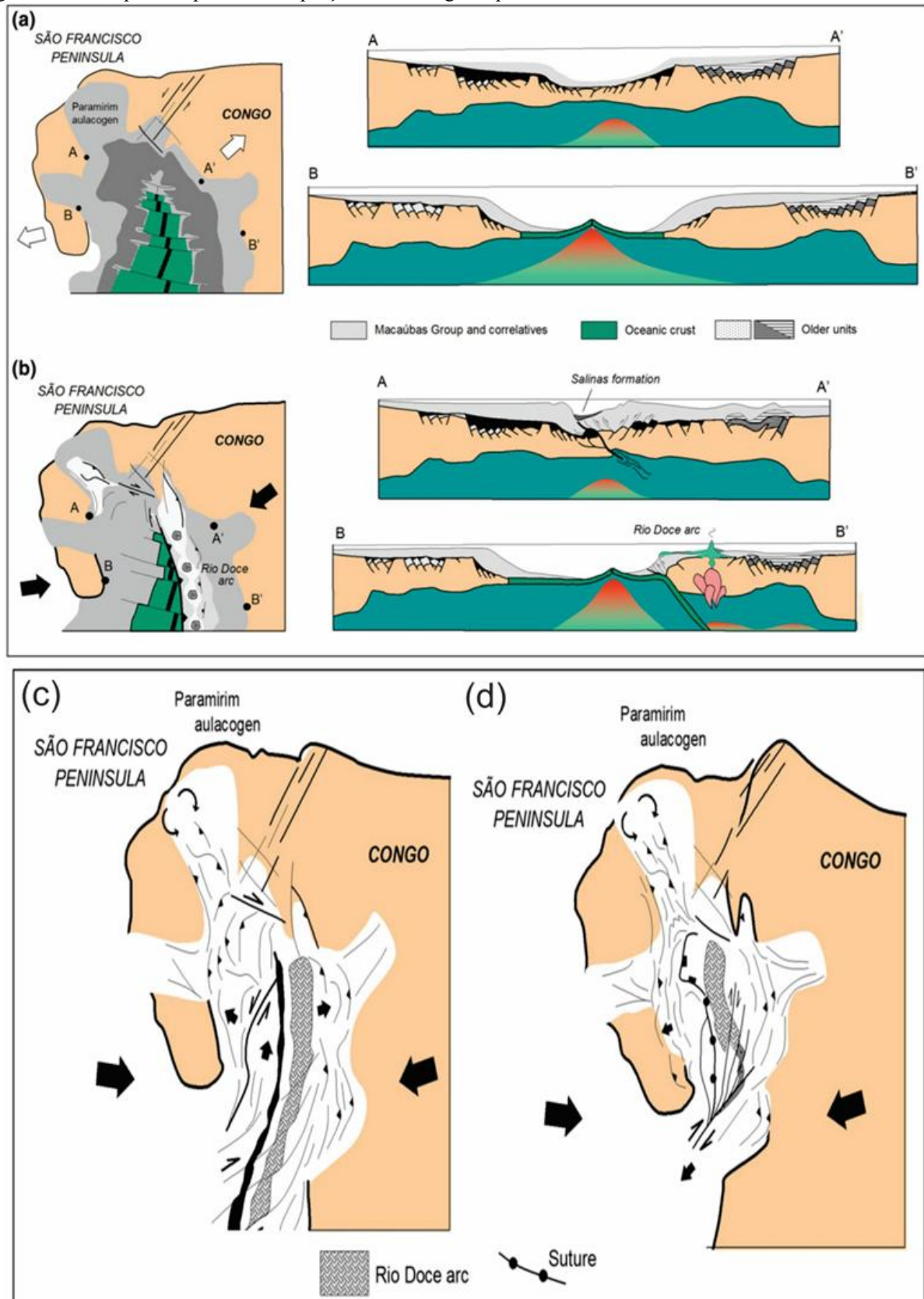
Fonte: Modificado de Pedrosa-Soares *et al.*, 2001.

O modelo evolutivo proposto para o Orógeno Araçuaí (Alkmim *et al.*, 2006), leva em consideração cinco estágios: i) a bacia precursora Macaúbas; ii) convergência inicial; iii) colisional; iv) escape lateral da porção sul; e v) colapso gravitacional.

A bacia precursora do Orógeno Araçuaí deveria corresponder a algo como um grande golfo, parcialmente assoalhado por crosta oceânica (FIG 2.3a; Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007), de longa duração (ca. 220 Ma), com o riftemaneto em 880 Ma (Silva *et al.* 2007). A convergência inicial se iniciou por volta de 630 Ma (FIG 2.3b), com colisão entre a península São Francisco e a placa Paraná ou Rio de La Plata (Seer *et al.*, 2001, Valeriano *et al.*, 2004), induzindo a uma rotação anti-horária da península São Francisco contra o Continente do Congo, em mecanismo que se assemelha ao funcionamento de um quebra-nozes (Alkmim *et al.* 2006).

A etapa Colisional (FIG 2.3c) ocorreu no intervalo entre 580 e 560 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2007), com a propagação das frentes de empurrão para as zonas cratônicas, bem como o soerguimento da cadeia montanhosa, seguido pelo escape lateral da porção sul, no intervalo entre 560 e 535 Ma (Alkmim *et al.* 2006). O colapso orogênico (FIG 2.3d) ocorreu entre 520 e 490 Ma, marcado por um magmatismo pós colisional (Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000, Alkmim *et al.* 2007).

Figura 2.3: Evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. a) A Bacia Macaúbas, em mapa e seções esquemáticas: setor ensialítico (AA'), setor oceânico (BB'); b) Fase de convergência inicial das margens da Bacia Macaúbas: seção ensialítica (AA'), setor oceânico (BB'), que ilustra a instalação do arco magmático na margem leste, agora convertida em placa superior c) e d) Figuras esquemática dos estágios colisional e do colapso gravitacional, após escape lateral da porção sul do orógeno, por volta de 500 Ma.



Fonte: Adaptado de Alkmim et al. (2007).

2.2 - GEOLOGIA DA ÁREA

2.2.1 Litoestratigrafia

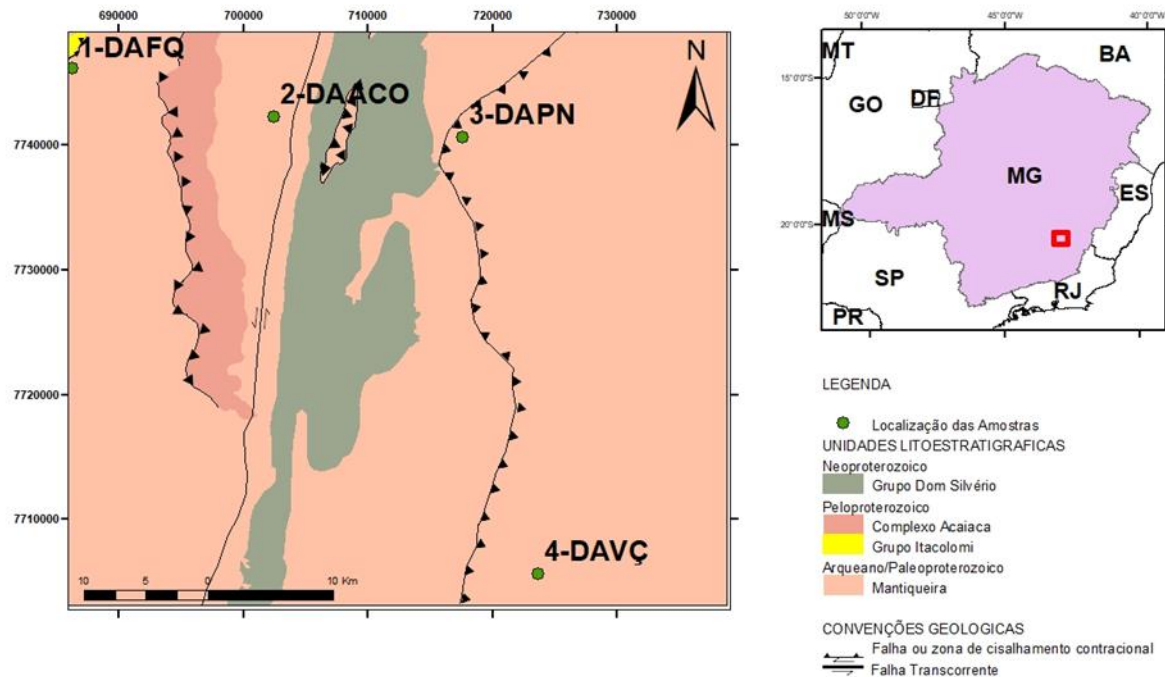
A área de estudo está situada na porção meridional do Orógeno Araçuaí, próxima à fronteira leste do Quadrilátero Ferrífero. As principais unidades litológicas (FIG 2.4) que ocorrem na região correspondem aos complexos Mantiqueira e Acaiaca e ao Grupo Dom Silvério, além da ocorrência de rochas básicas e metabásicas dispersas pela região. O Complexo Mantiqueira, foco desse estudo, será descrito mais detalhadamente a seguir.

O Complexo Acaiaca é representado em mapa como um corpo de tendência norte-sul (N-S), ladeadas pelos ortognaisses félsicos do Complexo Mantiqueira. Essas rochas ocorrem na capa de uma falha de cavalgamento regional vergente para oeste (W) que afeta as rochas do Complexo Mantiqueira. As litologias presentes no Complexo Acaiaca consistem em: granulitos félsicos, máficos, ultramáficos e aluminosos, juntamente com gnaisses e milonitos de menor grau. As rochas são altamente deformadas, com granulitos máficos, félsicos e aluminosos frequentemente ocorrendo intercalados em escala de centimétrica a milimétrica. Segundo Cutts *et al.* (2018), o Complexo Acaiaca, juntamente com o Granulito Pedra Dourada (sem ocorrência na área de estudo) forneceram idade U-Pb em monazita no intervalo de 2015 a 1960 Ma e condições de pico metamórfico de 750–800 °C e 6 kbar.

O Grupo Dom Silvério (Lima *et al.*, 1973), corresponde a uma faixa, com orientação N-S, dispostas na porção sudoeste da faixa Araçuaí. Devido as significativas diferenças litológicas, o Grupo Dom Silvério foi dividido em dois segmentos, norte e sul; a porção norte da unidade é marcada pela predominância de quartzitos, enquanto a porção sul apresenta principalmente talco-clorita-xistos (Jordt-Evangelista. 1992).

Os corpos básicos que ocorrem na região podem ser divididos em dois grupos. O primeiro grupo é representado principalmente por corpos anfíbolíticos, que se posicionam sintectonicamente ao bandamento composicional (Brandalise, 1991). O Segundo grupo é marcado por intrusões em forma de diques e *sills*, encaixadas em fraturas rúpteis com direção em torno de N-S, NE-SW e NW-SE; esses corpos não são deformados, e apresentam texturas ofíticas e subofíticas características (Grandini *et al.*, 2014).

Figura 2.4: Mapa geológico simplificado da área de estudo, com as principais litologias e estruturas e, além da localização das amostras.



Fonte: Modificado do Mapa Geológico de Minas Gerais, CPRM/SGB (2020) e Endo *et al.*, (2020).

2.2.1.1 Complexo Mantiqueira.

O complexo Mantiqueira é dito como parte da crosta arqueana sul do Cráton São Francisco que sofreu extenso retrabalhamento durante o Paleoproterozoico (por exemplo, Teixeira, 1996; Heilbron *et al.*, 2000; Teixeira *et al.*, 2000; Duarte *et al.*, 2004, 2005; Noce *et al.*, 2007; Heilbron *et al.*, 2010). O principal litotipo que compõe o Complexo Mantiqueira é o biotita-anfibolito ortognaisse bandado de composição tonalítica- trondhjemitó a granítica com variados graus de migmatização, com a ocorrência frequente de camadas concordantes de anfibolitos, boudinados ou em forma de lentes (Noce *et al.* 2007, Gradim *et al.*, 2011). Os ortognaisses do Complexo Mantiqueira podem ser enquadrados dentro da suíte calcioalcalina, enquanto os enclaves máficos são interpretados como basaltos do tipo transicional, com composições toleíticas e alcalinas (Duarte *et al.* 2004).

O bandamento gnáissico bem como a foliação gnáissica do Complexo Mantiqueira, possuem geralmente baixo ângulo de mergulho e orientação entre N-S e NNE-SSW. A alternância em espessura centimétrica a decimétrica, das bandas máficas e félsicas é uma

característica marcante das rochas do Complexo Mantiqueira, sendo este um dos critérios de reconhecimento desta unidade em campo; além disso estruturas migmatíticas tipo *schlieren*, dobrada e surreítica são comuns (Noce *et al.*, 2007b). O bandamento gnáissico pode ter surgido tanto por processos de migmatização como por uma intensa deformação experimentada por estas rochas, responsável pelo estiramento de corpos magmáticos distintos e a sua disposição em camadas paralelas (Noce *et al.*, 2007b); Brandalise (1991) interpreta o bandamento como resultado da transposição de um bandamento mais antigo durante o evento brasileiro.

Metamorfismo e Idade

Dados geocronológicos disponíveis de U-Pb, Rb-Sr sugerem uma extensa evolução magmática para o Complexo Mantiqueira, esses dados são corroborados pelos trabalhos de diversos autores (e.g. Fischel *et al.*, 1998; Ragatky *et al.*, 1999; Brueckner *et al.*, 2000; Silva *et al.*, 2002; Noce *et al.*, 2007a, b; Heilbron *et al.*, 2010; Cutts *et al.*, 2018, Kuribara *et al.*, 2019 e Bruno Henrique, *et al.* 2020), segundo os quais, a cristalização magmática se deu durante o paleoproterozoico, em idades que variam de 2203 a 2041 Ma nas bordas de zircões, que também possuem uma grande quantidade de núcleos de herdados do arqueano, datados entre aproximadamente 3200 Ma e 2600 Ma. Kuribara *et al.*, 2019 encontrou idades de U-Pb em zircão corresponde a 2665 ± 18 Ma e 2609 ± 15 Ma, próximos a zona de Cisalhamento de Abre Campo, interpretadas como dois pulsos distintos de magmatismo arqueano; outras idades arqueanas, de 3.1 a 2.6 Ga, foram encontradas por Fonseca, 2017 na região limítrofe com o Quadrilátero Ferrífero.

As idades modelos TDM de Sm-Nd (3,2 -2,9 Ga) e Lu-Hf (3.6–3.2 Ga) e valores fortemente negativos de épsilon-Nd ($\epsilon\text{Nd}(t) = -9$ a -12) em rocha total e as idades herdadas, sugerem que as rochas paleoproterozoicas foram derivadas de magmas originados de fusão parcial de material crustal arqueano, em um ambiente de arco continental que se estendeu de 2,2 Ga a 2,1 Ga, na borda leste do Paleocontinente São Francisco, seguido por estágios colisionais a pós-colisionais até ca. 2,05 Ga (Noce *et al.*, 2007a; Noce *et al.*, 2007b, Heilbron *et al.*, 2010, Cutts *et al.*, 2018, Kuribara *et al.*, 2019). A componente arqueana estaria preservada como fragmentos dentro do Complexo Mantiqueira, como sugere as idades de cristalização magmática arqueanas encontradas em porções distintas desta unidade (Heilbron *et al.*, 2010; Fonseca, 2017; Kuribara *et al.*, 2019).

Para o metamorfismo, Peres *et al.* (2004), sugere duas fases brasileiras para o Complexo Mantiqueira; uma M1 de fácies Anfíbolito durante 580 e 560 Ma, e outra M2 de fácies Xisto

verde, segundo os autores essa fase é marcada por uma intensa percolação de fluidos. No entanto, outros autores sugerem que o metamorfismo no Complexo Mantiqueira corresponde ao evento transamazônico por volta de 2,05- 1,9 Ga, associada a fase colisional e pós-colisional, seguida de uma sobreposição neoproterozoica por volta de 580–540 Ma. (Silva *et al.* , 2002; Noce *et al.* , 2007a; Heilbron *et al.* , 2010; Cutts *et al.* , 2018; Bruno *et al.* ,2020), que corresponderiam a fase M1 de Peres *et al.* ,2004.

Cutts *et al.*, (2018), pontua como idades de pico metamórfico 2015 ± 21 Ma, sob condições de P-T de 5–7 kbar, em 750–800 °C na fácies Anfibolito alto e Granulito, com temperaturas elevadas persistindo até 1976 ± 15 Ma, com base na idade da monazita com zonagem ígnea, estes autores obtiveram também condições P-T de 8–9 kbar e 650 °C entre 600–550 Ma com base em datações U-Pb em monazita de amostras de fácies anfibolito do Complexo Mantiqueira.

2.2.2 Geologia Estrutural

A porção meridional do Orógeno Araçuai (FIG. 2.5), é caracterizada por grandes zonas de cisalhamento e falhas de empurrão, com vergência para oeste, que afetam tanto as rochas do embasamento, quantos as supracrustias. Podem se destacar as zonas de cisalhamento Ponte Nova e Dom Silvério; e as falhas Acaiaca e Rio Piracicaba, que ocorrem na área de estudo (Peres *et al.*, 2004; Endo *et al.*, 2020).

A Zona de Cisalhamento Ponte Nova apresenta uma orientação preferencialmente N-S, infletindo para NE na porção norte, ela apresenta caráter dúctil-rúptil, com uma cinemática reversa de baixo ângulo. A capa da Zona de Cisalhamento Ponte Nova é dominada por dobras com vergência para oeste, associadas a zonas de cisalhamento de menor escala.

A Zona de Cisalhamento Dom Silvério corresponde a uma grande faixa com orientação aproximadamente N-S, que inflete para NNE na porção norte, onde se conecta com a Zona de Cisalhamento Abre Campo. Foi inicialmente descrita por Endo (1997), com uma zona de cisalhamento transcorrente dextral paleoproterozoica, reativada na orogenia brasileira, com cinemática sinistral, como indicado pela grande maioria dos indicadores cinemáticos encontrados dentro da Zona de Cisalhamento Dom Silvério.

A Falha Acaiaca é uma falha reversa de alto ângulo, com o transporte tectônico dirigido para oeste, que foi reativada com cinemática direcional dextral durante o encurtamento tectônico N-S no Quadrilátero Ferrífero. A falha justapõe as rochas de alto grau do Complexo Acaiaca, sobre os gnaisses afibolíticos do Complexo Mantiqueira. Esta falha ocorre associada

ao Anticlinal Acaiaca, onde o bandamento gnáissico é subverticalizado no flanco inverso, devido a influência da falha. Caracterizada por ter um eixo segundo a direção N-S e comprimento de cerca de 5 km e amplitude de 2 km, a vergência dessa dobra indica um encurtamento para leste (Gomes, 2018; Endo *et al.* 2020).

A Falha Rio Piracicaba corresponde a uma falha reversa, que sobrepôs as rochas do Complexo Mantiqueira sobre a *nappe* Itabira-Rio Piracicaba, a qual foi localmente reativada como falha reversa com cinemática de topo dirigida para oeste, em resposta ao encurtamento tectônico de direção leste- oeste (E-W) (Endo *et al.*, 2020).

Devido à natureza polideformada da região desvendar a evolução estrutural não é uma tarefa simples. Peres *et al.* (2004), propuseram uma história evolutiva em quatro fases deformacionais durante o Brasiliano. A fase D1 corresponde a um transporte para norte, associado ao metamorfismo M1 em fácies anfibolito, responsável pela Zona de Cisalhamento Dom Silvério; a fase D2 foi responsável pelo metamorfismo M2 em fácies xisto verde e está associada a formação de empurrões e dobras vergentes para oeste, e a nucleação de um sistema tranpressivo dextral no núcleo cristalino e a formação da Zona de Cisalhamento Ponte Nova; a fase D3 representa a progressão da fase anterior com o redobramento coaxial das estruturas; e por fim, a fase D4 está associada ao colapso orogênico, com a formação de falhamentos normais e reativação normal de zonas de cisalhamento pré-existent.

Um estudo recente focado entre a região de Ponte Nova e Abre Campo estabelece a evolução do Complexo Mantiqueira, e de unidades correlacionadas, a seis fases durante o Brasiliano, com uma fase pretérita transamazônica, associadas a nucleação de uma *nappe* (Santos, 2025).

A fase Dn-1 corresponde a um regime compressional associado a Orogenia Minas (E.g Endo *et al.*,2020). As quatro primeiras fases brasileiras ocorreram em regime coaxial compressional; com encurtamento E-W para D1, D2 e D3, e com encurtamento N-S para D4. Durante a primeira fase D1 (Dn), foi nucleada a *Nappe* Mantiqueira juntamente com a formação de uma bacia de antepaís onde, segundo a autora, depositaram as rochas correspondentes ao Grupo Dom Silvério, esta fase é associada ao metamorfismo M1 descrito por Peres *et al.* (2004), e com a reativação da Zona de Cisalhamento Dom Silvério. A fase D2 (Dn+1), amplificou e redobrou as estruturas da fase D1, e foi responsável pela formação de dobras D2 com eixo N-S. Durante a fase D3 (Dn+2), houve a formação de fraturas de cisalhamento Andersonianas e dobras abertas de eixo N -S. Já a fase D4 (Dn+3) foi responsável pela geração de dobras abertas com eixo E-W.

A fase D5 (Dn+4), ocorreu sobre um regime compressional não coaxial de encurtamento E-W, onde formou dobras abertas com eixo de azimute 150° (F3) e a injeção de corpos pegmatoides na direção N20°E (e.g. Endo *et al.*, 2024; Queiroz *et al.*, 2024). Por fim, na fase D6 (Dn+5), foram formadas dobras abertas com eixo de azimute N60E (e.g. Endo *et al.*, 2024; Queiroz *et al.*, 2024).

2.3 - PROPOSTAS DE SUBDIVISÃO DO COMPLEXO MANTIQUEIRA

O Complexo Mantiqueira foi primeiro definido como Série Mantiqueira por Barbosa (1954), para designar os gnaisses de baixo ângulo de mergulho (10° a 20°S) que ocorrem nas porções sul e leste da Serra do Espinhaço. Desde então, em função do autor, a mesma associação pode ser parcial ou totalmente incluída como Gnaiss ou Complexo Piedade (Ebert 1958, Machado Filho *et al.* 1983, Silva *et al.* 2002), no Complexo Barbacena (Hasui & Oliveira 1984) ou no Complexo Gnáissico-Migmatítico (Silva 1978). O termo Complexo Mantiqueira foi retomado por Brandalise (1991), para descrever os gnaisses comprovadamente ortoderivados, que ocorrem na região de Ponte Nova, estendido depois para toda região sul do domínio externo do Orógeno Araçuai.

Estudos recentes, no entanto, propõe outra subdivisão levando em consideração, principalmente, critérios geocronológicos e geoquímicos, em Complexo Piedade a oeste da Zona de Cisalhamento Ponte Nova (Bruno *et al.*, 2020,2021 e Mariana *et al.*,2025), ou como uma extensão do Complexo Santa Bárbara próximo ao Quadrilátero Ferrífero (Fonseca, 2017 e Rodrigues, 2023).

O Complexo Santa Bárbara ocorre como um domo alongado NS na borda leste do Quadrilátero Ferrífero, é delimitado a oeste pelas unidades supracrustais dos supergrupos Rio das Velhas e Minas, onde se justapõe por meio da Falha Água Quente; a leste ela é separada do Complexo Mantiqueira pelo Grupo Itacolomi e a Falha Rio Piracicaba. As rochas que compõe essa unidade são: (i) gnaiss tonalítico a trondhjemitico muito claro e bandado, (ii) granitóide foliado de aspecto mosqueado e (iii) mica branca-biotita-microclina gnaiss; que se cristalizaram por volta de 3,2 a 2,6 Ga anos, além de uma idade metamórfica de 2.7 Ga (Lana *et al.*, 2013; Milagres, 2013; Fonseca, 2017).

O complexo Piedade é formado por leucognaiss de biotita homogêneo e de granulação fina, e gnaiss mesocrático homogêneo de hornblenda biotita (Hiraga *et al.*, 2017). Segundo Bruno *et al.* (2020, 2021 a,b), esta unidade estaria justaposta ao Complexo Mantiqueira, pela Zona de Cisalhamento Ponte Nova, que serviu como sutura paleoproterozoica. As idades de

cristalização variam de 2,7 a 1,9 Ga, com idade de metamorfismo M1 em ~ 2.1 a 2.0 Ga, com uma sobreposição em ~ 550 Ma. Essas idades sugerem uma evolução complexa, com várias fases de cristalização magmática e sobreposições metamórficas.

CAPÍTULO 3

RESULTADOS

3.1 - INTRODUÇÃO

Foram confeccionadas 11 lâminas delgadas a partir de amostras obtidas em trabalhos de campo, em quatro afloramentos dispostos em Furquim (Mariana), Acaiaca, Ponte Nova e Viçosa. A Tabela 1 sintetiza os afloramentos, com as suas respectivas coordenadas, os códigos das amostras coletadas e classificação dos litotipos.

A análise petrográfica das rochas correlatas ao Complexo Mantiqueira levou em consideração, sob um viés puramente descritivo, padrões microestruturais formados por processos deformacionais, metamórficos e de cristalização magmática; bem como a paragênese mineral. Com base em estudos de campo e análise petrográfica, foram individualizados três litotipos diferentes que ocorrem dentro do Complexo Mantiqueira, sendo eles, o Biotita-Gnaiss, o anfibolito e o diabásio.

Tabela 1.1: Relação das amostras coletadas, respectivas coordenadas e classificação litológica.

Afloramento		Coordenadas UTM	Amostras	Classificação
Furquim (DAFQ1)		686342/7746137	DAFQ01A	Anfibolito
			DAFQ01B	Biotita-Gnaiss
			DAFQ01C	Anfibolito
			DAFQ01D	Biotita-Gnaiss
Acaiaca (DAAC02)		702475/7742302	DAAC02	Biotita-Leoucognais
Ponte Nova (DAPN03)		717627/7740666	DAPN03	Biotita-Gnaiss
Viçosa (DAVÇ04)		723687/7705624	DAVÇ04A	Diabásio Fino (Borda)
			DAVÇ04B	Diabásio Médio
			DAVÇ04C	Diabásio Grosso
			DAVÇ04D	Biotita-Gnaiss
			DAVÇ04E	Anfibolito

3.2 - FURQUIM (DAFQ01)

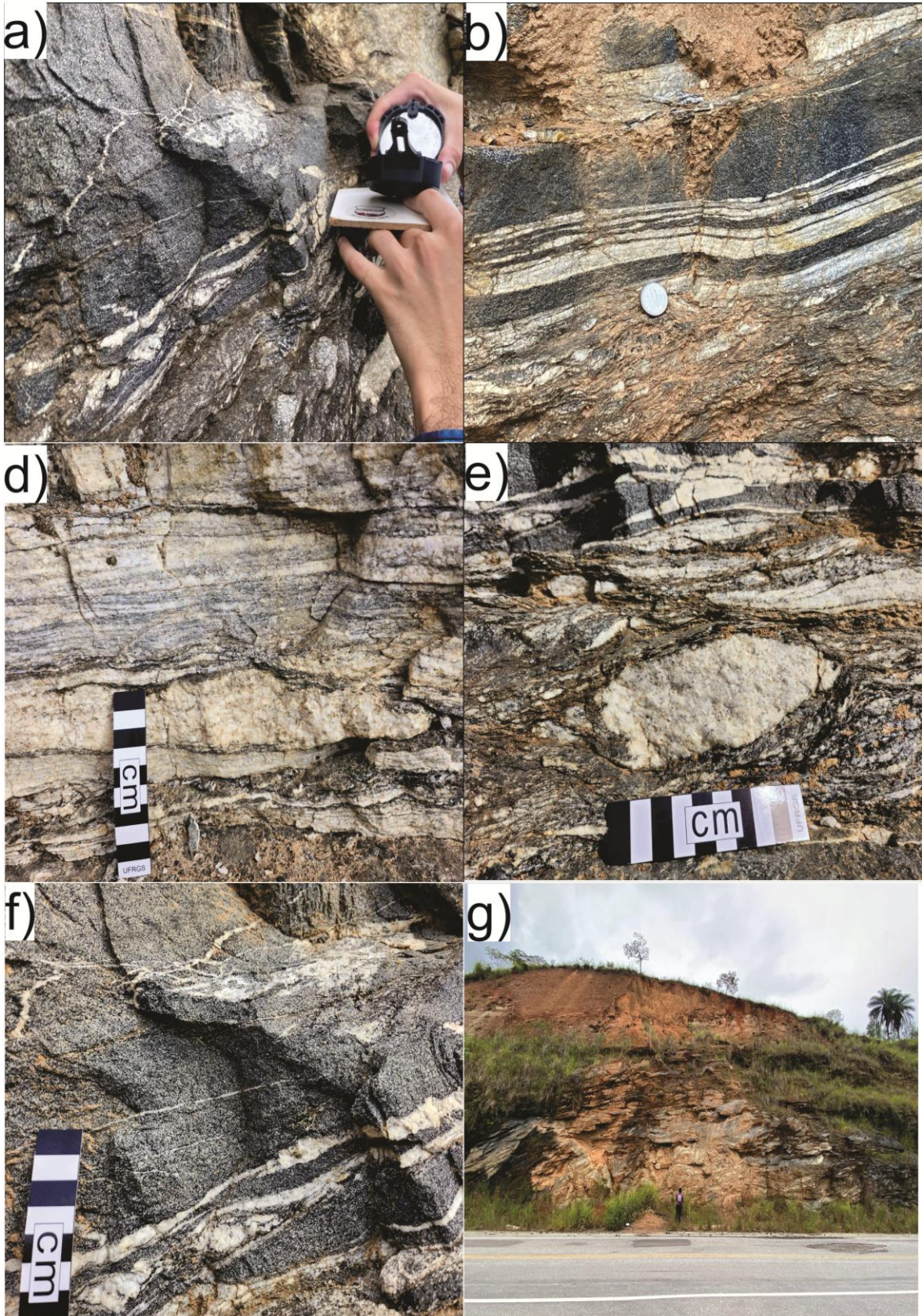
3.2.1 Aspectos Gerais

Este afloramento está exposto em um corte de estrada na BR-262, próximo ao distrito de Furquim, em Mariana (FIG 3.1), onde pode ser reconhecidos três tipos de rochas diferentes, correspondendo a um Biotita-Gnaiss, associado a um anfibolito que ocorre em faixas métricas e centimétricas concordantes ao bandamento gnáissico (FIG 3.1). Em geral, o contato bem definido, no entanto, pode ocorrer zonas de cisalhamento locais, entre as litologias, que resultou na geração de um milonito de composição predominantemente gnáissica (FIG 3.1a). As amostras coletadas nesse afloramento correspondem ao Biotita-Gnaiss e ao anfibolito (TAB 1).

O Biotita-Gnaiss (FIG 3.1d) apresenta um bandamento composicional (Bg), definida pela intercalação de bandas milimétricas a centimétricas, de minerais félsicos (quartzo e feldspato) e máficos (biotita), com um predomínio das bandas de composição félsica, a rocha possui coloração acinzentada gradando a branco nas bandas mais ricas em minerais félsicos. A foliação gnáissica (Sg) ocorre paralela a sub-paralela ao bandamento. A atitude da foliação e do bandamento gnáissico corresponde a $B_g = 180/20; 190/30; 209/30$; e $S_g = 190/22; 190/25$.

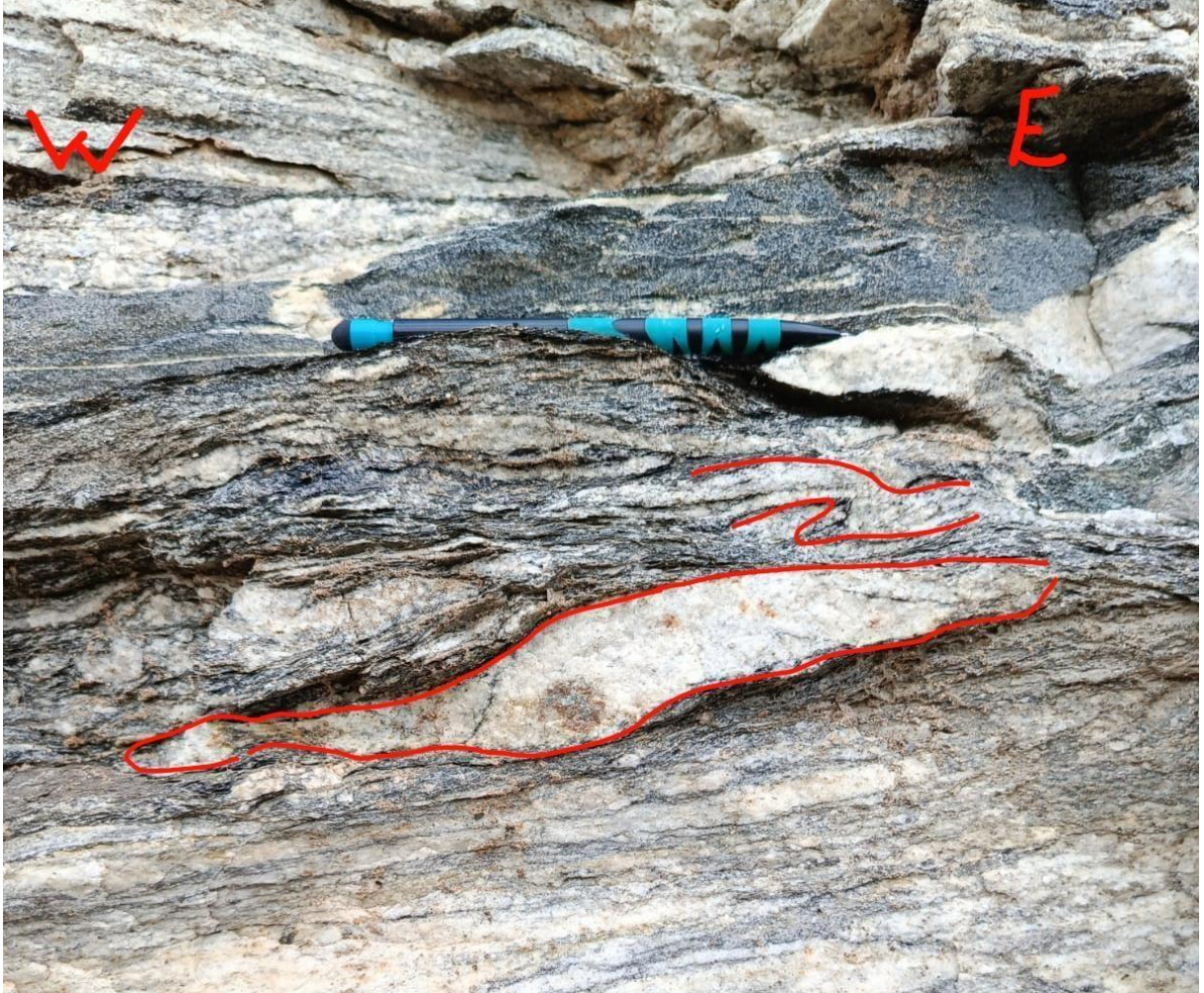
O anfibolito é uma rocha melanocrática foliada (FIG 3.1a,b), com intrusão de vênulações quartzo-feldspáticas que podem ocorrer paralelas ou não a foliação, causadas por possíveis processos de migmatização, principalmente no contato com o milonito (FIG 3.1a,e,f). O milonito gnáissico é finamente foliado com a ocorrência de porfiroclastos de plagioclásio dispersos na matriz, é possível reconhecer pares de foliação S-C ($S[C] = 215/30[290/10]; 233/30[300/05]$), que indicam uma cinemática horária. Dobras assimétricas com geometria em “Z”, e porfiroclastos de plagioclásio em forma de sigmóide indicam, juntamente com a foliação S-C, topo para leste (E) (FIG 3.2).

Figura 3.1: Cortes do afloramento em Furquim: a) contato do Anfibolito com o Milonito gnáissico; b) Alternância entre o anfibolito e o Biotita-Gnaiss (representado por faixas leucocráticas com um fino bandamento); c) Biotita-Gnaiss bandado; d) Sigmóide composto por um porfíclastos de Plagioclásio; e) Anfibolito com venulações quartzo-feldspáticas discordantes e concordantes com a foliação; g) Vista geral do afloramento.



Fonte: Registro Lopes, D.A 2025.

Figura 3.2: Porfiroclasto de Plagioclásio em forma de Sigmóide, com dobras assimétricas com geometria em “Z”.



Fonte: Registrado por Lopes, D.A 2025.

3.2.2 Petrografia e Microestrutura

Biotita Gnaiss

O Biotita-Gnaiss é de granulação muito fina a fina com porfiroclastos, sendo, portanto, inequigranular porfiroclástico, ele é composto essencialmente por quartzo (~ 40- 44%), plagioclásio (~ 39-37%), que podem aparecer como porfiroclastos, e biotita (~18-9%). As bandas félsicas tem a predominância de quartzo e feldspato, mas pode ocorrer cristais de biotita dispersas, enquanto a máfica é predominantemente composta por biotita (FIG 3.3e). A foliação gnáissica é definida pela orientação preferencial de biotita, que por vezes pode se defletir ao redor de porfiroclastos de plágioclásio, ou tomar um padrão anastomosado; um segundo padrão de foliação incipiente é reconhecido a baixo ângulo com a foliação principal (FIG 3.3e). A

mineralogia acessória é formada por grãos de Microclina (~4%), epidoto (~2%), allanita (~2%), apatita (< 1%), zircão (<1%), clorita (< 1%) e mica branca (<1%).

O quartzo representa a mineralogia principal da biotita-ganisse. Os grãos são de granulação muito fina a fina. São reconhecidos por serem incolores e de relevo baixo em luz natural e possuírem cores de interferência que variam do cinza ao branco de primeira ordem, em luz polarizada. O arranjo dos cristais ocorre a partir de uma textura granoblástica, com contatos serrilhados a lobados, formando *bulges*, ou em agregados muito finos com textura poligonal formando junções tríplices em 120° entre si ou formando ângulos retos nos contatos com os grãos de biotita (FIG 3.3); por vezes, formas alongadas (*ribbons*) podem ser reconhecidas orientadas conforme a foliação. Nota-se ainda a presença de extinção ondulante e subgrãos (FIG 3.3 e 3.4).

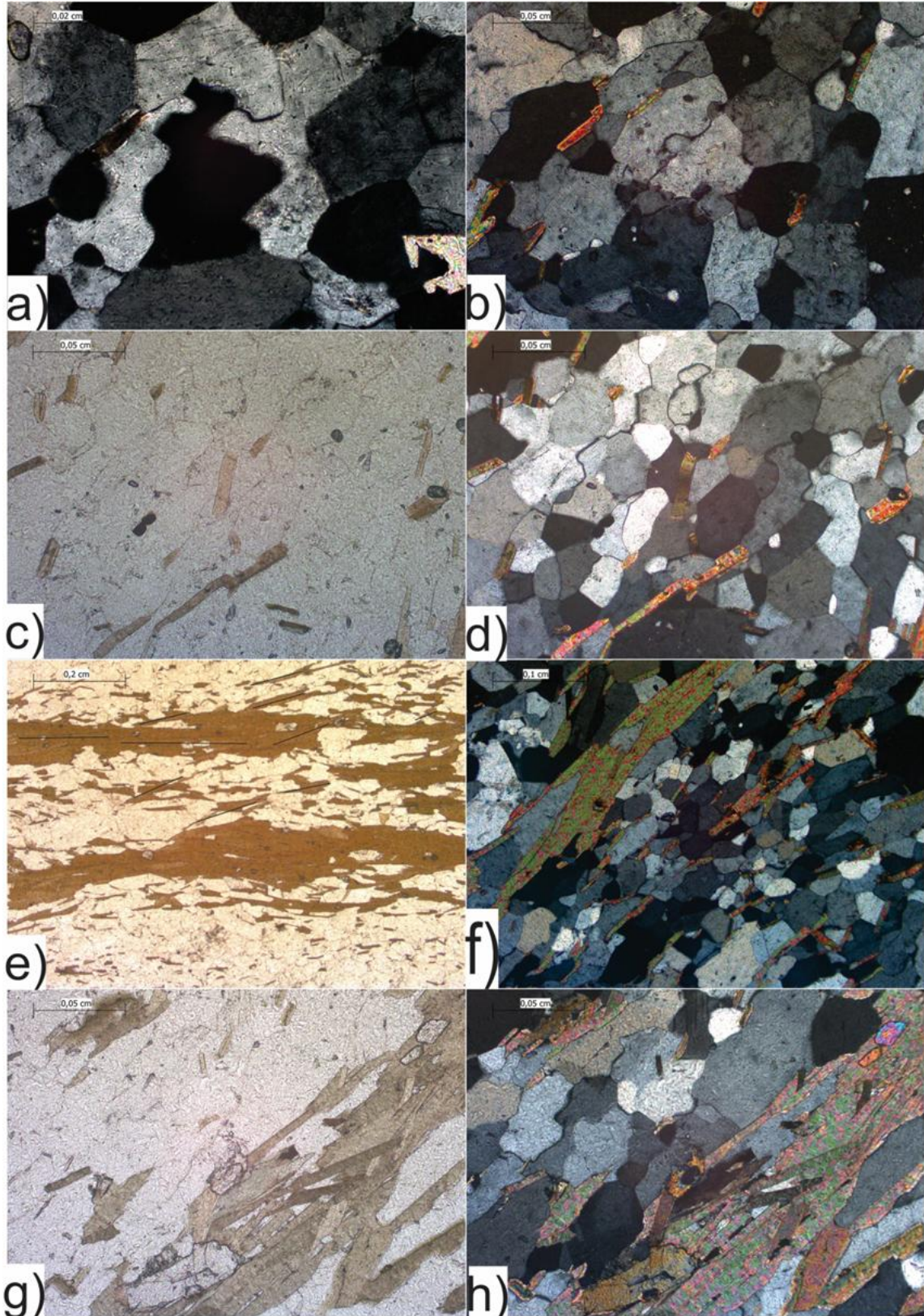
O plagioclásio, semelhante ao quartzo, é de relevo baixo e incolor em luz natural e com cores de interferência cinza de primeira ordem em luz polarizada, os contatos são lobados que podem formar pequenos *bulges*, é possível reconhecer ainda extinção ondulante (FIG 3.3). Alguns cristais desenvolvem extinção concêntrica e, mais frequentemente, maclas polissintéticas, que podem estar acunhadas, ou maclas do tipo carlsbad. Na amostra DAFQ1E é visível a ocorrência de antipertita e os grãos podem apresentar graus variados de alteração por saussuritização e sericitização com inclusões de quartzo e biotita.

A Biotita ocorre em grãos muito finos a finos, com pleocroísmo variando de castanho claro a castanho escuro avermelhado, hábito lamelar e relevo moderado (FIG 3.3e,f,g). As cores de interferência, em luz polarizada, são mascaradas geralmente absorvidas pela cor natural. Invariavelmente exibem extinção mosqueada e paralela/subparalela. Os grãos de biotita podem estar em forma de crenulações fechadas, do tipo “S”, que apresentam uma orientação distinta à foliação principal (S1) onde, menos frequentemente, exibem extinção ondulante (FIG 3.3 c,d).

A microclina forma agregados finos com cristais xenoblásticos, apresenta maclas do tipo tartan, típicas dessa fase.

O epidoto tem granulação muito fina, relevo alto e incolor, podendo ser subédricos a anédricos. Em luz polarizada, os cristais apresentam cores de interferência típicas de segunda ordem (intensas), podendo apresentar zonação. Os grãos podem ocorrer em inclusões na biotita, como alteração de plagioclásio ou como substituição de allanita, formando coronas ao redor delas (FIG 3.3 g, h).

Figura 3.3: (a) e (b) fotomicrografia em luz polarizada de Quartzo e plagioclásio com contato irregular formando pequenos *Bulges*, biotita dobrada em luz natural (c) e polarizada (d), onde é possível ver extinção ondulante ; (e) bandamento gnaissico em luz natural mostrando uma segunda orientação preferencial de biotita) (f) Contatos poligoniais de quartzo e feldspato , é possível reconhecer os contatos retos com a biotita; (g) e (h) allanita com borda de reação em epidoto, junto com biotita cloritizando, em (h) é visível quartzo com contatos irregulares lobados



Fonte: Registrado por Lopes, D.A. 2026.

O zircão é extremamente fino, com hábito granular, relevo alto, geralmente incolor (os grãos metamícticos podem apresentar uma coloração levemente acastanhada). As cores de interferência variam entre o final da primeira ordem e início da segunda ordem, indicando o processo de metamictização, que também pode ser evidenciado por halos pleocroícos quando inclusos na biotita. A allanita também gera halos pleocroícos quando inclusa em biotita. Sua cor é castanho-escuro em luz natural e pode apresentar isotropização em luz polarizada, devido a radiação (FIG 3.3 c,d). A apatita, frequentemente, ocorre como inclusão em quartzo e plagioclásio, são grãos finos, com relevo moderado, idioblástica com hábito prismático, com cor de interferência cinza de primeira ordem.

A clorita ocorre exclusivamente como mineral de alteração, no entanto, em duas variedades, a primeira se apresenta com pleocroísmo variando de incolor a verde claro, e a cor de interferência anômala castanha, definindo a variedade MgFe-Clorita; a segunda variedade ocorre com cor natural verde pleocroíca e cor de interferência anômala azul, indicando a variedade FeMg-Clorita; ambas as cloritas podem estar como produto de substituição da biotita, associada também a mica branca de alteração (FIG 3.3 f, g). A mica branca, por sua vez é incolor com relevo moderado e possui cores de interferência de terceira ordem.

Anfibolito

O anfibolito é essencialmente composto por hornblenda (~49-62%), plagioclásio (~13-28%), com ocorrência subordinada de quartzo (~5-15%). Os minerais acessórios são microclina (~2%) e zircão (< 1%), epidoto (~4-3%) e biotita (2%) ocorrem como minerais secundários. A rocha apresenta uma textura granonematoblástica, marcada pela orientação preferencial fraca da hornblenda, associado a agregados poligonais de quartzo e feldspato (FIG 3.4c, d). A amostra DAFQ1D, é cortada por uma intrusão quartzito-feldspática por vezes concordantes com a orientação da hornblenda, mas podem ocorrer de forma discordante (FIG 3.4 e,f).

Os grãos de hornblenda são de relevo moderado e com pleocroísmo que varia de verde oliva a verde azulado (FIG 3.4c, e) alguns cristais apresentam clivagens típicas em duas direções em $\sim 124^\circ / 56^\circ$. Já os cristais seccionados na seção prismática desenvolvem clivagem em 1 direção, paralelo ao eixo cristalográfico C. Em luz polarizada, a maioria dos grãos apresentam cores de interferência mascaradas, absorvidos pela cor natural. Naqueles em que é possível reconhecê-las, as cores de interferência situam-se no início da segunda ordem (FIG 3.4 d,f). Os cristais podem conter inclusão de quartzo, plagioclásio e epidoto, formando uma textura poiquiloblástica.

O plagioclásio ocorre como agregados poligonais, com contatos formando junções tríplices (120°), que podem variar a lobados, para irregular dentro da intrusão (FIG 3.4e). Os grãos comumente estão ausentes de maclas, mas apresentam extinção concêntrica, caracterizados pela natureza biaxial da figura de interferência. As escassas maclas polissintéticas reconhecidas podem estar acunhadas, ademais, os grãos podem apresentar extinção ondulante.

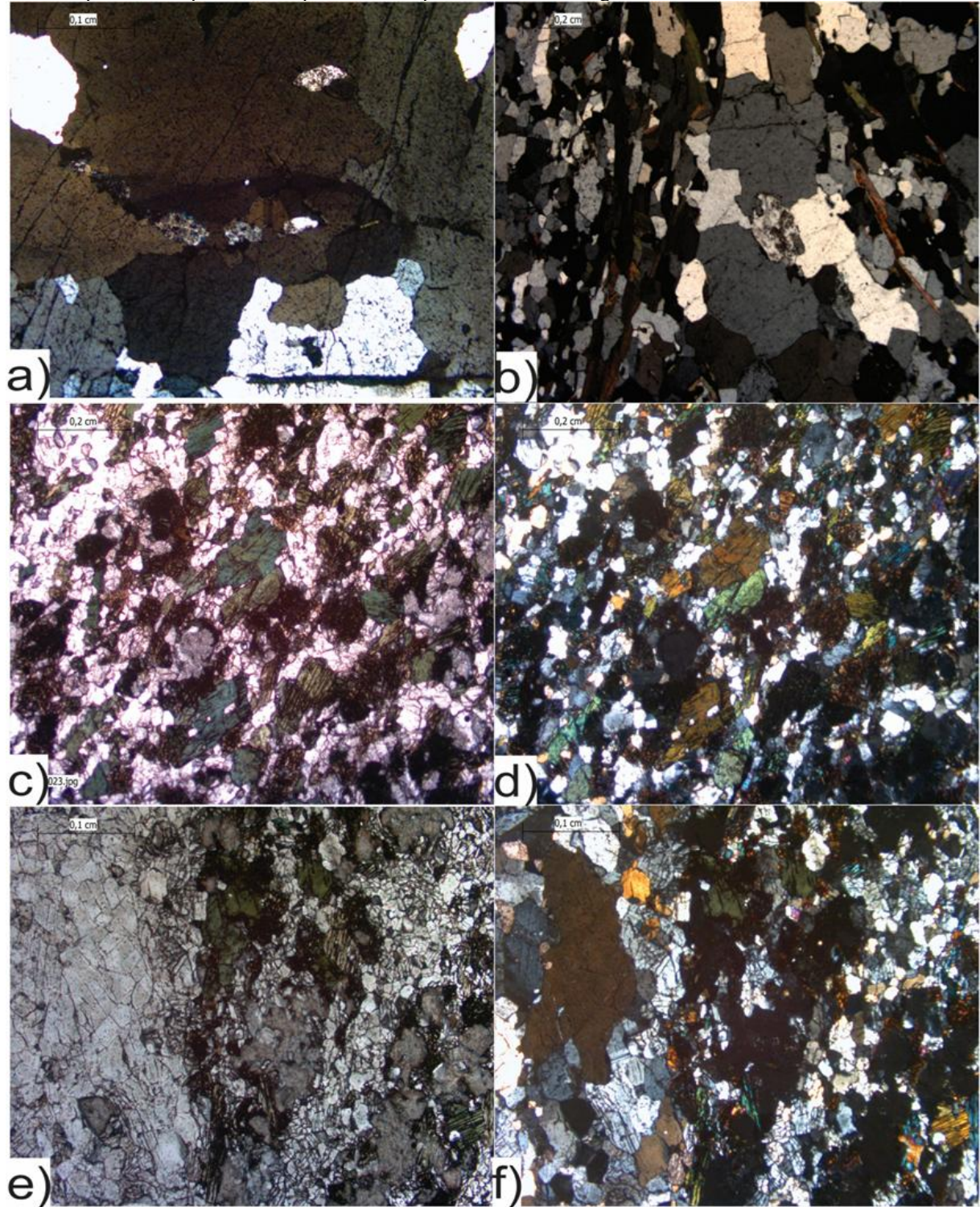
O quartzo ocorre de forma subordinada dentro do anfibolito, normalmente associado ao plagioclásio. Os contatos variam de poligonais com junções tríplices (120°), apresentam extinção ondulante, além de ser reconhecida a presença de subgrãos. Os grãos são geralmente muito finos, no entanto dentro da intrusão possuem uma granulação maior e contatos irregulares (FIG 3.4e).

O epidoto, é a fase mineral acessória mais abundante. Os cristais podem estar associados a processos de substituição da hornblenda. Normalmente ocorrem como grãos muito finos, anédrico a subédrico e de relevo alto, frequentemente, apresenta um fraco pleocroísmo em verde claro. As cores de interferência são vivas de segunda ordem, comumente zonadas. Os grãos de epidoto são abundantes na intrusão quartzo-feldspática, onde ocorrem como grãos finos de hábito granular.

A microclina é tipicamente reconhecida a partir da macla do tipo tartan, em luz polarizada. Os cristais possuem uma textura poiquiloblástica, com inclusão de hornblenda. A biotita ocorre como grãos muito finos de hábito lamelar, associadas a hornblenda.

Os grãos de zircão são muito finos, de relevo alto e hábito granular. Exibem cores de interferência de final de primeira ordem e início de segunda ordem, que evidencia o processo de metamictização.

Figura 3.4: (a) Quartzo com extinção ondulante e contatos irregulares. (b) agregados quartzo-feldspáticos de granulação mais grosseira com contatos irregulares formando contatos retos com biotita associados a agregados mais finos com contatos poligonais em junções tríplices 120° ; par em luz polarizada e natural (c e d respectivamente) do anfibolito mostrando a hornblenda com uma fraca orientação preferencial, em (d) pode-se observar as hornblendas com cores mascaradas; par em luz polarizada e natural (e) e (f) contato entre o anfibolito e o veio quartzo feldspático, com quartzo e feldspato com bordas irregulares.



Fonte: Registrado Lopes, D.A. 2026.

3.3 ACAIACA (DAAC02)

3.3.1 Aspectos Gerais

O afloramento ocorre em um corte de estrada na BR-262 entre os municípios de Mariana e Acaiaca. A rocha predominante é um biotita-leucognaisse, finamente bandado com intercalação de níveis félsicos e máficos. A foliação gnáissica, semelhante ao afloramento anterior, encontra-se subparalela ao bandamento gnáissico.

3.3.2 Petrografia e Microestruturas

O biotita-leucognaisse é de granulação muito fina a fina, inequigranular seriada, com uma textura lepidogranoblástica. A mineralogia principal é formada por quartzo (~27%), microclina (~26%), plagioclásio (~25%) e biotita (~10%); enquanto a mineralogia acessória é formada por allanita (~4%) ortoclásio (2%) e zircão (<1%); além de epidoto (4%), clorita (<1%) e mica branca (<1%), como produto de substituição secundária.

Os grãos de quartzo variam de muito finos a finos, sendo xenoblásticos. Formam agregados de contato irregular variando de lobados até poligonais, e com contatos retos com biotita. É possível observar a ocorrência de extinção ondulante com a presença de subgrãos.

A microclina ocorre em grãos finos a muito finos, com baixo relevo e incolor em luz natural, variando de formas xenoblásticas a subidioblásticas; em luz polarizada é possível reconhecer maclas do tipo tartan bem definidas e extinção ondulante. Os contatos são predominantemente lobados.

Os grãos de plagioclásio variam de granulação muito fina a fina. Em luz polarizada apresentam extinção concêntrica, por vezes ondulante, e desenvolvem maclas polissintéticas, que podem estar acunhadas. Os contatos entre grãos podem estar lobados ou serrilhados, formando *bulges*, e pode ser reconhecido também contatos poligonais em 120°, e a presença de subgrãos. Os grãos podem estar alterados e com antipertita.

A biotita forma grãos idioblásticos com hábito lamelar. As clivagens são bem-marcadas em uma direção e o pleocroísmo varia de verde a castanho. A biotita está em uma orientação preferencial, marcando a foliação gnáissica.

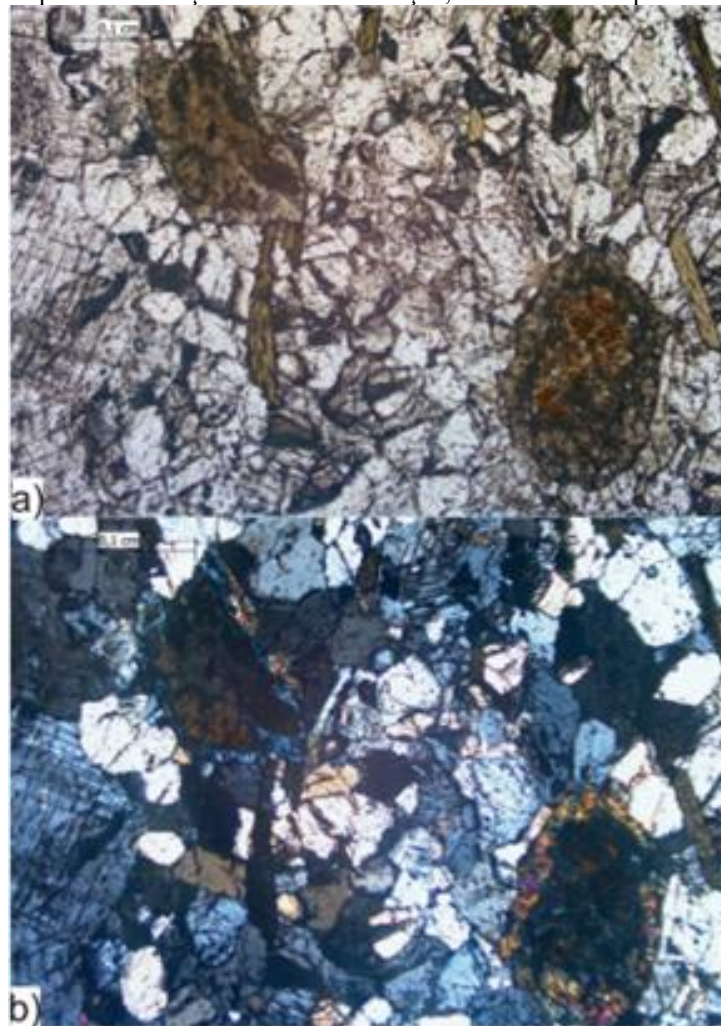
A allanita ocorre como um mineral de relevo alto e de cor acastanhada, em luz natural. Em luz polarizada as cores de interferência estão mascaradas ou isotropizadas. Constantemente ocorrem como núcleos em coronas de epidoto (FIG 3.5 a,b).

O zircão encontra-se em forma de grãos muitos finos, com hábito prismático. As cores de interferência, em luz polarizada, variam de amarelo do final da primeira ordem e início da segunda ordem, indicando processo de metamictização; os cristais podem ocorrer como inclusão na biotita, formando halos pleocróicos.

O ortoclásio forma grãos finos, de relevo baixo e com cores de interferência cinza de primeira ordem. Frequentemente, exibem geminação da microclina em forma de manchas e lamelas difusas, caracterizado pelo processo de triclinização.

O epidoto são representados por grãos muitos finos de relevo alto, com um fraco pleocroísmo de incolor a verde claro; quando associados a allanita, exibem cores anômalas azul, indicando a variedade clinozoisita (FIG 3.5b). Além disso, podem ocorrer como produto da alteração de plagioclásio.

Figura 3.5: Fotomicrografia de lâmina petrográfica da amostra DAAC2, onde é possível onde se destacar dois grãos de allanita com um processo avançado de metamictização; com bordas de epidoto e clinozoisita.



Fonte: Registrado por Lopes, D.A.2026.

A clorita e a mica branca ocorrem associadas como substituição da biotita. A clorita apresenta um pleocroísmo de verde a incolor, em luz natural e em luz polarizada, a cor de interferência anômala azul de berlim, sendo, portanto, a variedade FeMg Clorita. Já a mica branca, é incolor, em luz natural e caracterizada com cores de interferência típicas de terceira a quarta ordem, com extinção olho de pássaro.

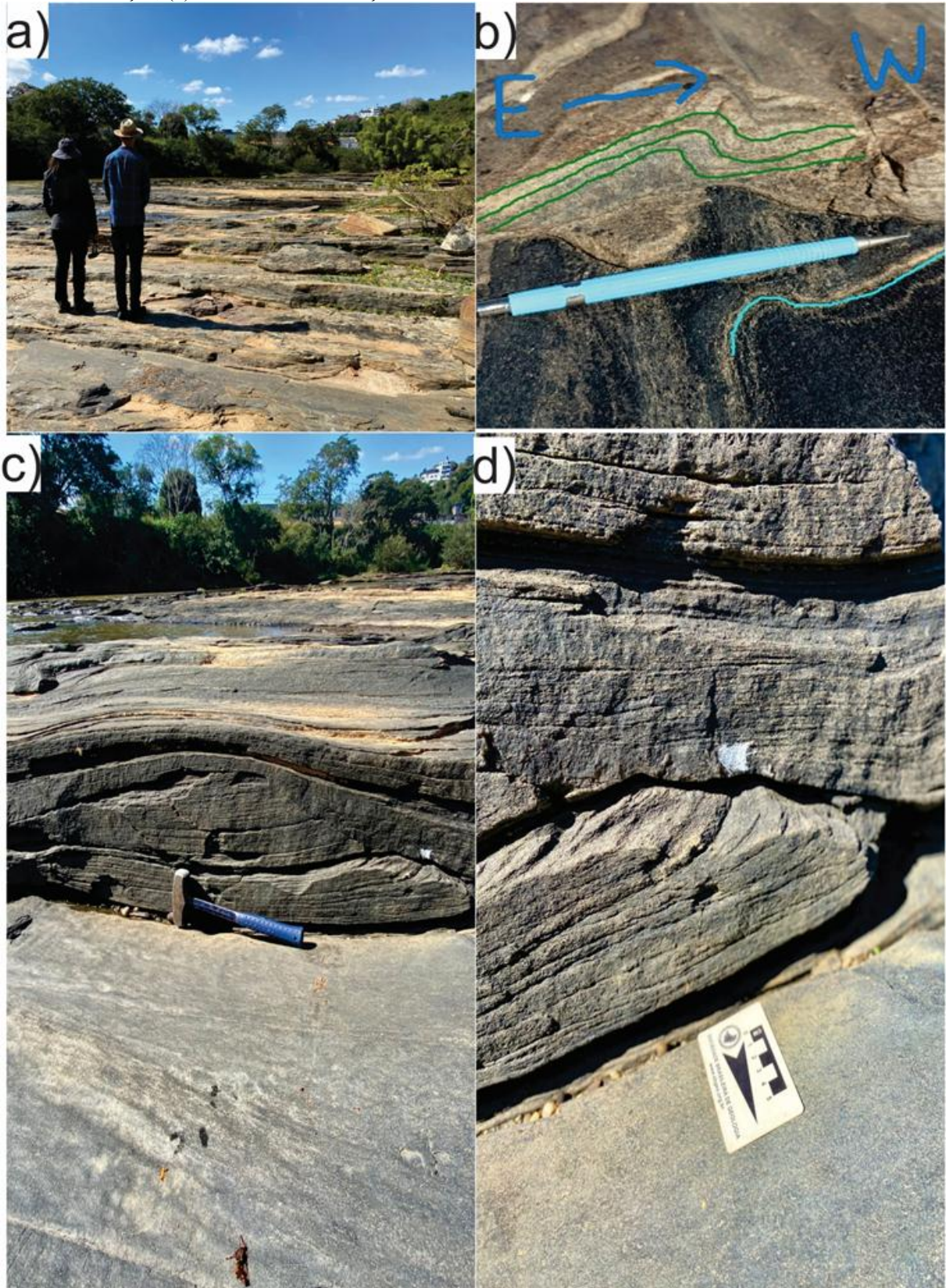
3.4 - PONTE NOVA (DAPN03)

3.4.1 Aspectos Gerais

O afloramento forma um enorme lajedo dentro do Rio Piranga, que corta a cidade de Ponte Nova (MG), onde foi possível reconhecer um biotita-gnaiss muito foliado e levemente bandado (FIG 3.6).

Frequentemente, ocorrem pequenas dobras apertadas a fechadas, correspondentes a uma crenulação, evidência da ocorrência de duas fases de deformação (FIG 3.6b). A atitude da foliação varia de Sn: 60/15; 65/15; 95/18; enquanto o bandamento apresenta medidas 49/22. As medidas estruturais obtidas nas dobras, correspondem aos flancos e ao eixo da charneira, sendo elas Flanco 1: 50/20; Flanco 2: 280/10; Eixo da charneira 340/2, com vergência para W (FIG 3.6b). Além disso, foi possível reconhecer um *boudin* da foliação, cuja atitude do eixo: 225/17 (FIG 3.6 c, d).

Figura 3.6: (a) Visão do Lajedo dentro Rio Piranga em Ponte Nova; (b) bandamento gnáissico redobrado; (c) *boudin* de foliação; (d) truncamento da foliação dentro do *boudin*.



Fonte: Registrado Lopes, D.A. 2026.

3.4.2 Petrografia e Microestruturas

O biotita-gnaiss é composto essencialmente por quartzo (~43%), plagioclásio (~41%) e biotita (~18%); com ocorrência de titanita (~3%), microclina (~2%), apatita (<1%) e zircão (<1%) como mineralogia acessória. Os processos de alteração secundários são representados por epidoto (~2%), clorita (<1%), e mica branca (<1%).

O quartzo representa um agregado de granulação fina a muito fina, xenoblástico em contatos poligonais, formando junções trípticas em 120° ou lobados (FIG 3.7b), com contatos retos com biotita, e geração de extinção ondulante. Eles podem ocorrer em inclusões no plagioclásio.

Os grãos de plagioclásio são finos a muito finos e xenoblástico. Eles possuem extinção concêntrica, por vezes com maclas polissintéticas e Carlsbad. Os grãos formam contatos poligonais em 120° e lobados (FIG 3.7b), as maclas podem se apresentar acunhadas.

A biotita forma grãos idioblásticos de hábito lamelar, apresentam um pleocroísmo em tons castanho claro a escuro; as cores de interferência apresentam-se comumente mascaradas pela cor natural. A biotita está em uma orientação pouco definida, ortogonal ao bandamento gnáissico dobrado no que parece ser a charneira das dobras, se paralelizando nos flancos definindo uma foliação plano axial associada a dobra de crenulação. A dobra de crenulação é melhor reconhecida em amostra de mão. Alguns poucos grãos podem apresentar extinção ondulante

Os grãos de titanita são xenoblásticos, de cor acastanhada, com um fraco pleocroísmo, e de relevo alto. Em luz polarizada podem apresentar cores de interferência de alta ordem, mas comumente revelam cores absorvidas. Os cristais ocorrem principalmente associados à biotita nos flancos das dobras de crenulação (FIG 3.7).

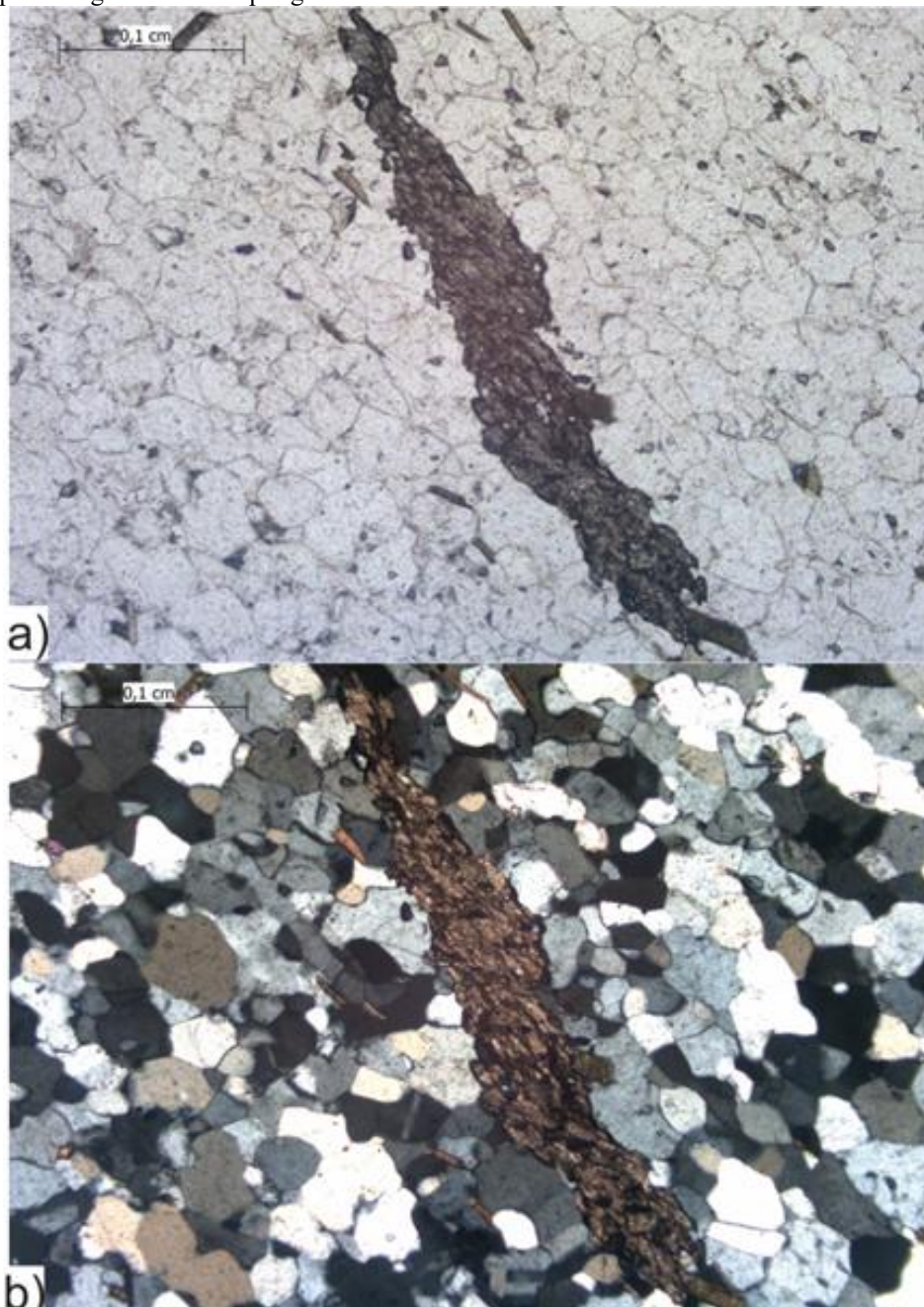
Os grãos de microclina possuem granulação muito fina, são invariavelmente xenomórficos. Em luz polarizada que desenvolvem maclas tartan e cor de interferência cinza de primeira ordem.

Os grãos de apatita apresentam relevo moderado, incolor, idioblástico e de um hábito prismático curto. Em luz polarizada, exibem cores de interferência cinza de primeira ordem.

O zircão é representado por grãos muito finos arredondados, com relevo alto e incolor, em luz natural; em luz polarizada, as cores de interferência variam de amarelo de primeira ordem, indicando processo de metamictização, a cores vivas de 3° ordem. Eles ocorrem como inclusão na biotita, formando halos pleocróicos.

O epidoto forma cristais incolores e de relevo alto, com fraco pleocroísmo em tons de verde claro; em luz polarizada as cores de interferência vão do amarelo de primeira ordem até o azul e verde de segunda ordem. A clorita está na variedade de FeMg-Clorita com pleocroísmo entre verde claro e incolor além de cores de interferência anômalas azul de berlim. A mica branca é incolor com relevo moderado, subidioblástica, de hábito lamelar e com cores de interferência de terceira a quarta ordem.

Figura 3.7: Fotomicrografia da lâmina petrográfica de titanita em luz natural (a) e polarizada (b), a titanita assume uma orientação paralela ao flanco da dobra de crenulação; em (b) é possível observar ao lado da titanita agregados quartzo-feldpsáticos granoblásticos poligonais.



Fonte: Registrado por Lopes. D.A. 2026.

3.5 - VIÇOSA (DAVÇ04)

3.5.1 Aspectos Gerais

Neste afloramento o gnaiss associado ao Complexo Mantiqueira é intrudido por um expressivo dique de diabásio (FIG 3.8 b). O gnaiss é caracterizado por alternâncias centimétricas de bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e bandas máficas de biotita (FIG 3.8a). As medidas de bandamento variam de 65/10 a 90/35 próximo ao contato com a intrusão. O diabásio é uma rocha melanocrática e que não apresenta qualquer evidência de deformação. O dique é de aproximadamente 20 metros de extensão e ocorre encaixado discordantemente ao bandamento gnáissico, o contato apresenta atitude no valor de 280/80 evidenciando a verticalidade do corpo. A granulação do diabásio mostra uma tendência crescente da borda até o centro da intrusão.

Figura 3.8: Cortes do afloramento em Viçosa. (a) Biotita-Gnaiss associado ao anfibolito, onde se enxerga porfiroblastos de feldspato (b) contato entre o Gnaiss e o Diabásio.



Fonte: Registrado por Marques, R.A.2025.

3.5.2 Petrografia e Microestruturas

Biotita-Gnaiss

São formados por bandas milimétricas a centimétricas alternadas de mineiras félsicas (quartzo e feldspato), e máficos (biotita). A matriz da rocha é de granulação fina a muito fina, sendo inequegranular porfiroclástica, com porfiroclastos de microclina e plagioclásio. A foliação gnáissica, marcada pela orientação preferencial da biotita, pode ser anastomosada e defletir ao redor dos porfiroblastos, formando uma estrutura do tipo *augen* (FIG 3.9d,e). A mineralogia principal é formada por plagioclásio (~34%), microclina (~27%), quartzo (~25%) e biotita (~9%).

O plagioclásio representa a mineralogia principal da rocha. Os grãos estão dispostos em agregados poligonais formando junções tríplexes, por vezes com contatos lobados principalmente em relação a microclina. Os porfiroclastos estão rodeados por minerais mais finos de quartzo, microclina e plagioclásio. Em luz polarizada podem se apresentar extremamente alterados por processos de saussuritização. Além disso, exibem extinção concêntrica e ondulante, as maclas polissintéticas também estão presentes, mas podem estar acunhadas.

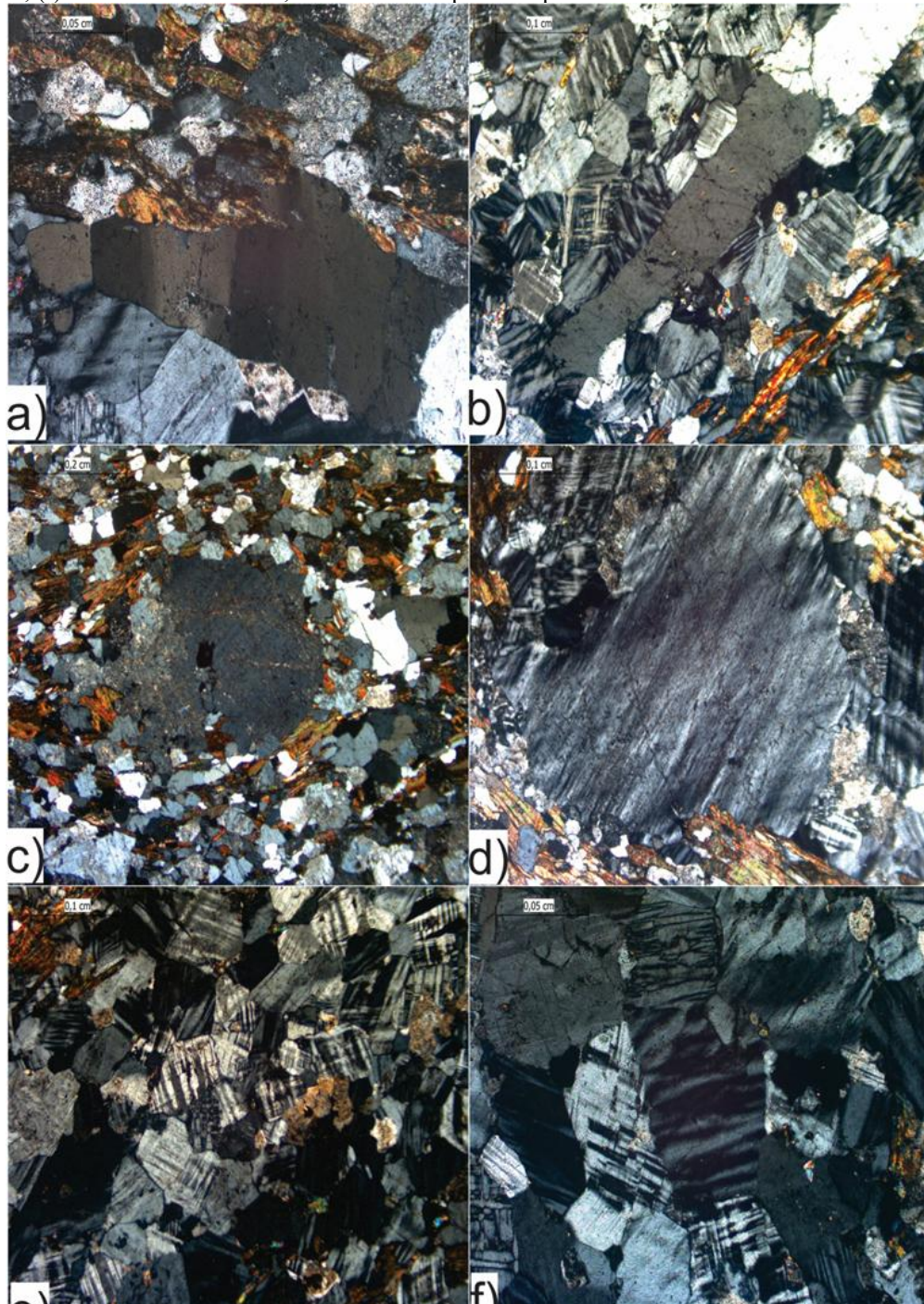
A microclina pode se apresentar tanto como porfiroclastos, ou como matriz formando agregados poligonais com junções em 120°; os contatos entre os porfiroclastos e a matriz podem estar lobados e serrilhados, além disso a matriz forma uma estrutura análoga a um núcleo-manto; no entanto, o “manto” é composta por quartzo, plagioclásio e grãos mais finos de microclina e ortoclásio triclinizado (FIG 3.9d).

O quartzo forma grãos predominantemente muito finos, com contatos poligonais em 120° e lobados. É possível reconhecer a presença de subgrãos dentro do quartzo e extinção ondulante. O quartzo está disposto em uma forma alongada (*ribbons*) orientados de acordo com a foliação (FIG 3.9a, b).

A biotita forma agregados de hábito lamelar, com uma orientação preferencial. Em luz natural é reconhecida por seu pleocroísmo em castanho avermelhado a castanho claro. Em luz polarizada as cores de interferência podem estar mascaradas pela cor natural do mineral, juntamente com a extinção mosqueada. A biotita define a foliação gnáissica pela sua orientação preferencial, que por vezes forma padrões anastomosados que podem defletir ao redor dos porfiroclastos (FIG 3.9c, d)

A mineralogia acessória é formada por ortoclásio (~5%) e zircão (<1%) e uma mineralogia secundária de mica branca (< 1%) e clorita (<1%). O ortoclásio é representado por grãos muito finos, com padrões de macla tartan difusas, normalmente associada a microclina (FIG 3.9 e,f).

Figura 3.9: Fotomicrografia da amostra DAVÇ4D; (a) e (b) *Ribbon* de Quartzo com subgrãos; em (b) aparece grãos de ortoclásio triclinizando associados com microclimas formando uma textura granoblástica poligonal; (c) *augen* de plagioclásio com manto recristalizado, com foliação defletida, nas bordas do grãos é possível observar contatos serrilhados; (d) porfiroclasto de microclina com bordas serrilhadas; (e) agregados granoblásticos poligonais de microclina; (f) ortoclásio triclinizando, com macla simples do tipo Carlsbad.



Fonte: Registrado por Lopes, D.A. 2026.

Os grãos de zircão são muito finos e encontram-se em de hábito granular e em luz polarizada apresenta isotropizado (metamictização) e formam halos pleocróicos, quando incluso em biotita. Existem duas ocorrências de clorita, uma com cor natural com pleocroísmo entre verde e incolor e cores de interferência anômalas azul de berlim (FeMg Clorita); outra é incolor com cores de interferência amarelo e cinza de primeira ordem (Mg clorita). Já a mica branca ocorre associada a biotita, é incolor e de relevo baixo em luz natural, e com cores de interferência de terceira a quarta ordem.

Anfibolito

O anfibolito (FIG 3.10) é constituído essencialmente por hornblenda (~30%) e plagioclásio (~24%), com ocorrência abundante de quartzo (~30%), pela presença de veios de quartzo. Como fases acessórias ocorrem biotita (~11%); epidoto (~3%), opacos (~2%) allanita e apatita (<1% cada). A rocha apresenta textura predominantemente granolepidoblástica, fraca orientação preferencial da biotita, associada a agregados poligonais de quartzo e feldspato, e hornblenda xenoblástica.

A hornblenda apresenta relevo moderado e pleocroísmo variando de verde-oliva a verde-azulado. Alguns cristais exibem clivagens típicas em duas direções formando ângulos próximos a 124° e 56°. Em luz polarizada, a maioria dos grãos apresenta cores de interferência parcialmente mascaradas pela cor natural do mineral, sendo que, quando visíveis, correspondem ao início da segunda ordem. Os grãos são predominantemente xenoblásticos muito finos com contatos irregulares. Apresenta inclusões de opacos, biotita e quartzo, definindo a textura poiquiloblástica.

O plagioclásio ocorre na forma de agregados poligonais, com contatos que definem junções trípticas próximas a 120°. Os grãos geralmente não apresentam maclas evidentes. As raras maclas polissintéticas observadas podem apresentar-se acunhadas, sendo também comum a ocorrência de extinção ondulante. Frequentemente são alterados por serecitziação e saussuritização.

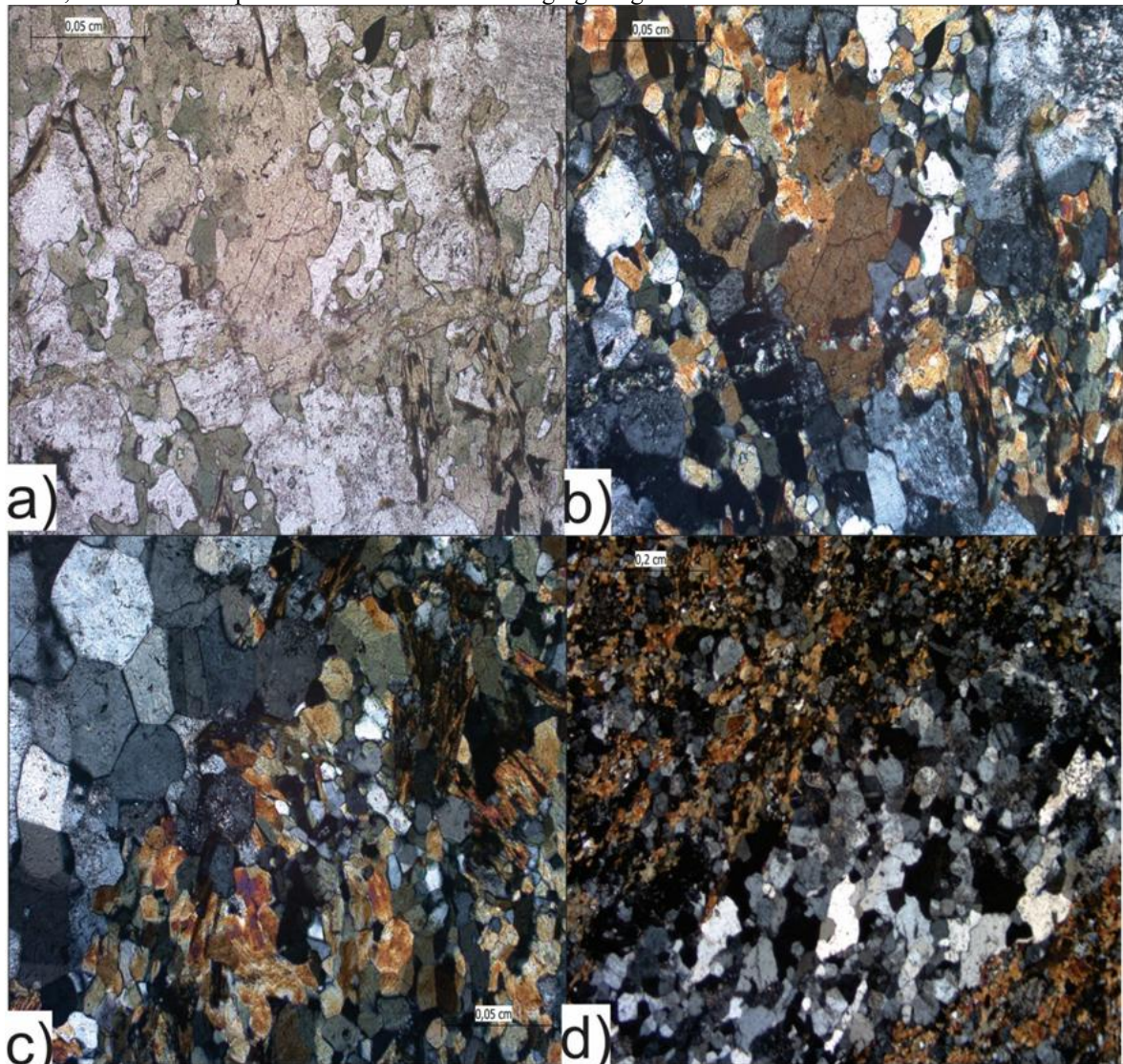
O quartzo ocorre de forma subordinada no anfibolito, normalmente associado ao plagioclásio, mas a sua ocorrência abundante está associada a veio de quartzo. Apresenta contatos poligonais com desenvolvimento de junções trípticas próximas a 120°, além de extinção ondulante e presença de subgrãos.

A biotita apresenta-se em grãos finos, fracamente orientados, possui pleocroísmo entre castanho fraco e castanho forte avermelhado. Associada aos opacos e a hornblenda.

O epidoto constitui a fase acessória mais abundante, podendo estar associado a processos de substituição da hornblenda. Ocorre como grãos muito finos, anédricos a subédricos, de alto relevo, frequentemente apresentando pleocroísmo fraco em tons de verde claro. Em luz polarizada, exibe cores de interferência vivas de segunda ordem, com zonamento frequente.

A allanita exibe cores acastanhadas, relevo alto, se apresenta isotropizado em luz polarizada. A apatita por sua vez, ocorre na forma de grãos finos com hábito prismático, incolor e com relevo moderado. Em luz polarizada apresenta cor de interferência cinza de primeira ordem. Os opacos são xenoblásticos, e estão inclusos na hornblenda.

Figura 3.10: Fotomicrografia da amostra DAVÇ4E; (a) hornblenda verde amarelado com borda irregular em luz natural, é possível ver a ocorrência de minerais opacos associados a hornblenda; (b) mesma foto em luz polarizada mostrando a hornblenda com cores de interferência de primeira ordem; (c) Agregados quartzo-feldspáticos com textura granoblástica poligonal formando junções tríplices em 120° ; (d) contato entre o anfibolito e um veio de quartzo, as hornblendas parecem formar também um agregado granoblástico.



Fonte: Registrado por Lopes, D.A. 2026.

Diabásio

Foram descritas três amostras de diabásio (DAVÇ4A, DAVÇ4B, DAVÇ4C), sendo diferenciadas pela granulação: 4A mais fina (borda da intrusão), 4B intermediária e 4C mais grossa (núcleo da intrusão) (FIG 3.11a, b). A mineralogia principal é marcada por augita (~55-62%), plagioclásio (~ 25-32%) e minerais opacos (4-8%), com mineralogia acessória formada por biotita (~ 1-3%) e apatita (<1%), que são dificilmente reconhecidos na amostra de granulação mais fina.

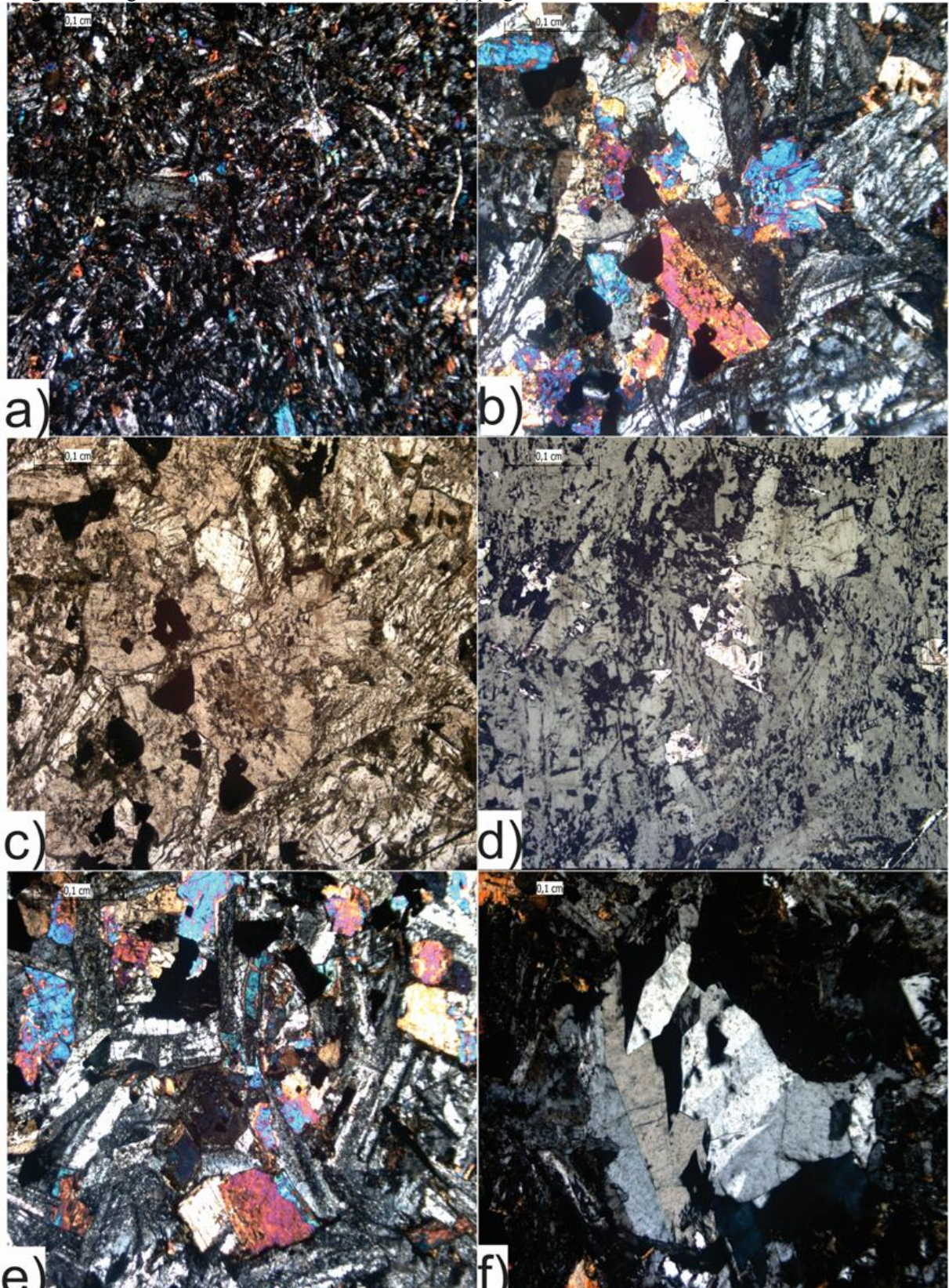
Os cristais de plagioclásio são incolores e de relevo baixo, hipidiomórficos e de hábito invariavelmente prismático. Em luz polarizada é possível reconhecer maclas polissintéticas e de carlsbad, com muitos grãos ocorrendo extinção concêntrica. Ademais, ocorrem grãos com um padrão de maclas complexo (FIG 3.11f). Esporadicamente ocorre processo de alteração por saussuritização, que também pode ser reconhecido um aspecto turvo em luz natural. A litogia é tipicamente marcada pela textura subofítica, associada a augita (FIG 3.11b, e).

A augita forma grãos subidiomórficos a idiomórficos, com um fraco pleocroísmo em tons de verde e castanho fraco. Em luz polarizada os cristais apresentam cores de interferência em amarelo de primeira ordem a azul de segunda ordem. Alguns grãos podem apresentar maclas por contato (100) e textura intergranular (FIG 3.11b).

Dentre as fases acessórias o que mais se destaca são os opacos, eles possuem hábito euédrico a subédricos, frequentemente de hábito tabular e subordinadamente de forma octaédrica (FIG 3.11c, d). Os cristais foram classificados como magnetita por luz refletida e associação mineralógica. As propriedades em luz refletida normalmente associadas a magnetita é a sua coloração cinza e baixa reflectividade, que se destaca, no entanto, em relação aos minerais transparentes, normalmente ela pode ocorrer como subédrica.

A biotita pode ser reconhecida pelo pleocroísmo de matizes de castanho a castanho avermelhado, hábito lamelar e com cores de interferência absorvidas. A apatita possui relevo moderado, incolor, de hábito acicular e grãos de tamanho fino. A cor de interferência é tipicamente cinza de primeira ordem.

Figura 3.11: Fotomicrografias das lâminas petrográficas do diabásio; (a) borda fina; (b) núcleo fino gabróico com augita com maclação simples e textura do tipo subofítica; (c) a mesma foto em luz natural, é possível observar a magnetita como mineiras opacas; (d) fotomicrografia da magnetita em luz refletida (minerais esbranquiçados, com reflectividade se destacando em relação aos mineirais transparente); (e) ripas de plagioclásio parcialmente inclusos em grãos de augita, definindo uma textura subófitica; (f) plagioclásio com maclas complexas.



Fonte: Registrado por Lopes, D.A. 2026.

CAPITULO 4

DISCUSSÃO

4.1 - ANÁLISE MICROTECTÔNICA

4.1.1 Gnaisses

Os gnaisses desse estudo correspondem a Biotita-Gnaiss e Biotita-Leucognaiss, cujo os protólitos são granitos, tonalitos (Thondjemitos) e granodioritos. Estes litotipos foram encontrados em todos os afloramentos analisados. A partir de análises microestruturais, se presume que essas rochas foram deformadas sob um regime de deformação dúctil em que são reconhecidas evidências de deformação plástica intracristalina; onde defeitos planares, conhecidos como discordâncias, migram através do retículo cristalino induzido por deformação (Vernon, 2004; Passchier & Trouw, 2005). As principais feições indicativas de deformação plástica intracristalina nestas rochas são: extinção ondulante, em quartzo e feldspato e em menor grau na biotita, maclas polissintéticas acunhadas no plagioclásio; além de subgrãos em quartzo formado a partir da concentração de discordâncias em redes planas e regulares, sendo uma indicação de um possível processo de recuperação.

Com a progressão da deformação, novos grãos podem se formar por recrystalização dinâmica (Poirier 1985; Gottstein e Mecking 1985; Drury e Urai 1990; Jessell 1987), esse processo visa a criação de novos grãos livres de deformação, por meio da migração e/ou criação de novos limites de grão (Vernon, 2004 e Passchier & Trouw, 2005). Evidências de recrystalização dinâmica, por meio da migração de fronteira de grão em alta temperatura (GBM; Guillopé e Poirier 1979; Urai et al. 1986; Stipp et al. 2002), são caracterizados pelos contatos lobados entre quartzo e feldspato (Passchier & Trouw, 2005); além de migração de borda lenta (*bulging*) na forma de *bulges* localizados em grãos de quartzo e feldspato e contatos serrilhados entre os porfiroclastos de microclina e plagioclásio e a matriz.

Esses processos são característicos de deformação em altas temperaturas, porém também depende da taxa de deformação e da pressão de fluidos na rocha, existindo uma competição contínua entre os processos que geram distorções na rede cristalina e os processos que reduzem a densidade de discordâncias, como recrystalização e recuperação (Passchier & Trouw, 2005).

Além de mecanismos associados à deformação plástica intracristalina, foi também reconhecido uma trama associada a recrystalização estática, evidenciada por uma textura

granoblástica poligonal, formando junções tríplices em 120° em quartzo e feldspato, e contatos retos entre quartzo e biotita; onde a biotita inibe a crescimento de cristais de quartzo (Vernon, 2004; Passchier & Trouw, 2005). Essas estruturas se formam quando a deformação cessa em altas temperaturas, fazendo com que as fronteiras de grãos se ajustem para uma forma mais estável.

No afloramento DAVÇ4 (Viçosa), o biotita-gnaiss é composto por ribbons de quartzo formado a partir da migração de borda e recrystalização dinâmica, além de porfiroblastos de feldspato formando *augens* simétricos com a foliação. Essas feições indicam um processo de milonitização acima de 650° C (Passchier & Trouw, 2010). Em Furquim também é possível reconhecer a formação de *ribbons* de quartzo e porfiroclastos, mas não é possível reconhecer estruturas de *augens* em porfiroclastos.

4.1.2 Anfíbolito

Os anfíbolitos estudados neste trabalho, foram encontrados nos afloramentos em Furquim e Viçosa. Encontram-se concordantes ao bandamento gnáissico, indicando que essas rochas foram deformadas sob o mesmo evento. As principais microestruturas correspondem as mesmas encontradas no gnaiss, como extinção ondulante, subgrãos em quartzo, contatos poligonais em 120° e subgrãos, principalmente nos agregados de quartzo e feldspato. As vênulações de quartzo e feldspato encontradas em Furquim, apresentam quartzo com extinção ondulante com contatos irregulares, ela ocorre principalmente no contato desta rocha com a Zona de Cisalhamento. Como potencial canalizadora de fluidos, as zonas de cisalhamento podem influenciar na geração de fusão parcial (Vênulas quartzo-feldspáticas), uma vez que a presença de fluidos reduz a temperatura *solidus* da rocha, que induz a fusão parcial mesmo em baixas temperaturas (Cox *et al.*;2001; Vernon, 2004; Winter 2014). Ademais, a ocorrência de vênulas discordantes pode indicar diferentes fases de reativação dessas zonas de cisalhamento.

4.1.3 Diabásio

O diabásio no ponto situado em Viçosa ocorre discordante ao bandamento gnáissico, ele preserva estruturas ígneas primárias sem evidência de deformação. As bordas de granulação fina formam uma textura conhecida como zona de borda resfriada (“*chilled margin*”). A presença dessa estrutura em diques de diabásio reflete o resfriamento rápido do magma em contato direto com rochas encaixantes relativamente frias, resultando em uma granulação mais

fina nas margens do corpo intrusivo (Philpotts & Ague, 2009). À medida que a cristalização se inicia nas margens, forma-se uma zona precocemente solidificada que passa a controlar o regime de transferência de calor entre o interior do corpo magmático e o meio externo, uma vez que as rochas e magmas são condutores ineficientes de calor, isso permite que o centro da intrusão passe por um resfriamento mais lento, e consequentemente, desenvolve texturas mais complexas (Philpotts & Ague, 2009; Winter, 2014).

A coexistência de bordas resfriadas finas e núcleo com textura ofítica constitui, portanto, uma evidência textural robusta da evolução térmica do corpo intrusivo, registrando a transição de um regime de resfriamento rápido nas margens para um resfriamento progressivamente mais lento no interior da intrusão (Philpotts & Ague, 2009).

4.2 - METAMORFISMO

A partir da paragênese mineral encontrada nestas rochas, associado a dados de geocronologia disponíveis na literatura, é possível inferir três fases de metamorfismo afetando o complexo Mantiqueira. A primeira M1 foi descrita por Silva *et al.*, 2002 Brueckner *et al.*, 2000; Heilbron *et al.* 2001; Silva *et al.*, 2002, Fonseca, 2017 e Cutts *et al.* 2018; como tendo ocorrido por volta de $\sim 2,02$ a $1,9$ Ga, esse metamorfismo ocorreu em fácies anfibolito chegando a fácies granulito, segundo Cutts *et al.*, (2018) (op.Cit). Essa fase pode ser reconhecida em Furquim associada a geração da foliação e bandamento gnáissico, com base nas idades metamórficas encontradas por Fonseca, 2017 em gnaisses próximos a esse afloramento (~ 2.0 Ga). A inferência desta fácies, pode ser considerada também pela ocorrência de anfibolitos concordantes ao bandamento. Uma vez que essa é a rocha típica dessas fácies em rochas metamáficas (Eskolas, 1993; Winter, 2014).

A fase M2 ocorreu por volta de 550 Ma em fácies Anfibolito, pela paragênese bioita + quartzto + plagioclásio + microclina. Além do fato de corpos anfibolíticos também ocorrerem de forma concordante ao bandamento gnáissico nos afloramentos. A zona de cisalhamento em Viçosa, pode ter sido desenvolvida durante essa fase, o que indica que esse metamorfismo pode ter chegado a fácies Anfibolito alto a Granulito, pela ocorrência de Ortoclásio.

Posteriormente essas rochas foram atingidas por um retrometamorfismo em fácies xisto verde, evidenciadas pela cloritização da biotita, e as bordas de reação de epidoto ao redor de allanita, além da presença de uma fase secundária de epidoto associada a biotita. Essa fase foi descrita por Peres *et al.*, (2004) (M2), como associada a zonas de cisalhamento com uma intensa percolação de fluídos, isso é especialmente verdade no afloramento em Viçosa, onde os

feldspatos apresentam extensamente alterados por sericitização e saussuritização, associados a processos de hidratação (Winter 2014).

4.3 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO COMPLEXO MANTIQUEIRA

As rochas que compõe esse estudo são frutos de uma complexa história deformacional, com a sobreposição de diferentes eventos tectônicos (Silva *et al.*, 2002; Noce *et al.*, 2007 a,b; Heilbron *et al.*, 2010; Cutts *et al.*, 2018. Cutts *et al.*, 2020). As estruturas presentes, tanto as microestruturas quanto aquelas em escala de afloramento e regional, se desenvolveram ao longo de dois eventos principais, as orogêneses transamazônica e brasileira (Gomes, 2018; Endo *et al.*, 2020; Santos, 2025), além de um evento tardio relacionado a fragmentação do Supercontinente Gondwana. Segundo Silva *et al.* (2002), o embasamento, aqui representado pelo Complexo Mantiqueira, foi envolvido em intensidades diferentes na orogênese brasileira, que transpõe a fronteira arqueano/paleoproterozoico original na região (Noce *et al.*, 2007b)

Os protólitos do Complexo Mantiqueira se formaram pela fusão de crosta arqueana associada ao Cratón São Francisco, durante o Paleoproterozoico (Silva *et al.*, 2002; Noce *et al.*, 2007 a,b; Heilbron *et al.*, 2010; Fonseca, 2017, Cutts *et al.*, 2018. Cutts *et al.*, 2020).

O evento transamazônico é representado por um bandamento gnáissico associado a uma foliação gnáissica, ambas com baixo ângulo de mergulho para sul, vistos nos afloramentos de Furquim e Acaiaca, que se desenvolveram sob um campo de tensão NE-SW, condizente com aquele descrito por Endo *et al.*, (2020) para o Quadrilátero Ferrífero; além de um bandamento reliquiar que foi redobrado e do *boudin* de foliação presente em Ponte Nova. Elas podem ser associadas ao metamorfismo M1 de fácies anfibolito de acordo Brueckner *et al.*, (2000); Heilbron *et al.*, (2001); Silva *et al.*, (2002), Fonseca, (2017) e Cutts *et al.* (2018).

O evento brasileiro foi responsável pela dobra de crenulação e a foliação plano-axial visto em Ponte Nova, e a formação do bandamento e a foliação gnáissica em Viçosa. Esta fase pode estar associada a formação de uma foliação incipiente em Furquim, reconhecida em lâmina. A vergência da dobra em Ponte Nova para oeste e a direção N-S do bandamento e da foliação em Viçosa, indicam um vetor de encurtamento na direção E-W, associado ao Orógeno Araçuai. Essa deformação pode ser associada a fases F1 e F2 descrita por Santos, (2025) para a *Nappe* Mantiqueira; bem com as F2 e F3 de descritas por Peres *et al.*, (2004). A fase de metamorfismo M2 em fácies anfibolito alto a granulito, também está associada a orogenia brasileira.

A Zona de Cisalhamento em Furquim possui uma vergência contrária, marcada pelos indicadores cinemáticos, sendo associada, portanto, ao colapso gravitacional do Orógeno Araçuaí (fase F4 de Peres *et al.*, 2004; Alkimim *et al.*, 2007).

O diabásio está orientado na direção NE-SW, encontra-se indeformado e não apresenta nenhuma evidência de metamorfismo. Essas características estão de acordo com os corpos descritos na região (Grandim *et al.*, 2011, 2014) que associaram esses corpos intrusivos ao evento de fragmentação do Supercontinente Gondwana e tafrogênese do Atlântico Sul.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÃO

O Complexo Mantiqueira é fruto de uma extensa evolução policíclica, refletidas por suas microestruturas e relações petrográficas. Diante disso é possível chegar nas seguintes conclusões:

- Tanto o Biotita-Gnaiss quanto os anfibolitos, em todos os afloramentos, apresentam indícios de deformação dúctil por deformação plástica intracristalina, recristalização dinâmica e estática; além de processos de recuperação. As relações de concordância em campo, junto com a semelhança dos processos deformaes, indicam que essas rochas sofreram os mesmos processos deformaes.
- O diabásio representa uma fase tardia de intrusão, associada ao evento de abertura do oceano atlântico. Suas relações de borda e centro, mostram uma cristalização heterogênea e um controle no fluxo de calor, da borda para o centro.
- O evento Transamazônico é representado por fase de metamorfismo M1 que pode ser reconhecida no afloramento em Furquim, associado a um bandamento e a foliação gnáissica com baixo ângulo de mergulho para Sul, juntamente com o bandamento reliquiar e o *boudin* encontrado em Ponte Nova.
- O evento brasileiro está associado ao metamorfismo M2 em Fácies Anfibolito, podendo chegar a granulito em Viçosa; foi responsável pela geração de uma zona de cisalhamento em Viçosa, uma foliação incipiente no Gnaiss em Furquim. Posteriormente um retrometamorfismo em fácies xisto verde pode ser reconhecido pela ocorrência de fases geradas por hidratação de plagioclásio, biotita e hornblenda.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Pereira Cruz S.C., Whittington A. 2006. Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, 149: 43–64.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Atas, p. 363–391.
- Barbosa O. 1954. Evolution du geosinclinal Espinhaço. In: International Geological Congress, 19th Session, Comptes Rendus, section XIII, Algeria, p. 1–37.
- Brandalise L.A. 1991. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Folha Ponte Nova (SF.23-X-B-II), escala 1:100.000. Brasília, DNPM/CPRM, 194 p.
- Brueckner H., Cunningham W.D., Alkmim F.F., Marshak S. 2000. Tectonic implications of Precambrian Sm–Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research*, 99: 255–269.
- Bruno H. et al. 2020. Neoarchean and Rhyacian TTG–Sanukitoid suites in the southern São Francisco Palecontinent, Brazil: Evidence for diachronous change towards modern tectonics. *Geoscience Frontiers*, 11(5): 1763–1787.
- Bruno H. et al. 2021. Evidence for a complex accretionary history preceding the amalgamation of Columbia: The Rhyacian Minas–Bahia Orogen, southern São Francisco Palecontinent, Brazil. *Gondwana Research*, 92: 149–171.
- Chemale F., Dussin I.A., Alkmim F.F., Martins M.S., Queiroga G.N., Armstrong R., Santos M.N. 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. *Gondwana Research*, 22(1): 200–206.
- Cutts K.A., Lana C.C., Alkmim F.F., Peres G.G. 2018. Metamorphic imprints on units of the southern Araçuaí belt, SE Brazil: The history of superimposed Transamazonian and Brasiliano orogenesis. *Gondwana Research*, 58: 211–234.
- Cutts K.A. et al. 2020. Zircon U–Pb and Lu–Hf record from high-grade complexes within the Mantiqueira Complex: First evidence of juvenile crustal input at 2.4–2.2 Ga and implications for the Palaeoproterozoic evolution of the São Francisco Craton. *Precambrian Research*, 338: 105567.
- Duarte B.P., Heilbron M., Ragatky D., Valente S.C. 2005. Mantiqueira and Juiz de Fora Complexes: Reworked basement units within a Western Gondwana mobile belt in Brazil. In: Gondwana 12 Conference, Mendoza, Argentina, p. 142.
- Duarte B.P., Valente S.C., Campos Neto M.C. 2004. Petrogenesis of the orthogneisses of the Mantiqueira Complex, Central Ribeira Belt, SE Brazil: An Archean basement unit reworked during the Pan-African orogeny. *Gondwana Research*, 7: 437–450.

Dussin I.A., Dussin T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: Modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3: 19–26.

Ebert H. 1958. Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, Boletim 183, 48 p.

Endo I., Machado R., Galbiatti H.F., Rossi D.Q., Zapparoli A., Delgado C.E.R., Castro P.T.A., Oliveira M.M.F. 2020. Estratigrafia e evolução estrutural do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. In: Castro P.T.A., Endo I., Gandini A.L. (eds.), *Quadrilátero Ferrífero: Avanços do conhecimento nos últimos 50 anos*. Belo Horizonte, 3i Editora, p. 70–113.

Fonseca G.M.D. 2017. Petrogênese de rochas metaultramáficas do Quadrilátero Ferrífero e adjacências e geocronologia de terrenos associados. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 274 p.

Gomes G.A.S. 2018. O arcabouço estrutural e o papel da Falha Água Quente na estruturação da borda leste do Quadrilátero Ferrífero: Domínio Transicional da Faixa Araçuaí. Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

Gradim D.T. et al. 2014. Geologia e recursos minerais da folha Viçosa, estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, CPRM, 71 p.

Hasui Y., Oliveira M.A.F. 1984. A Província Mantiqueira: Setor Central. In: Almeida F.F.M., Hasui Y. (eds.), *O Precambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 203–234.

Heilbron M., Mohriak W., Valeriano C.M., Milani E., Almeida J.C.H., Tupinambá M. 2000. From collision to extension: The roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Talwani M., Mohriak W. (eds.), *Atlantic rifts and continental margins*. AGU Geophysical Monograph 115, p. 1–32.

Heilbron M., Machado N., Duarte B.P. 2001. Evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian Orogen in SE Brazil: A view from the Neoproterozoic Ribeira Belt. In: GAC–MAC Joint Annual Meeting, Abstracts, St. Johns, Canada, 26: 61.

Heilbron M., Duarte B.P., Valeriano C.M., Simonetti A., Machado N., Nogueira J.R. 2010. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira Belt (Neoproterozoic), SE Brazil, based on U–Pb geochronology: Implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco–Congo paleocontinent. *Precambrian Research*, 178: 136–148.

Kuchenbecker M., Pedrosa-Soares A.C., Babinski M., Fanning M. 2015. Detrital zircon age patterns and provenance assessment for pre-glacial to post-glacial successions of the Neoproterozoic Macaúbas Group, Araçuaí orogen, Brazil. *Precambrian Research*, 266: 12–26.

Kuribara Y. et al. 2019. Eoarchean to Neoproterozoic crustal evolution of the Mantiqueira and Juiz de Fora complexes, SE Brazil: Petrology, geochemistry, zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopes. *Precambrian Research*, 323: 82–101.

- Machado Filho L., Ribeiro M., Gonzalez S.R., Schenini C.A., Santos Neto A., Palmeira R.C., Pires J.L., Teixeira W., Castro H.E.F. 1983. Geologia das folhas Rio de Janeiro (SF 23/24), escala 1:1.000.000, mapa e texto explicativo. Rio de Janeiro, MME, 780 p. (Projeto RADAM Brasil).
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Piuzana D. 2007. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí Orogen, based on U–Pb SHRIMP data: Implications for Brazil–Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, 159: 60–78.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Alkmim F.F. 2007. O embasamento Arqueano e Paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos*, 15(1): 17–23.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. 2005. *Microtectonics*. Berlin, Springer, 366 p.
- Pedrosa-Soares A.C., Vidal P., Leonardos O.H., Brito Neves B.B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Evolution of the Araçuaí–West Congo orogen. *Geology*, 26: 519–522.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P. 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110: 307–323.
- Peres G.G. 2000. O Grupo Dom Silvério na região leste de Minas Gerais: Arcabouço estrutural e evolução tectônica. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 125 p.
- Peres G.G., Alkmim F.F., Evangelista H.J. 2004. The southern Araçuaí belt and the Dom Silvério Group: Geologic architecture and tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 76(4): 771–790.
- Pflug R. 1968. Observações sobre a Estratigrafia da Série Minas na Região de Diamantina. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 142, 20 p.
- Teixeira W. 1996. The Mantiqueira metamorphic complex, Eastern Minas Gerais State: Preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68: 223–246.
- Teixeira W., Figueiredo M.C.H. 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco region, Brazil: A review. *Precambrian Research*, 53: 1–22.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J.S.F., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomas Filho A., Campos D.A. (eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 101–137.
- Teixeira W., Ávila C.A., Dussin I.A., Vasques F.S.G., Hollanda M.H.M. 2012. Geocronologia U–Pb (LA–ICP–MS) em zircão detrítico de rochas metassedimentares paleoproterozoicas da parte sul do Cráton do São Francisco: Proveniência, delimitação temporal e implicações tectônicas. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 12; Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 16, Anais, Nova Friburgo.

Teixeira W., Ávila C.A., Dussin I.A., Corrêa Neto A.V., Bongiolo E.M., Santos J.O., Barbosa N.S. 2015. A juvenile accretion episode (2.35–2.32 Ga) in the Mineiro Belt and its role in the Minas accretionary orogeny: Zircon U–Pb–Hf and geochemical evidence. *Precambrian Research*, 256: 148–169.

Teixeira W., Oliveira E.P., Peng P., Dantas E.L., Hollanda M.H.B.M. 2017. U–Pb geochronology of the 2.0 Ga Itapequerica graphite-rich supracrustal succession in the São Francisco Craton: Tectonic matches with the North China Craton and paleogeographic inferences. *Precambrian Research*, 293: 91–111.

Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 191–203.
Winter J.D. 2014. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. 2nd ed. New York, Prentice Hall, 702 p.