UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

Instituto de Geografia, Geociências e Saúde Coletiva – IGESC

Curso de Graduação em Geologia

***Campus* Monte Carmelo**

NICHOLAS CAMARGO AMADEU

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA ZONA DE CISALHAMENTO DOURADINHO NA REGIÃO ENTRE COROMANDEL/MG E ABADIA DOS DOURADOS/MG

Monte Carmelo/MG

2026

NICHOLAS CAMARGO AMADEU

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA ZONA DE CISALHAMENTO DOURADINHO NA REGIÃO ENTRE COROMANDEL/MG E ABADIA DOS DOURADOS/MG

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia, Geociências e Saúde Coletiva – IGESC da Universidade Federal de Uberlândia como requisito parcial para obtenção do título de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Filipe Goulart Lima

Coorientador: Prof. Dr. Marco Antonio Delinardo da Silva

Monte Carmelo/MG

2026

NICHOLAS CAMARGO AMADEU

CARACTERIZAÇÃO ESTRUTURAL DA ZONA DE CISALHAMENTO DOURADINHO NA REGIÃO ENTRE COROMANDEL/MG E ABADIA DOS DOURADOS/MG

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia do Instituto de Geografia, Geociências e Saúde Coletiva – IGESC da Universidade Federal de Uberlândia como requisito parcial para obtenção do título de bacharel em Geologia.

Monte Carmelo, ___ de _____ de 2026.

Banca Examinadora:

_____

Prof. Dr. Filipe Goulart Lima – (Orientador)

Universidade Federal de Uberlândia

_____

Prof. Dr. Marco Antonio Delinardo da Silva – (Coorientador)

Universidade Federal de Uberlândia

_____

Prof. Dr. Otávio Augusto Ruiz Paccola Vieira

Universidade Federal de Uberlândia

_____

Prof. Dr. Fabiano Mota da Silva

Universidade Federal de Uberlândia

AGRADECIMENTOS

Ao finalizar este Trabalho de Conclusão de Curso, é impossível não lembrar de tudo o que vivi para chegar até aqui. Não foi um caminho fácil, mas foi uma jornada de muito aprendizado, crescimento e amadurecimento, tanto pessoal quanto profissional. Foi uma fase muito importante da minha vida, e sou profundamente grato pela decisão de ter saído de Santo André (SP) para cursar Geologia em Monte Carmelo (MG).

Agradeço, em primeiro lugar, à minha mãe, Dona Kátia, que tornou tudo isso possível. Agradeço por todos os sacrifícios, pelo apoio incondicional, pelos ensinamentos e por sempre acreditar em mim. Você me proporcionou oportunidades que mudaram a minha vida e sempre esteve ao meu lado nos momentos mais importantes.

À minha namorada, Ágatha, por estar ao meu lado desde o primeiro período da graduação. Agradeço pela paciência, pelos conselhos, pelo apoio nos momentos difíceis e por sempre me incentivar a seguir em frente. Sua presença foi fundamental ao longo dessa caminhada e tornou essa experiência ainda mais especial. Sou muito grato por ter compartilhado com você tantos momentos importantes desta trajetória.

À minha família, que sempre me apoiou e acreditou em mim, mesmo à distância. Agradeço ao meu pai, ao meu padrasto, aos meus irmãos de sangue e de consideração, especialmente ao Carlinhos, que, mesmo sem conhecer a área da Geologia, sempre demonstrou interesse e curiosidade em compreender os mapas e trabalhos que desenvolvi ao longo da graduação. Agradeço também à minha avó Sonia e aos meus tios e tias: Willian, Vanessa, Nayara, Cida, Tusquinha e Juba. Mesmo sem entenderem muito sobre a área, nunca deixaram de me incentivar.

Ao meu melhor amigo, Caio, que considero um irmão que a vida me proporcionou. Agradeço pela amizade, pelo apoio constante e por estar presente nos diferentes momentos desta caminhada, mesmo com a distância. Agradeço também aos meus amigos de São Paulo, Masashi, Gustavo, Thaís, Conti e Diego, por toda a torcida, incentivo e confiança ao longo dessa trajetória.

Aos amigos que a Universidade Federal de Uberlândia me proporcionou conhecer e que contribuíram para tornar a experiência da graduação ainda mais significativa: Lucas, Luiz, Vitinho, Cheppas, Dalua, Tuts, Leleo, Ygão, Dyeguinho, Fernandinho, Antônio, Toddy e todos os demais colegas da turma e da universidade. Agradeço pela convivência, pelas amizades

construídas, pelos momentos de descontração, pelas discussões acadêmicas e pelos aprendizados compartilhados ao longo desses quase quatro anos.

Ao meu orientador, Filipe, expresso meu especial agradecimento pela orientação, confiança, disponibilidade e pelos ensinamentos ao longo de toda a graduação e no desenvolvimento deste trabalho. Sua contribuição foi fundamental para a construção e o amadurecimento desta pesquisa, bem como para minha formação acadêmica e profissional.

Ao meu coorientador, Marco, agradeço pela contribuição e pelos ensinamentos durante o desenvolvimento deste trabalho. Aos professores Fabiano e Otávio, membros da banca examinadora, agradeço pelas contribuições, sugestões e considerações que contribuíram para o aprimoramento deste trabalho e para minha formação acadêmica. Estendo meus agradecimentos aos professores Josi, Suzana, Thaís, Alan, Félix, Feijão, Liliane e Emerson, bem como ao Doutor Mestre Caio técnico. Todos deixaram contribuições importantes na minha trajetória.

Aos funcionários da Universidade Federal de Uberlândia, agradeço pelo apoio, profissionalismo e convivência ao longo desses anos. Registro também meu agradecimento aos motoristas de campo Thiagão, Daniel, Fernandinho e Wesley, que foram grandes parceiros durante as atividades realizadas ao longo da graduação.

RESUMO

Este Trabalho de Conclusão de Curso teve como objetivo caracterizar a Zona de Cisalhamento Douradinho, uma zona de deformação regional de direção preferencial NW–SE, localizada entre os municípios de Coromandel e Abadia dos Dourados (MG). A estrutura afeta rochas do Complexo Monte Carmelo, Complexo Abadia dos Dourados e Grupo Araxá, constituindo uma feição estrutural de relevância para o contexto da porção meridional da Faixa Brasília. Para sua investigação, foi empregada uma abordagem multiescalar baseada na integração de dados morfoestruturais, aerogeofísicos, geológicos de campo, microestruturais e de modelagem geológica tridimensional. A análise de Modelos Digitais de Elevação (MDE), associada à interpretação de dados gamaespectrométricos e magnetométricos, permitiu identificar forte controle estrutural NW–SE sobre o relevo e a rede de drenagem, evidenciado por segmentos retilíneos e anomalias de deflexão fluvial. Os produtos geofísicos revelaram contrastes radiométricos e magnéticos associados às diferentes unidades geológicas, indicando que os corpos graníticos atuaram como domínios relativamente mais competentes durante a deformação regional, promovendo a partição da deformação ao longo de suas margens. A modelagem geológica tridimensional evidenciou a continuidade espacial dessas estruturas em profundidade e permitiu correlacionar os domínios geofísicos com as observações de superfície. As análises petrográficas e microestruturais identificaram feições de deformação intracristalina e de recristalização dinâmica em quartzo, associadas ao comportamento predominantemente rúptil dos feldspatos, indicando deformação sob condições metamórficas de baixo grau na fácies xisto verde. Além disso, a associação mineral observada sugere a atuação de fluidos durante a evolução deformacional da zona de cisalhamento. Embora não tenham sido identificados indicadores cinemáticos diagnósticos que permitissem determinar de forma inequívoca o sentido de movimentação da estrutura, a integração dos diferentes conjuntos de dados possibilitou caracterizar a distribuição espacial da deformação e o papel exercido pela Zona de Cisalhamento Douradinho no arranjo litoestrutural das unidades geológicas locais. Os resultados obtidos contribuem para o entendimento da evolução estrutural da porção meridional da Faixa Brasília e fornecem subsídios para futuras investigações tectônicas e geofísicas na região.

Palavras-chave: Zona de cisalhamento; Geologia estrutural; Modelagem Geológica Tridimensional; Aerogeofísica; Faixa Brasília.

ABSTRACT

This Bachelor's Thesis aimed to characterize the Douradinho Shear Zone, a regional deformation zone with a preferential NW–SE trend, located between the municipalities of Coromandel and Abadia dos Dourados, Minas Gerais, Brazil. The structure affects rocks of the Monte Carmelo Complex, Abadia dos Dourados Complex, and Araxá Group, constituting a structurally significant feature within the southern portion of the Brasília Belt. A multiscale approach was employed based on the integration of morphostructural, airborne geophysical, field geological, microstructural, and three-dimensional geological modeling data. The analysis of Digital Elevation Models (DEM), combined with the interpretation of gamma-ray spectrometric and magnetic data, revealed a strong NW–SE structural control over the relief and drainage network, evidenced by rectilinear channel segments and fluvial deflection anomalies. Geophysical products revealed radiometric and magnetic contrasts associated with the different geological units, indicating that the granitic bodies acted as relatively more competent domains during regional deformation, promoting strain partitioning along their margins. Three-dimensional geological modeling demonstrated the spatial continuity of these structures at depth and enabled the correlation between geophysical domains and surface observations. Petrographic and microstructural analyses identified intracrystalline deformation features and dynamic recrystallization in quartz, associated with the predominantly brittle behavior of feldspars, indicating deformation under low-grade greenschist facies metamorphic conditions. Furthermore, the observed mineral assemblage suggests that the structure acted as a conduit for the circulation of fluids. Although no diagnostic kinematic indicators were identified to unequivocally determine the sense of movement of the structure, the integration of the different datasets allowed the characterization of the spatial distribution of deformation and the role played by the Douradinho Shear Zone in the lithostructural arrangement of the local geological units. The results contribute to the understanding of the structural evolution of the southern portion of the Brasília Belt and provide a basis for future tectonic and geophysical investigations in the region.

Keywords: Shear zone; Structural geology; 3D Geological Modeling; Aerogeophysics; Brasília Belt.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo 19
Figura 2 - Contexto geotectônico da Província Estrutural Tocantins, com o polígono azul representando a área de estudo 27
Figura 3 – Unidades tectônicas da Faixa Brasília, o polígono azul indica a localização da área de estudo. 28
Figura 4 - Modelo Digital de Elevação (MDE) integrado a relevo sombreado multidirecional e classes hipsométricas da área de estudo, evidenciando compartimentação altimétrica e lineamentos morfoestruturais de direção preferencial NW–SE 35
Figura 5 - Mapa de lineamentos morfoestruturais da área de estudo, evidenciando o padrão estrutural dominante e a inflexão das estruturas ao redor do corpo granítico intrusivo. O diagrama de roseta apresenta a distribuição direcional dos lineamentos mapeados, destacando a orientação preferencial para NW. 37
Figura 6 - Rede de drenagem sobreposta ao relevo sombreado da área de estudo, destacando canais retilíneos de direção NW–SE e anomalias do tipo cotovelo associadas ao controle estrutural. O diagrama de roseta apresenta a distribuição direcional dos lineamentos de drenagem gerados pelo QGIS, destacando a orientação preferencial para NW. 39
Figura 7 - Mapa ternário K–eTh–eU (CMY) integrado ao relevo sombreado, evidenciando contrastes radiométricos entre corpos graníticos e unidades encaixantes, além de corredor de baixa resposta radiométrica orientado segundo NW–SE. 42
Figura 8 - Mapa interpretado dos domínios radiométricos da área de estudo, destacando os setores graníticos (Dr1 e Dr2), o corredor de baixa resposta radiométrica (Dr3), as áreas de cobertura superficial enriquecidas em tório (Dr4) e os domínios enriquecidos em potássio (Dr5), associados às unidades xistosas. 43
Figura 9 - Mapa da Inclinação do Sinal Analítico (ISA), evidenciando a geometria das principais fontes magnéticas da área de estudo. 46
Figura 10 - Mapa interpretado do produto ISA, destacando lineamentos magnéticos, delimitação da anomalia A1 e distribuição das medidas preliminares de foliação (Sn)..... 48
Figura 11 - Mapa da Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT), destacando contrastes magnéticos e bordas de corpos geológicos da área de estudo. 50

Figura 12 - Mapa Interpretado do AGHT, destacando os domínios de baixo gradiente no núcleo do corpo granítico (An1) e as anomalias de alto gradiente marcando as bordas e contatos litoestruturais (An2).....52
Figura 13 - Campo Magnético Anômalo reduzido ao polo, com a distribuição dos 16 perfis (A–P) utilizados na modelagem geofísica tridimensional. 55
Figura 14 - Modelo geofísico bidimensional gerado por inversão dos dados magnetométricos ao longo do perfil A–A', utilizando o software ZondGM2D: (A) detalhe dos primeiros 2.200 m; (B) seção completa até o limite máximo adotado.....57
Figura 15 - Distribuição espacial dos 16 perfis invertidos importados no *Leapfrog Geo,* compondo a nuvem tridimensional de pontos utilizada na modelagem volumétrica.....59
Figura 16 - Diferentes perspectivas do modelo volumétrico tridimensional obtido no Leapfrog Geo: (A) vista geral; (B) detalhe raso a intermediário; (C) vista lateral; (D) domínios negativos; (E) domínios positivos.....60
Figura 17 - Modelo volumétrico tridimensional de contrastes magnéticos relativos e interpretação estrutural integrada da área de estudo. (A) Vista oblíqua principal do modelo 3D, destacando as susceptibilidades magnéticas positivas e negativas e os principais contatos estruturais interpretados. (B) Sobreposição do modelo com rede de drenagem e cotovelos de drenagem. (C) Integração entre o modelo, lineamentos estruturais e corpos granitoides interpretados. 61
Figura 18 - Mapa de síntese interpretativa da área de estudo, integrando relevo sombreado, drenagem, lineamentos estruturais, domínios radiométricos e compartimentação proposta para a Zona de Cisalhamento Douradinho. 64
Figura 19 - (A) Afloramento representativo do muscovita-biotita xisto evidenciando a foliação penetrativa e a anisotropia planar da unidade. (B) Amostra de mão de muscovita-biotita xisto, destacando a orientação preferencial dos minerais micáceos.....67
Figura 20 - Amostra de mão de anfibolito, evidenciando coloração escura, granulação fina a média e cristais milimétricos de granada destacados na rocha.....68
Figura 21 - Afloramento em corte de estrada, evidenciando coloração amarelada a ocre em superfície alterada e a foliação bem desenvolvida do sericita xisto. 69
Figura 22 - (A) e (B) Afloramentos representativos da unidade exibindo bandamento composicional bem desenvolvido (C), (D) e (E) Amostras de mão evidenciando a alternância entre bandas quartzosas claras e bandas ferruginosas escuras, responsáveis pelo aspecto bandado característico da litologia. 70

Figura 23 - (A), (B) e (C) Amostras de mão evidenciando coloração esbranquiçada, textura granoblástica e fraturas preenchidas por material escuro ao longo das descontinuidades da rocha. 70
Figura 24 - Afloramento de filito evidenciando coloração acinzentada a levemente rosada, granulação muito fina, clivagem bem desenvolvida e superfícies foliadas com aspecto sedoso. 71
Figura 25 - (A) Afloramento granítico exibindo anisotropia. (B) Detalhe da foliação marcada pela orientação preferencial dos minerais micáceos. (C) Bloco granítico aflorante em campo. (D) Amostra de mão evidenciando a anisotropia definida pela orientação dos minerais micáceos. 73
Figura 26 –Xistosidade (Sn) desenvolvida em rochas metassedimentares (xistos e filitos), marcada pela orientação preferencial de minerais micáceos. 75
Figura 27 - Estereograma do contorno dos polos da foliação principal Sn da área de estudo, obtidas durante as campanhas de campo e dados provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II, evidenciando concentração principal compatível com foliação de direção preferencial NW–SE (248/50), e mergulhos predominantemente moderados a altos. 76
Figura 28 – (A e B) Clivagem de crenulação (Sn+1) desenvolvida sobre a foliação principal Sn em afloramento de muscovita-biotita xisto 77
Figura 29 - Estereograma de contorno dos polos da clivagem de crenulação Sn+1 (n = 36), integrando medidas obtidas nas campanhas de campo e dados provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II, com atitudes preferenciais calculadas em 250/56 e 257/38. 78
Figura 30 - Estereograma de contorno dos polos da clivagem de crenulação Sn+1, com sobreposição das medidas do afloramento específico do muscovita-biotita xisto: polos de Sn+1 (n = 6), polos medidas mapeamento Sn+1 (n=30) polos da superfície envoltória (n = 3) e lineação de crenulação Lc+1 (n = 3, atitude 155/15). 79
Figura 31 - Dobra em escala de afloramento promovendo o dobramento local da foliação principal Sn em muscovita-biotita xisto 80
Figura 32 - Estereograma de contorno dos polos dos flancos das dobras medidas em campo, com o eixo calculado pelo programa (EV3) e os eixos individuais medidos em campo. 81
Figura 33 - Lineação de estiramento (Le) observada na superfície da foliação milonítica em granitoide do Complexo Monte Carmelo. A estrutura é definida pelo alongamento preferencial dos porfiroclastos de feldspato. 82

Figura 34 – Estereograma das lineações de estiramento (Le) medidas durante o trabalho de campo. 83
Figura 35 - Afloramento de quartzito ferruginoso evidenciando duas famílias principais de fraturas aproximadamente ortogonais, responsáveis pela compartimentação da rocha em blocos. 84
Figura 36 - Diagrama de roseta das atitudes de fratura medidas no quartizito, evidenciando duas concentrações direcionais principais. 85
Figura 37 - Diagrama de inversão cinemática pelo método dos eixos PBT para as 71 fraturas da área de estudo, indicando regime normal (NF) com σ1 em 82/146 e σ3 em 08/326..... 86
Figura 38 - Diagrama de roseta das fraturas provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II, evidenciando a dispersão direcional das múltiplas famílias de fraturas regionais. 87
Figura 39 - Mapa de localização das amostras provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II selecionadas para análise microtectônica 89
Figura 40 - Vista geral da estrutura milonítica evidenciando a predominância da matriz de granulação fina, domínios quartzo-feldspáticos alongados e corredores micáceos que definem a foliação da rocha, observada sob luz paralela (A) e nicóis cruzados (B). 90
Figura 41 -Pseudomorfo de feldspato intensamente alterado exibindo fraturamento interno preenchido por epidoto e minerais micáceos ao longo das descontinuidades, observado sob luz paralela (A) e nicóis cruzados (B). 91
Figura 42 - Sombra de deformação desenvolvida nas extremidades de um porfiroclasto de feldspato alterado, evidenciando crescimento de quartzo em zonas de baixa pressão diferencial. 92
Figura 43 - Cristais de biotita orientados segundo a foliação milonítica, formando corredores micáceos paralelos à anisotropia principal da rocha, observados sob luz paralela (A) e nicóis cruzados (B)..... 93
Figura 44 - Agregado fibrorradiado de estilpnomelana exibindo hábito acicular em leque e associação textural com os corredores micáceos da foliação milonítica. 94
Figura 45 - Vista geral da microestrutura protomilonítica evidenciando a preservação parcial da textura do protólito, porfiroclastos quartzo-feldspáticos e matriz de granulação fina subordinada, observada sob luz paralela (A) e nicóis cruzados (B). 95

Figura 46 - Porfiroclasto de plagioclásio parcialmente preservado exibindo saussuritização e preservação local de feições ópticas primárias, observado sob luz paralela (E) e nicóis cruzados (F). 95
Figura 47 - Associação entre biotita (Bt), muscovita (Ms), quartzo (Qtz) e pseudomorfo de feldspato (Psd Fld), evidenciando a orientação preferencial dos filossilicatos segundo a foliação protomilonítica, observada sob nicóis cruzados 96
Figura 48 - Cristal de granada apresentando alto relevo e intenso fraturamento interno, observado sob luz paralela (C) e nicóis cruzados (D). 97

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AGHT	Amplitude do Gradiente Horizontal Total
BLG	*Bulging Recrystallization*
Bt	Biotita
CMA	Campo Magnético Anômalo
CMC	Complexo Monte Carmelo
CMY	*Cyan, Magenta e Yellow* (Ciano, Magenta e Amarelo) (Sistema de cores para composições ternárias geofísicas)
ENVI	*Environment for Visualizing Images*
Ep/Czo	Epidoto-clinozoisita
eTh	Tório Equivalente
eU	Urânio Equivalente
Grt	Granada
IGESC	Instituto de Geografia, Geociências e Saúde Coletiva
IGRF	*International Geomagnetic Reference Field*
ISA	Inclinação do Sinal Analítico
K%	Porcentagem de Potássio
LAPREA	Laboratório de Preparação de Amostras
Lc+1	Lineação de crenulação associada à foliação Sn+1
MDE	Modelo Digital de Elevação
Ms	Muscovita
NF	Normal Faulting (regime de falhamento normal)
PBT	P, B, T (eixos cinemáticos de pressão, tensão e nulo)
Pl	Plagioclásio
Psd Fld	Pseudomorfo de Feldspato
Qtz	Quartzo
RBF	*Radial Basis Function* (Funções Radiais de Base)
Ser	Sericita
SGR	*Subgrain Rotation* (Recristalização por Rotação de Subgrãos)
SIG	Sistema de Informação Geográfica
Sn	Foliação principal
Sn+1	Clivagem de crenulação

Stp	Estilpnomelana
UFU	Universidade Federal de Uberlândia
UTM	*Universal Transverse Mercator*

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO 17
1.1. Justificativa 18
1.2. Objetivos 19
1.3. Localização e Vias de Acesso 19
2. MATERIAIS E MÉTODOS 21
2.1. Atividades de Pré-Campo 21
2.1.1. Levantamento Bibliográfico 21
2.1.2. *Softwares*, Dados e Bases Cartográficas 21
2.1.3. Processamento e Integração dos Dados 22
2.2. Atividades de Campo 23
2.3. Atividades Pós-Campo 24
2.3.1. Análise Microestrutural e Petrográfica 24
2.3.2. Modelagem Geológica Tridimensional 25
2.3.3. Tratamento e Integração de Dados 25
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL 26
3.1. Faixa de Dobramentos Brasília 27
3.2. Grupo Araxá 30
3.3. Complexo Abadia dos Dourados 31
3.4. Complexo Monte Carmelo 32
4. RESULTADOS 34
4.1. Caracterização Morfoestrutural 34
4.1.1. Modelo Digital de Elevação (MDE) e *Hillshade* 34
4.1.2. Análise de Lineamentos 36
4.1.3. Análise dos Padrões de Drenagens 38
4.2. Caracterização Aerogeofísica 40
4.2.1. Assinatura Gamaespectrométrica (K%, eU, eTh e Mapa Ternário) 41
4.2.2. Interpretação Magnetométrica (ISA) 45
4.2.3. Interpretação Magnetométrica (AGHT) 49
4.3. Modelagem Geofísica 3D 53
4.3.1. Processamento e Inversão de Dados 53
4.3.2. Construção do Modelo Volumétrico no *Leapfrog Geo* 58

4.3.3. Interpretação Estrutural do Modelo 3D 60
4.4. Síntese Integrada dos Dados Indiretos 63
4.5. Geologia Local 66
4.5.1. Grupo Araxá 66
4.5.1.1. Muscovita-Biotita Xisto 66
4.5.1.2. Anfibolito 67
4.5.2. Complexo Abadia dos Dourados 68
4.5.2.1. Sericita Xisto 68
4.5.2.2. Quartzito Ferruginoso 69
4.5.2.3. Filito 71
4.5.3. Complexo Monte Carmelo 72
4.5.3.1. Granitoides 72
4.5.4. Cobertura 73
4.6. Geologia Estrutural 73
4.6.1. Deformação Dúctil 74
4.6.1.1. Dn 74
4.6.1.2. Dn+1 76
4.6.2. Deformação Ruptil 84
4.6.3. Relações Estruturais e Síntese Temporal 88
4.7. Análise Microestrutural e Petrográfica 89
4.7.1. Amostra CMC-02-02-53 90
4.7.2. Amostra CMC-03-07-54A 94
4.7.3. Considerações Sobre as Condições de Deformação 97
5. DISCUSSÃO 100
6. CONCLUSÃO 103
REFERÊNCIAS 105
APÊNDICES 110

1. INTRODUÇÃO

O estudo de zonas de cisalhamento constitui uma ferramenta fundamental para a compreensão da evolução tectônica da crosta terrestre, uma vez que essas estruturas acomodam grandes deslocamentos entre blocos crustais e condicionam a organização e o empilhamento dos terrenos geológicos. Conforme descrito por Ramsay (1980), zonas de cisalhamento em escala regional tendem a organizar-se em sistemas ou redes de deformação, caracterizando-se como domínios de intensa deformação dúctil que delimitam blocos crustais adjacentes menos deformados e representam zonas de fraqueza mecânica persistentes na crosta.

Além de sua importância estrutural, essas zonas desempenham papel relevante no transporte de massa e energia, atuando como condutos preferenciais para a circulação de fluidos durante episódios tectono-metamórficos. A percolação de fluidos ao longo dessas estruturas pode promover processos de dissolução, hidratação e recristalização mineral, resultando em modificações texturais, mineralógicas e geoquímicas nas rochas deformadas (RAMSAY, 1980).

A área de estudo insere-se na Faixa Brasília, um cinturão orogênico neoproterozoico desenvolvido durante a convergência continental associada à amalgamação do Gondwana Ocidental. Embora os modelos clássicos tenham subdividido a faixa em apenas dois segmentos, setentrional e meridional (FUCK *et al*., 1994; VALERIANO *et al*., 2004), trabalhos mais recentes propõem sua compartimentação em três setores litoestruturais: Setentrional, caracterizado por estruturas de direção geral NE; Central, marcado por estruturas de direção preferencial NW; e Meridional, representado pelo domínio das nappes Socorro–Guaxupé e Andrelândia as quais denotam um fluxo geral de direção E-W (FUCK *et al*., 2017). Segundo Uhlein *et al*. (2012) e Valeriano *et al*. (2004), o arcabouço da Faixa Brasília resulta de uma complexa colisão envolvendo o Cráton do São Francisco, a leste, o Cráton do Paranapanema e o Maciço de Goiás, a sudoeste, e o Cráton Amazônico, a noroeste. Esse contexto tectônico favoreceu o desenvolvimento de extensos sistemas de deformação dúctil, incluindo zonas de cisalhamento de escala regional.

O conhecimento geológico regional fundamenta-se, principalmente, no mapeamento da Folha Geológica Monte Carmelo (escala 1:100.000), elaborado por Pinho *et al.* (2017). Esse mapeamento reconhece a presença de uma expressiva zona de cisalhamento de direção preferencial NW–SE, que afeta diferentes unidades litológicas. Trabalhos mais recentes têm contribuído para o detalhamento litológico e petrográfico das unidades associadas a essa estrutura, destacando-se os estudos de Gonçalves (2023), Silva (2024) e Gomes (2024), além

de mapeamentos desenvolvidos no âmbito da disciplina de Mapeamento Geológico II do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia (UFU).

Apesar desses avanços, persiste uma lacuna relacionada à investigação dessa zona de cisalhamento, especialmente no que se refere à sua geometria e à cinemática, bem como a outros aspectos associados à deformação, que ainda não foram analisados de forma integrada. Dessa forma, tornou-se necessária uma abordagem específica voltada à caracterização dessa estrutura, visando contribuir para o entendimento da evolução tectônica regional.

1.1.Justificativa

A justificativa deste trabalho fundamenta-se na necessidade de aprofundar o entendimento sobre a evolução tectônica da região situada entre os municípios de Coromandel e Abadia dos Dourados (MG). Embora a existência da Zona de Cisalhamento Douradinho seja reconhecida em mapeamentos geológicos regionais, ainda não há estudos dedicados à sua caracterização estrutural de forma integrada, contemplando diferentes escalas de observação.

Os trabalhos previamente desenvolvidos na região concentraram-se, majoritariamente, na caracterização litológica, petrográfica e geocronológica das unidades geológicas da área de estudo, representadas pelo Complexo Monte Carmelo, Complexo Abadia dos Dourados e Grupo Araxá, em especial dos corpos graníticos associados ao Complexo Monte Carmelo. Entretanto, a zona de cisalhamento responsável por deformar essas unidades permanece pouco investigada quanto à sua geometria e cinemática, o que limita a compreensão da arquitetura crustal local e de sua inserção no contexto da Faixa Brasília Meridional.

Nesse contexto, a integração entre dados morfoestruturais, aerogeofísicos, observações de campo e análises petrográficas e microestruturais permitiu investigar a Zona de Cisalhamento Douradinho em diferentes escalas de observação, desde sua expressão regional até as feições registradas em escala microscópica. Essa abordagem integrada fornece uma base mais consistente para a caracterização da arquitetura estrutural, da distribuição da deformação e das condições metamórficas associadas ao desenvolvimento da estrutura.

Assim, o estudo proposto apresenta relevância científica ao contribuir para o entendimento dos processos de deformação dúctil associados à Faixa Brasília, além de fornecer uma base para futuras investigações sobre a evolução tectônica e estrutural da região.

1.2. Objetivos

O presente trabalho teve como objetivo principal caracterizar a Zona de Cisalhamento Douradinho, localizada entre os municípios de Coromandel (MG) e Abadia dos Dourados (MG), com ênfase em sua morfoestrutura, geometria e na variação da intensidade da deformação ao longo de seu domínio.

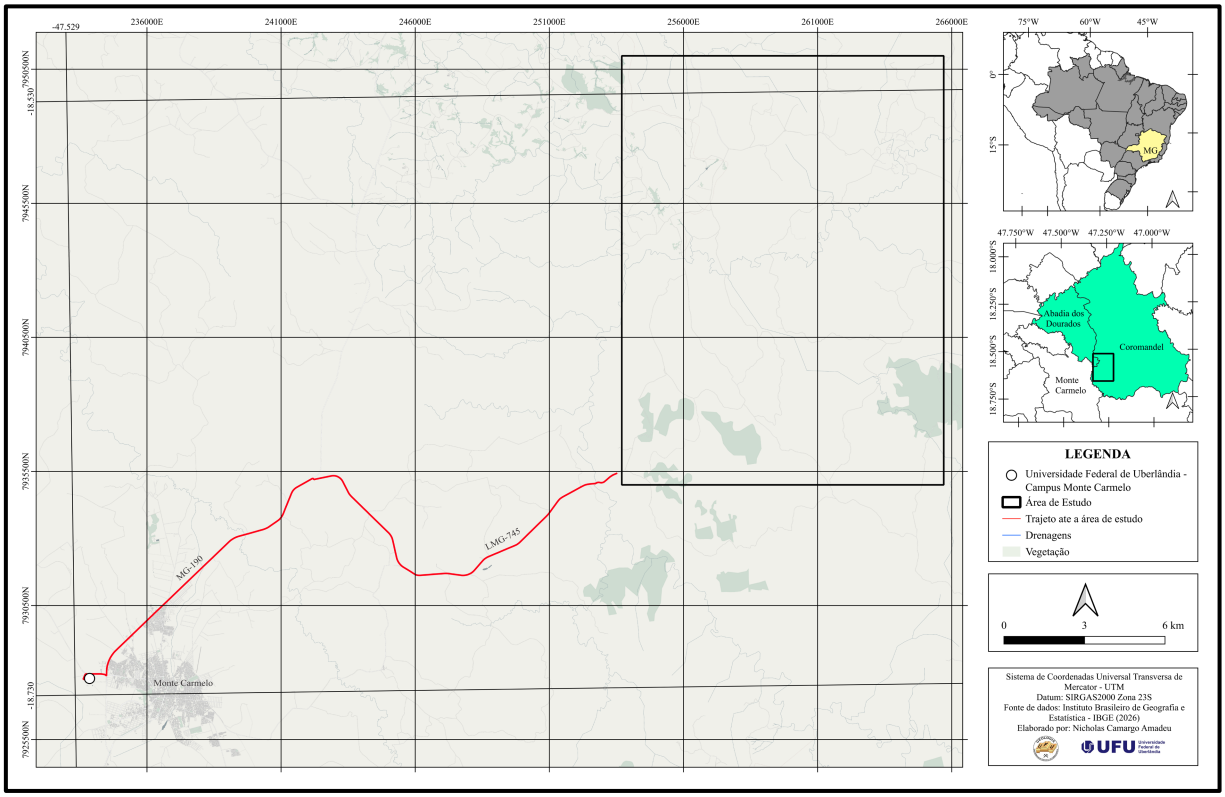
Pretendeu-se ainda investigar possíveis indicadores cinemáticos dessa estrutura e avaliar a distribuição espacial da deformação nas diferentes unidades geológicas afetadas.

Adicionalmente, buscou-se caracterizar as condições metamórficas associadas ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Douradinho.

1.3.Localização e Vias de Acesso

A área de estudo localiza-se no estado de Minas Gerais, entre os municípios de Coromandel e Abadia dos Dourados, inserida na região do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba. Situa-se a aproximadamente 28 km do município de Monte Carmelo, conforme ilustrado na figura 1.

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo



Fonte: Autoria própria (2026).

O acesso principal à área é realizado a partir da cidade de Monte Carmelo, seguindo-se pela rodovia MG-190 em direção ao município de Abadia dos Dourados por cerca de 8 km, até o entroncamento com a rodovia LMG-745. A partir desse ponto, percorre-se a LMG-745, em trecho não pavimentado, por aproximadamente 16 km, passando pelos povoados de Santa Rosa dos Dourados e Brejão, até alcançar a área de estudo.

No interior da área, o deslocamento entre os diferentes pontos de interesse e afloramentos foi realizado por meio de estradas vicinais e vias secundárias, amplamente utilizadas para acesso às propriedades rurais locais.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

A execução deste trabalho foi estruturada a partir de um fluxo metodológico organizado em três etapas principais: atividades pré-campo, atividades de campo e atividades pós-campo.

2.1. Atividades de Pré-Campo

2.1.1. Levantamento Bibliográfico

A etapa de pré-campo teve início com um levantamento bibliográfico, com o objetivo de estabelecer o contexto geológico regional da área de estudo e reunir informações prévias sobre as unidades litológicas e as estruturas já reconhecidas na região. Como base geológica principal, foi utilizada a Folha Geológica Monte Carmelo, em escala 1:100.000 (PINHO *et al*., 2017), a partir da qual foram identificadas as principais unidades geológicas potencialmente afetadas pela zona de cisalhamento em estudo.

Nesse contexto, destacam-se o Complexo Monte Carmelo, o Complexo Abadia dos Dourados e o Grupo Araxá, bem como as descrições dos litotipos associados a essas unidades. Adicionalmente, foram consultados trabalhos acadêmicos, dissertações, teses e artigos científicos que abordam a evolução tectônica da Faixa Brasília e estudos locais envolvendo unidades granitoides e metassedimentares da região, com ênfase em aspectos estruturais, petrográficos e geodinâmicos.

Ainda nesta etapa, procedeu-se à compilação dos dados de mapeamento geológico. Para isso, utilizou-se uma base de dados brutos proveniente da disciplina de Mapeamento Geológico II do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia (UFU). Essa base é constituída por pontos de controle geológico que indicam as litologias observadas em campo, com suas respectivas coordenadas, descrições litológicas e estruturais das rochas. Esses dados foram organizados e processados em ambiente SIG. A plotagem desses pontos, integrada às informações da bibliografia consultada, permitiu analisar a distribuição espacial das rochas, traçar os contatos litológicos e delimitar as unidades e as áreas de cobertura, gerando, assim, a base geológica unificada preliminar deste trabalho.

2.1.2. *Softwares*, Dados e Bases Cartográficas

A elaboração da base cartográfica e a análise espacial dos dados foram realizadas em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (SIG), utilizando o *software* QGIS Desktop versão 3.40.8. Os dados espaciais utilizados no trabalho foram padronizados no sistema de coordenadas SIRGAS 2000, projeção UTM, zona 23S.

Para a análise morfoestrutural, foram utilizados dados altimétricos derivados do sensor ALOS PALSAR provenientes da plataforma *EarthExplorer*, disponibilizada pelo *United States Geological Survey* (USGS), as quais se destacam por sua alta resolução espacial de 12,5 metros. Essa resolução confere um elevado nível de detalhamento topográfico e maior precisão para a extração de feições tectônicas, sendo utilizadas como base *raster* para a geração do Modelo Digital de Elevação (MDE), a partir do qual foram derivados produtos de relevo sombreado *(hillshade)*. Imagens de satélite do *Google Satellite* foram empregadas como suporte visual para a identificação da rede de drenagem e para a extração preliminar de lineamentos estruturais.

O *software* ENVI foi utilizado como ferramenta complementar no processamento e na visualização de dados de sensoriamento remoto, possibilitando o realce de padrões morfoestruturais e a análise da geometria relativa das feições associadas às diferentes unidades geológicas mapeadas. Para o processamento e a interpretação dos dados aerogeofísicos, foi empregado o *software Oasis Montaj* (*Geosoft*), amplamente utilizado em estudos magnetométricos e gamaespectrométricos, permitindo a geração de produtos derivados e a integração com as informações geológicas e morfoestruturais. Complementarmente, o *software ZondGM2D* foi utilizado para a modelagem e inversão magnética bidimensional dos perfis seriados.

2.1.3. Processamento e Integração dos Dados

A análise integrada dos produtos cartográficos incluiu a extração da rede de drenagem e dos lineamentos estruturais. Para isso, utilizaram-se imagens de satélite e modelos de relevo sombreado gerados a partir da aplicação de filtros direcionais (*hillshade*). Esses elementos foram analisados quanto à sua orientação preferencial, distribuição espacial e relação com as principais unidades geológicas previamente mapeadas na região.

De forma complementar, utilizaram-se dados aerogeofísicos de magnetometria e gamaespectrometria provenientes do Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais (Área 7 – Patos de Minas–Araxá–Divinópolis), executado pela empresa LASA (2006) para a CODEMIG/CPRM. O processamento desses dados teve como objetivo auxiliar na caracterização de feições estruturais em subsuperfície e no reconhecimento de contrastes físicos associados às diferentes unidades geológicas.

Os dados de gamaespectrometria, que compreendem os canais de potássio (K%), urânio equivalente (eU) e tório equivalente (eTh), serviram como ferramenta auxiliar na diferenciação geoquímica superficial entre os corpos granitoides e as unidades metassedimentares (como

xistos e quartzitos). Com base nesses canais elaborou-se uma composição ternária no sistema CMY para realçar as variações composicionais, destacar possíveis corredores estruturais associados à zona de cisalhamento e auxiliar na definição de sua geometria preliminar.

Os dados magnetométricos foram analisados por meio dos produtos derivados da Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) e da Inclinação do Sinal Analítico (ISA). Esses produtos foram utilizados para realçar contrastes magnéticos, identificar descontinuidades estruturais e auxiliar no mapeamento da geometria relativa de corpos magnéticos em subsuperfície, fornecendo subsídios para a interpretação estrutural integrada da área de estudo.

2.2. Atividades de Campo

A etapa de campo teve como objetivo validar as interpretações geológicas, morfoestruturais e geofísicas realizadas durante a fase de pré-campo, bem como caracterizar os principais litotipos e elementos estruturais presentes na área de estudo. A seleção dos locais visitados baseou-se na integração dos produtos gerados na etapa de gabinete, incluindo o mapa morfoestrutural, os produtos aerogeofísicos e o modelo tridimensional elaborado no *software Leapfrog Geo.*

A campanha de campo foi realizada em duas etapas, nos dias 16 de maio e 05 de junho de 2025, totalizando a descrição de 24 afloramentos distribuídos pela área de estudo. Em cada ponto foram registradas informações litológicas, estruturais e geomorfológicas, além da obtenção de coordenadas geográficas e documentação fotográfica. Também foram coletadas 13 amostras representativas das principais litologias aflorantes, destinadas à caracterização macroscópica das litologias aflorantes.

Os levantamentos estruturais incluíram a medição de elementos planares e lineares por meio de bússola geológica. Foram obtidas medidas da foliação principal da área (Sn), superfícies atribuídas a eventos deformacionais posteriores (Sn+1), clivagens de crenulação em rochas metassedimentares, lineações minerais, eixos de dobras e fraturas. Adicionalmente, foram registradas informações relacionadas à intensidade deformacional observada nos afloramentos e à qualidade das exposições rochosas.

Os dados coletados permitiram caracterizar os principais padrões estruturais presentes na área, fornecendo subsídios para a interpretação da geometria da deformação e de sua distribuição espacial. As medidas estruturais obtidas constituíram a base para as análises estereográficas e para as interpretações estruturais apresentadas nos capítulos subsequentes.

Durante os trabalhos de campo também foi realizada a busca por indicadores cinemáticos macroscópicos capazes de auxiliar na determinação do sentido de movimentação da zona de cisalhamento, tais como estruturas S-C, porfiroclastos assimétricos e outras feições diagnósticas de deformação. Entretanto, não foram observadas estruturas que permitissem determinar de forma confiável a cinemática da deformação em escala de afloramento. A ausência desses indicadores não inviabilizou a caracterização da cinemática da área, uma vez que a interpretação desenvolvida se fundamentou na análise integrada das relações geométricas entre foliações, lineações, dobras, fraturas e demais elementos estruturais observados em campo. Dessa forma, os resultados obtidos permitiram caracterizar os principais domínios deformacionais da área de estudo e forneceram suporte às interpretações geológicas apresentadas neste trabalho.

2.3.Atividades Pós-Campo

A etapa final consistiu na síntese integrada dos dados coletados, visando à consolidação dos resultados e à proposição de interpretações sobre a evolução estrutural da área de estudo. O objetivo dessa fase foi unificar as diferentes escalas de observação, transformando os dados brutos em informações interpretativas.

2.3.1. Análise Microestrutural e Petrográfica

A análise microestrutural teve como propósito investigar as condições físico-químicas e os mecanismos associados à deformação em escala microscópica. Para tanto, foram selecionadas duas amostras (codificadas como CMC-02-02-53 e CMC-03-07-54A), representativas de rochas graníticas do Complexo Monte Carmelo. Tais amostras pertencem ao acervo previamente coletado e catalogado no âmbito da disciplina de Mapeamento Geológico II do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia. A etapa de preparação física das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras (LAPREA) da UFU, campus Monte Carmelo.

O procedimento consistiu no corte das rochas utilizando-se uma cortadora para blocos refratários da TECLAGO (modelo CBR100) para a obtenção de blocos menores, os quais foram em seguida submetidos a processos de desbaste e nivelamento por meio de lixadeira e politriz (modelo Fortel PLFDV). Após essa etapa de preparação primária, os blocos nivelados foram encaminhados a empresa GeoLab para a confecção das duas lâminas polidas.

Ressalta-se que, por se tratarem de amostras do acervo não orientadas, o corte dos blocos não pôde ser balizado pelas seções principais do elipsoide de deformação. Consequentemente, a análise microestrutural nestas lâminas não determinou o sentido de cisalhamento. O estudo sob microscópio petrográfico foi direcionado, portanto, à identificação de paragêneses minerais e à descrição detalhada dos mecanismos de recristalização dinâmica em quartzo e feldspatos, avaliando processos clássicos como recristalização por *bulging* (BLG) e por rotação de subgrãos (*subgrain rotation* - SGR) (PASSCHIER; TROUW, 2005). A partir da identificação dessas microestruturas, buscou-se caracterizar as condições metamórficas e inferir o comportamento reológico relativo durante a atuação da zona de cisalhamento.

2.3.2. Modelagem Geológica Tridimensional

A modelagem geológica tridimensional foi executada no *software Leapfrog Geo*, empregando o algoritmo de modelagem implícita baseado em Funções Radiais de Base (RBF). O fluxo metodológico consistiu na integração do Modelo Digital de Elevação (MDE), da rede de drenagem e dos contatos das unidades litológicas mapeadas em superfície. Adicionalmente, foram importados e integrados os volumes e as seções geoestruturais de inversão de susceptibilidade magnética processados no *software Oasis Montaj* e modelados no *ZondGM2D*. Esse procedimento permitiu correlacionar as anomalias geofísicas tridimensionais de subsuperfície com os dados geológicos diretos obtidos em superfície, fornecendo a base geométrica para as interpretações estruturais e reológicas regionais.

2.3.3. Tratamento e Integração de Dados

Os dados estruturais foram tratados estatisticamente com o auxílio do *software OpenStereo*, por meio do qual foram gerados diagramas de rosetas para elementos rúpteis e projeções estereográficas (estereogramas) para os elementos planares e lineares dúcteis. Posteriormente, os dados validados foram integrados às bases magnetométricas e gamaespectrométricas em ambiente SIG. Essa integração final consolidou a confecção do mapa geológico-estrutural da área, fornecendo os subsídios necessários para a discussão das implicações da Zona de Cisalhamento Douradinho no contexto tectônico da Faixa Brasília Meridional.

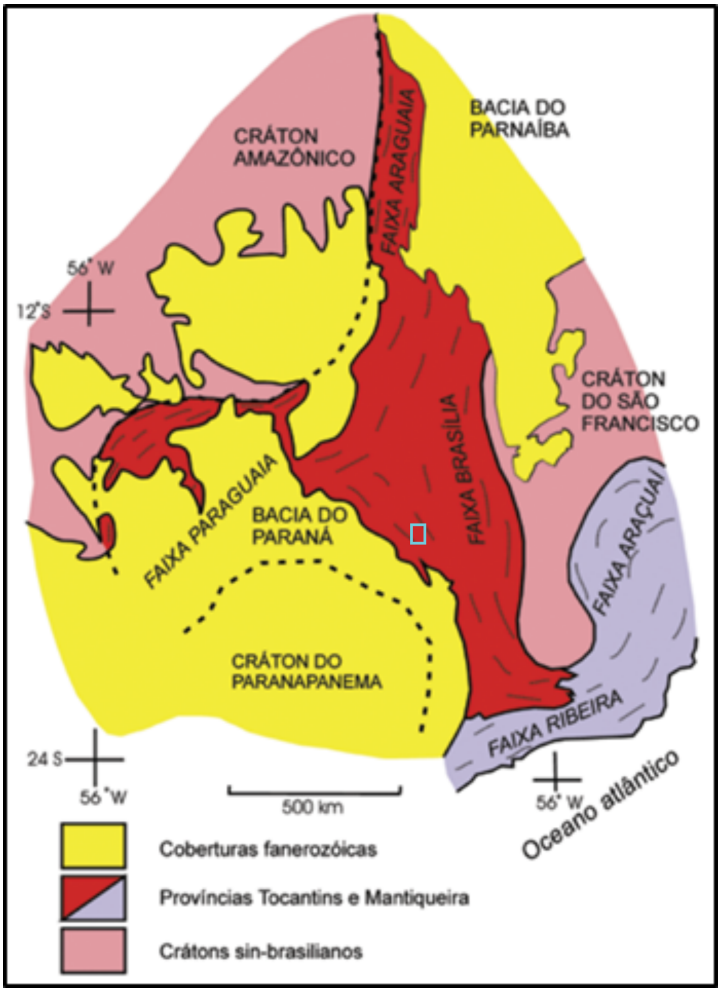
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo está inserida na Folha Geológica Monte Carmelo (PINHO *et al*., 2017), integrando a Província Tocantins e posicionando-se no domínio tectônico da Faixa de Dobramentos Brasília, em seu segmento meridional. Na área de estudo, afloram três unidades litoestratigráficas principais: o Grupo Araxá, o Complexo Abadia dos Dourados e o Complexo Monte Carmelo.

A Província Tocantins corresponde a um sistema orogênico de idade neoproterozoica desenvolvido no contexto da convergência continental envolvendo os crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema (ALMEIDA *et al*., 1977; VALERIANO *et al*., 2004). Sua evolução está relacionada aos eventos colisionais responsáveis pela amalgamação do supercontinente Gondwana ao final do Neoproterozoico, resultando em um extenso cinturão de deformação e metamorfismo regional (VALERIANO *et al*., 2004).

De acordo com Almeida *et al*. (1977), a Província Tocantins pode ser subdividida em três grandes compartimentos estruturais: o setor central, representado pelo Maciço Mediano de Goiás; o setor ocidental, correspondente à Faixa Paraguai–Araguaia; e o setor oriental, representado pela Faixa de Dobramentos Brasília. O contexto geotectônico regional e a localização da área de estudo no interior da província encontram-se ilustrados na figura 2.

Figura 2 - Contexto geotectônico da Província Estrutural Tocantins, com o polígono azul representando a área de estudo



Fonte: Valeriano *et al.* (2004).

3.1.Faixa de Dobramentos Brasília

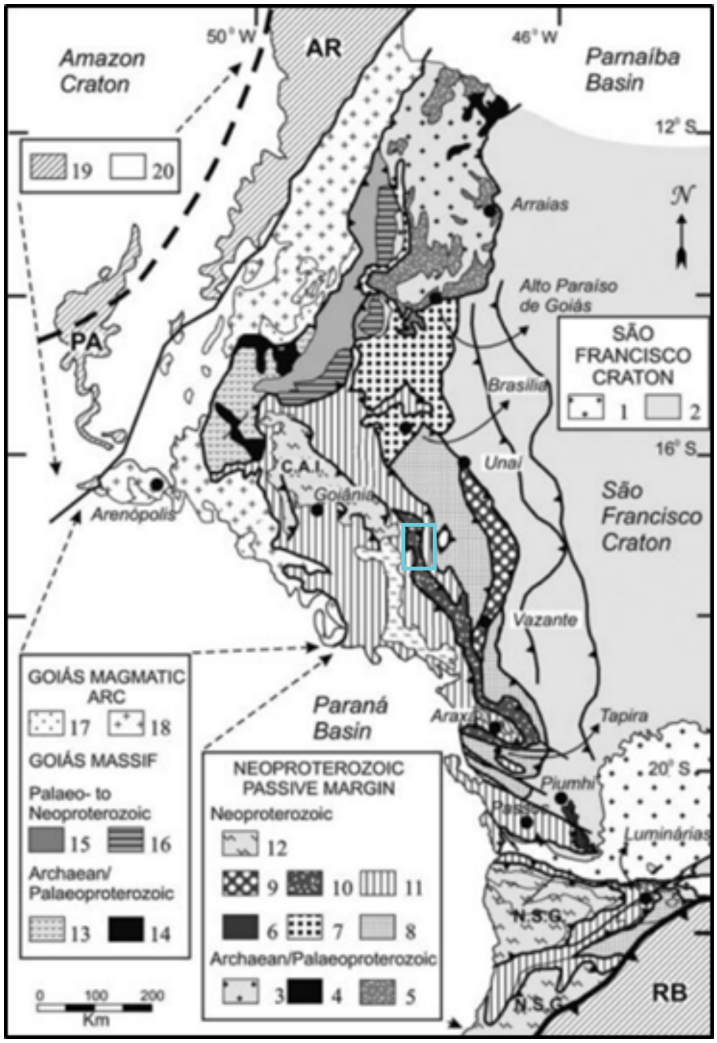
A Faixa de Dobramentos Brasília constitui um cinturão orogênico neoproterozoico do tipo dobras e empurrões, com aproximadamente 1.200 km de extensão e largura média em torno de 300 km, desenvolvido ao longo da borda ocidental do Cráton do São Francisco (VALERIANO *et al.*, 2004). A faixa apresenta dois ramos estruturais principais: o segmento setentrional, com orientação geral NE, e o segmento meridional, de orientação preferencial NW, no qual se insere a área de estudo. Esses dois segmentos convergem na denominada Megaflexura dos Pirineus, conferindo à faixa uma geometria côncava voltada para leste (VALERIANO *et al.*, 2004).

A evolução tectônica da Faixa Brasília é reconhecidamente complexa e diacrônica. O segmento meridional é interpretado como resultante da interação entre o Cráton do São Francisco e blocos continentais posicionados a oeste, representados pelo Cráton do

Paranapanema, pelo Maciço Mediano de Goiás e por terrenos associados a arcos magmáticos neoproterozoicos, como o Arco Magmático de Goiás, enquanto o segmento setentrional estaria relacionado à colisão com terrenos vinculados ao Cráton Amazônico (VALERIANO *et al.*, 2004; UHLEIN *et al.*, 2012). Esse processo envolveu a acresção progressiva desses terrenos à margem ocidental do Cráton do São Francisco, em um contexto de inversão de uma margem passiva para uma margem convergente durante a colisão continental (VALERIANO *et al.*, 2004).

Do ponto de vista estrutural, a Faixa Brasília é subdividida, de leste para oeste, em três domínios principais (FUCK *et al.*, 1994; UHLEIN *et al.*, 2012): o Domínio Cratônico (autóctone), o Domínio Externo (parautóctone) e o Domínio Interno (alóctone), conforme ilustrado na figura 3.

Figura 3 – Unidades tectônicas da Faixa Brasília, o polígono azul indica a localização da área de estudo.



Fonte: Valeriano *et al.* (2004).

O Domínio Cratônico é adjacente à faixa e é constituído predominantemente por sedimentos argilo-carbonáticos dos Grupos Bambuí e Vazante, que se apresentam sub-horizontais a suavemente dobrados. O Domínio Externo caracteriza-se por uma tectônica de dobras e empurrões do tipo *thin-skinned*, restrita essencialmente à cobertura sedimentar, associada a metamorfismo de baixo a médio grau. Esse domínio é composto por unidades metassedimentares mesoproterozoicas, como os Grupos Paranoá e Canastra, cujas estruturas apresentam, em geral, vergência para leste, em direção ao Cráton do São Francisco.

O Domínio Interno corresponde à porção mais interna do orógeno, sendo marcado por deformação dúctil intensa, com estilo *thick-skinned*, foliação regional sub-horizontal e metamorfismo de médio a alto grau (UHLEIN *et al.*, 2012). Esse domínio inclui rochas associadas à margem passiva mais distal, como o Grupo Araxá, além de fragmentos de embasamento e terrenos vinculados ao Arco Magmático de Goiás (VALERIANO *et al.*, 2004; FUCK *et al.*, 1994).

A Faixa Brasília Meridional apresenta um estilo tectônico caracterizado pela superposição de múltiplas fases deformacionais compressivas. A principal fase de deformação D1 está associada a uma tectônica tangencial, com transporte de massas predominantemente para leste, em direção ao Cráton do São Francisco (UHLEIN *et al.*, 2012; VALERIANO *et al.*, 2004). Essa fase foi responsável pela formação de *nappes* de cavalgamento, desenvolvimento de foliação regional penetrativa S1 e dobras isoclinais a recumbentes. No Domínio Interno, essa deformação ocorreu sob condições de metamorfismo de médio a alto grau, compatíveis com a fácies anfibolito.

Uma fase deformacional subsequente D2 promoveu o dobramento das estruturas previamente formadas, originando dobras abertas a fechadas, com eixos de orientação variável, além do desenvolvimento de clivagem de crenulação S2, conforme descrito por Uhlein *et al.* (2012). Observa-se ainda uma diferença marcante entre os estilos estruturais e a cronologia dos eventos tectônicos nos segmentos setentrional e meridional da faixa. Enquanto o setor meridional registra predominantemente estruturas compressivas associadas às fases iniciais de colisão continental, o setor setentrional apresenta maior influência de tectônica transcorrente tardia, expressa por zonas de cisalhamento oblíquas e estruturas transpressivas. Essa diferença sugere uma evolução diacrônica do orógeno, com o segmento meridional experimentando os estágios colisionais de forma mais precoce, enquanto o segmento setentrional foi mais intensamente afetado por reorganizações tectônicas tardias relacionadas ao ajuste final da amalgamação do Gondwana Ocidental (VALERIANO *et al.*, 2004; UHLEIN *et al.*, 2012).

O estágio final da evolução da Faixa Brasília foi marcado pela atuação de zonas de cisalhamento transcorrentes tardias e pelo resfriamento progressivo do orógeno, registrado por idades isotópicas entre aproximadamente 600 e 560 Ma (VALERIANO *et al.*, 2004).

Além desse modelo estrutural clássico, outros trabalhos propõem interpretações que ressaltam a complexidade e o caráter policíclico da evolução da Faixa Brasília Meridional. Estudos como os de Pimentel *et al.* (2001) e Seer *et al.* (2001) enfatizam o papel da acresção progressiva de terrenos juvenis à margem ocidental do Cráton do São Francisco, nos quais o orógeno é interpretado como um mosaico de terrenos tectonoestratigráficos acrescionados durante o Neoproterozoico.

Nessa perspectiva, a evolução tectônica da faixa é compreendida como o resultado da superposição de eventos compressivos e transcorrentes, associados a diferentes estágios de colisão continental, acresção crustal e reativações tectônicas tardias. A atuação de zonas de cisalhamento de escala regional, como a investigada neste estudo, sugere papel fundamental na acomodação dessas deformações e na partição da deformação, contribuindo para a compartimentação estrutural observada atualmente no segmento meridional da faixa.

3.2.Grupo Araxá

O Grupo Araxá foi originalmente descrito por Barbosa (1955) como Formação Araxá, sendo posteriormente elevado à categoria de grupo por Barbosa *et al.* (1970), que o caracterizaram como uma extensa unidade de rochas metassedimentares. Trata-se de uma unidade de escala regional, com ocorrência contínua desde o sudoeste do estado de Minas Gerais até o sul do estado de Goiás, inserida no domínio interno da Faixa Brasília. Ao longo do tempo, diferentes estudos propuseram interpretações distintas para essa unidade, que passou a ser compreendida não apenas sob um enfoque litoestratigráfico, mas também como um terreno tectonoestratigráfico de caráter alóctone, em função de sua complexa história deformacional e metamórfica (SEER *et al.*, 2001; PIAUILINO *et al.*, 2021).

O empilhamento tectônico do Grupo Araxá encontra-se organizado em um sistema de *nappes* e escamas de empurrão, especificamente na sua região-tipo, na denominada Sinforma de Araxá, uma dobra regional cujo eixo apresenta mergulho suave para NW (SEER *et al.*, 2001). Do ponto de vista litológico, o grupo é constituído por duas associações principais: uma sequência metassedimentar superior e uma sequência ígnea máfica basal.

A sequência metassedimentar é composta predominantemente por metapelitos, como mica xistos e gnaisses paraderivados, com ocorrência subordinada de quartzitos, formações

ferríferas bandadas e mármores (SEER *et al.*, 2001; PIMENTEL *et al.*, 2001). A sequência metaígnea é formada principalmente por anfibolitos (derivados de protólitos basálticos e gabroicos), além de xistos máficos e, subordinadamente, rochas metaultramáficas. Os protólitos basálticos apresentam assinaturas geoquímicas compatíveis com basaltos do tipo *E-MORB* e *OIB*, compatíveis com ambientes de bacia oceânica ou estágios de rifteamento avançado (PIAUILINO *et al.*, 2021).

O conjunto foi submetido a metamorfismo em condições de fácies anfibolito durante o Ciclo Brasiliano, com pico metamórfico datado entre 630 e 600 Ma (SEER *et al.*, 2001; PIAUILINO *et al.*, 2021). As rochas metassedimentares exibem idades-modelo Sm–Nd paleoproterozoicas, em torno de 1,9 Ga, indicando proveniência a partir de fontes crustais mais antigas (SEER *et al.*, 2001; PIMENTEL *et al.*, 2001).

O Grupo Araxá hospeda corpos graníticos intrusivos associados a diferentes eventos magmáticos, incluindo granitos de afinidade *within-plate*, como o Granito Quebra Anzol (ca. 833 Ma), granitos relacionados a estágios pré-colisionais, como o Complexo Monte Carmelo (ca. 790 Ma), e granitos sin-colisionais, como o Plúton Santa Rita e o Granito Ipameri, com idades em torno de 630 Ma (SEER; MORAES, 2013; PIAUILINO *et al.*, 2021). Atualmente, coexistem interpretações que sugerem que o grupo represente um fragmento de crosta oceânica desenvolvido em bacia de retroarco (SEER *et al.*, 2001) ou o registro de uma transição de margem passiva para colisão continental associada a plumas mantélicas (PIAUILINO *et al.*, 2021).

3.3.Complexo Abadia dos Dourados

As rochas aflorantes na região de Abadia dos Dourados foram inicialmente descritas por Brod *et al.* (1991) como a Sequência Vulcano-Sedimentar de Abadia dos Dourados. Esses autores reconheceram uma associação litológica composta por mica xistos, anfibolitos, metatufos ácidos, metacherts ferruginosos e xistos carbonosos, intrudidos por pequenos corpos de biotita granito de afinidade sin- a tardi-colisional.

Brod *et al.* (1991) interpretaram a estruturação regional como dominada por blocos tectônicos limitados por falhas inversas de baixo ângulo, com direção aproximada N40W e vergência para NE. Esses blocos foram denominados, de oeste para leste, Bloco Granito-Gnáissico, Bloco Chapada das Perdizes, Bloco Abadia dos Dourados e Bloco Ibiá. Em estudos subsequentes, Brod *et al.* (1992) demonstraram, com base em dados geoquímicos, que os anfibolitos associados apresentam assinaturas compatíveis com basaltos do tipo *E-MORB*.

Em mapeamentos posteriores, notadamente no âmbito do Projeto Vazante–Paracatu, unidades que eram anteriormente correlacionadas ao Grupo Araxá na região de Abadia dos Dourados passaram a ser formalmente designadas como Complexo Abadia dos Dourados (PINHO *et al.*, 2017). Essa redefinição, fundamentada no Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica, justifica-se pela necessidade de individualizar uma sequência com coerência litológica, estrutural e geocronológica distinta do Grupo Araxá.

Diferentemente deste último, cuja evolução está relacionada aos eventos sedimentares, metamórficos e tectônicos do Neoproterozoico, o Complexo Abadia dos Dourados exibe registros geocronológicos mais antigos e uma história evolutiva mais complexa. Dados U–Pb obtidos em zircões de anfibolitos indicam idade de cristalização em torno de 812 ± 10 Ma (PINHO *et al*., 2017), enquanto a datação de metariolitos evidencia idade mesoproterozoica de 1286 ± 7 Ma (PINHO *et al*., 2017), atestando a complexidade evolutiva dessa sequência vulcano-sedimentar, posteriormente retrabalhada durante a Orogenia Brasiliana (HONORATO *et al*., 2024).

Estudos recentes de Honorato *et al*. (2024) propuseram uma nova interpretação para a arquitetura estrutural do Complexo Abadia dos Dourados, fundamentada em um modelo de deformação progressiva associado ao encurtamento crustal NE–SW. Segundo os autores, a sequência é composta por uma Unidade Inferior, constituída por rochas metavulcânicas e metassedimentares, e por uma Unidade Superior, predominantemente metassedimentar, atualmente invertidas e estruturadas em uma nappe de dobra recumbente de escala quilométrica. Esse arranjo estrutural evidencia a relação entre geometria e cinemática, uma vez que o desenvolvimento da nappe recumbente registra a geometria da deformação compressiva e controla o transporte tectônico de massas com vergência para nordeste, culminando na inversão estratigráfica da sequência sob condições metamórficas de fácies xisto verde.

3.4.Complexo Monte Carmelo

O Complexo Monte Carmelo (CMC) foi inicialmente descrito por Barbosa *et al.* (1970) como um Complexo Granito-Gnáissico, constituído por rochas de composição granodiorítica com intercalações de anfibolitos, posicionadas estruturalmente abaixo do Grupo Araxá. Trabalhos posteriores reconheceram a presença de litotipos tonalíticos, monzograníticos e sienograníticos, caracterizados por minerais como muscovita, granada, titanita, zircão e apatita (SEER; MORAES, 2013).

Pereira *et al.* (1983) reinterpretaram a unidade como composta por rochas intrusivas formadas sob condições metamórficas da fácies epidoto-anfibolito, consolidando a denominação Complexo Monte Carmelo. A unidade é representada por um corpo granítico principal localizado a sul e a oeste do rio Dourados, além de quatro corpos alongados e isolados, situados nas proximidades do distrito de Silvano e ao longo dos córregos Santa Rosa, Bros e Cavacos, adjacentes à rodovia MG-190 entre os municípios de Abadia dos Dourados e Monte Carmelo (PINHO *et al.*, 2017).

As rochas do CMC são interpretadas como intrusões sintectônicas no Grupo Araxá, frequentemente associadas à presença de veios pegmatoides irregulares (BARBOSA *et al.*, 1970; SEER; MORAES, 2013). Segundo Seer e Moraes (2013), a Faixa Brasília Meridional registra pelo menos três episódios de granitogênese. Inserido nesse contexto regional, o CMC está relacionado aos eventos magmáticos pré-colisionais, com idades de cristalização em torno de 790 Ma, distinguindo-se de outras intrusões da faixa que registram idades de cerca de 630 Ma. A evolução desse magmatismo envolve retrabalhamento crustal, indicado por valores negativos de εNd e idades-modelo TDM em torno de 1,49 Ga. Os autores sugerem ainda a contribuição de fontes juvenis mesoproterozoicas, com TDM aproximado de 1,29 Ga.

De acordo com Barbosa *et al.* (1970), o CMC apresenta variações significativas no grau de deformação, exibindo contatos graduais com as rochas do Grupo Araxá. As bordas do batólito são caracterizadas por intensa deformação, com desenvolvimento de feições cataclásticas nos contatos entre os mica xistos e os corpos granitoides.

4. RESULTADOS

Os resultados obtidos por meio da integração de dados morfoestruturais, aerogeofísicos, modelagem geofísica e observações geológicas de campo, foram organizados em diferentes escalas de análise, com o objetivo de caracterizar a geometria, a compartimentação e o comportamento estrutural da Zona de Cisalhamento Douradinho.

4.1.Caracterização Morfoestrutural

Esta seção apresenta os resultados da análise de dados de sensoriamento remoto realizada previamente às atividades de campo. Essa abordagem teve como objetivo identificar padrões morfoestruturais e possíveis controles tectônicos que subsidiassem a compartimentação preliminar da zona de cisalhamento investigada, que posteriormente foi confrontada com os dados obtidos em campo.

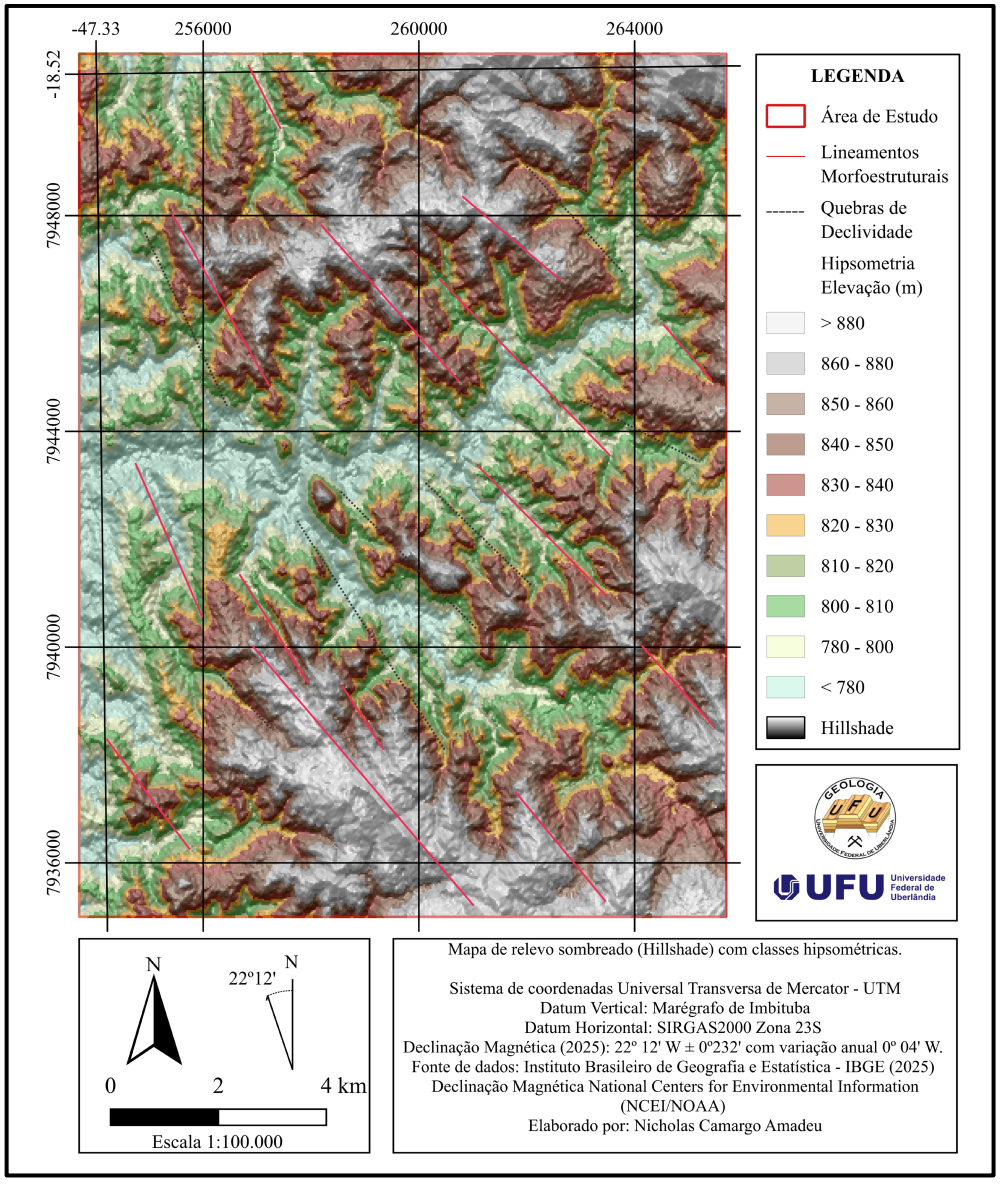
4.1.1. Modelo Digital de Elevação (MDE) e *Hillshade*

A caracterização morfoestrutural da área de estudo baseou-se na análise de Modelo Digital de Elevação (MDE) derivado de dados ALOS PALSAR, com resolução espacial de 12,5 m. Para o realce de descontinuidades topográficas e feições lineares, utilizou-se o *plugin Batch Hillshader* no *software* QGIS, permitindo a geração de modelos de relevo sombreado com diferentes direções de iluminação.

A técnica consistiu na simulação de fontes de iluminação com diferentes azimutes (350°, 15° e 270°) e ângulos de altitude (70°, 60° e 55°), posteriormente integrados por transparências graduais em uma composição única. O produto final forneceu base adequada para a interpretação de estruturas tectônicas condicionantes da morfologia regional.

A integração entre relevo sombreado e classes hipsométricas (figura 4) revela padrão geomorfológico fortemente controlado pela estruturação regional. Esse condicionamento é expresso por alinhamentos topográficos contínuos de direção preferencial NW–SE, observados tanto no encaixe da rede de drenagem quanto na orientação de interflúvios alongados.

Figura 4 - Modelo Digital de Elevação (MDE) integrado a relevo sombreado multidirecional e classes hipsométricas da área de estudo, evidenciando compartimentação altimétrica e lineamentos morfoestruturais de direção preferencial NW–SE



Fonte: Autoria própria (2026).

Observa-se compartimentação altimétrica em blocos, com cotas inferiores a 780 m, representadas por tons cianos, e setores superiores a 880 m, destacados por tons claros. Em diversos trechos, as transições entre esses níveis apresentam geometria retilínea e coincidem espacialmente com os principais lineamentos estruturais interpretados.

Os interflúvios mostram, em vários setores, assimetria e flancos com declividades contrastantes, sugerindo atuação diferencial dos processos erosivos ao longo de zonas de fraqueza estrutural preexistentes. A preservação de cristas alongadas nas áreas mais elevadas

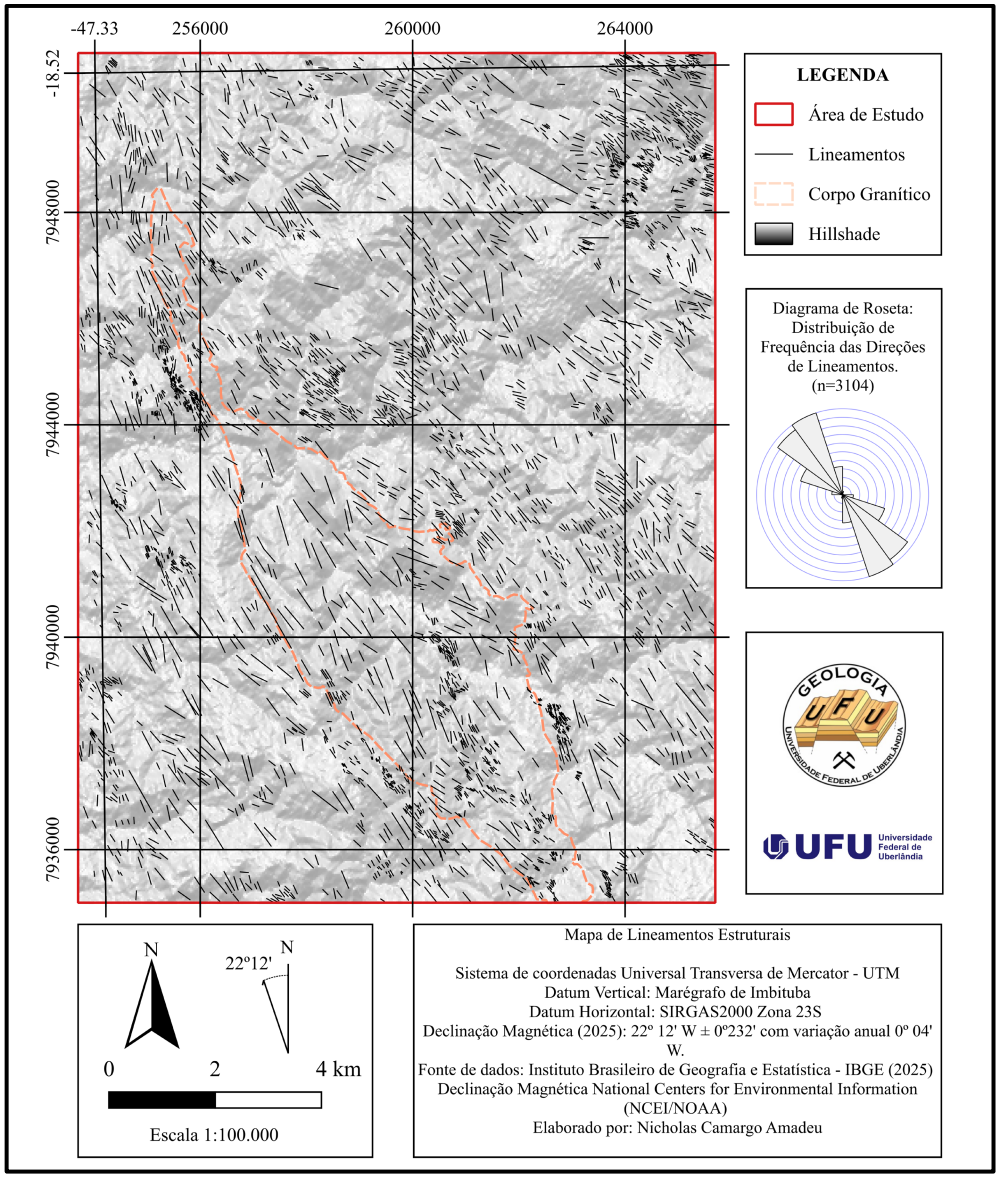
pode refletir controle morfoestrutural associado a contrastes reológicos entre unidades geológicas distintas.

O paralelismo entre vales adjacentes e o traçado retilíneo de diversos canais reforçam a interpretação de que a dissecação do relevo foi condicionada por descontinuidades estruturais. Dessa forma, a análise morfoestrutural permitiu reconhecer domínios distintos que servem de base para a integração com os dados gamaespectrométricos e magnetométricos apresentados nas seções seguintes.

4.1.2. Análise de Lineamentos

A extração dos lineamentos estruturais foi realizada por meio da interpretação integrada de produtos de relevo sombreado *(hillshade)* multidirecional e imagens de alta resolução do *Google Satellite*. O produto final consistiu em um mapa de lineamentos sobreposto ao *hillshade* com transparência controlada, permitindo o realce das principais feições morfoestruturais (figura 5). Os critérios de identificação basearam-se em feições retilíneas e suavemente curvas, tais como vales linearizados, alinhamentos de cristas, rupturas de declive e segmentos de drenagem retificados.

Figura 5 - Mapa de lineamentos morfoestruturais da área de estudo, evidenciando o padrão estrutural dominante e a inflexão das estruturas ao redor do corpo granítico intrusivo. O diagrama de roseta apresenta a distribuição direcional dos lineamentos mapeados, destacando a orientação preferencial para NW.



Fonte: Autoria própria (2026).

No total, foram extraídos manualmente 3.104 lineamentos. A análise estatística, sintetizada no diagrama de rosetas (figura 5), revela uma orientação preferencial marcante segundo a direção NW–SE, compatível com o padrão estrutural regional da Faixa Brasília. Essa orientação corresponde ao trend estrutural predominante do Setor Central da Faixa Brasília, conforme a compartimentação proposta por Fuck *et al*. (2017), e é coerente com o arcabouço tectônico descrito por Valeriano et al. (2004) para esse segmento da província.

Observa-se, contudo, variação direcional ao longo da área de estudo. Enquanto no setor central a orientação NW–SE é dominante, no extremo nordeste os lineamentos apresentam

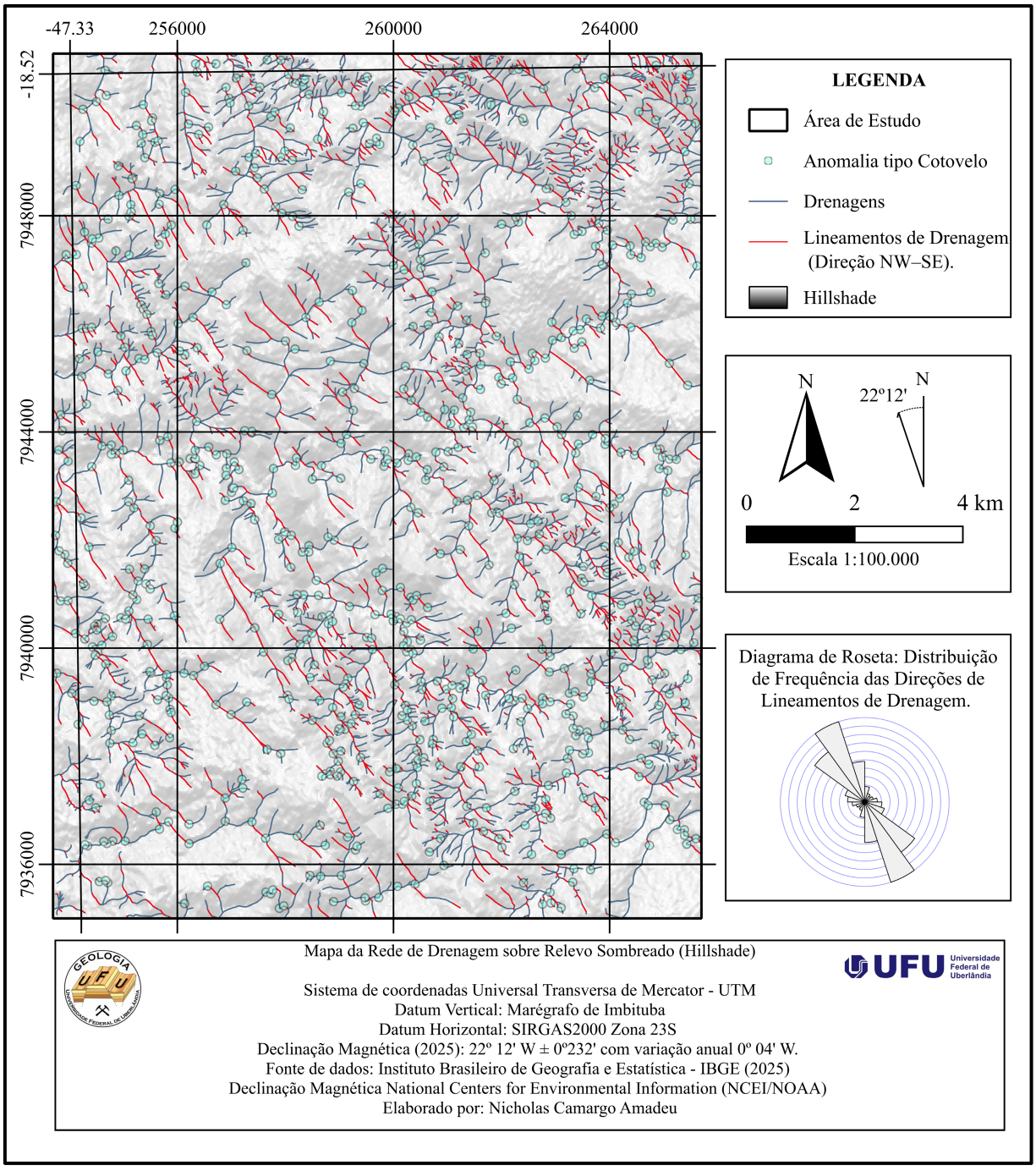
inflexão progressiva para direções próximas a E–W. Além disso, parte significativa das estruturas contorna o Granito Altinho localizado na porção centro-sul da área, detalhado por Gonçalves (2023).

Esse arranjo estrutural sugere um controle geométrico exercido pelo corpo intrusivo sobre a organização dos lineamentos, interpretado como um domínio de maior resistência reológica. Na borda sul do corpo, os lineamentos exibem caráter mais retilíneo e paralelo, enquanto na borda norte observa-se uma inflexão das estruturas, resultando em um padrão anastomosado. Nesse setor, o encontro das trajetórias de deformação que circundam a intrusão gera um arranjo mais complexo, caracterizado pela convergência dos lineamentos, o que confere à trama um aspecto mais deformado quando comparado ao setor sul.

4.1.3. Análise dos Padrões de Drenagens

A análise da rede de drenagem revelou um padrão fortemente condicionado pela estruturação geológica regional (figura 6). A sobreposição da drenagem ao relevo sombreado (*hillshade*) permitiu reconhecer que a organização do escoamento superficial responde diretamente às descontinuidades morfoestruturais do terreno.

Figura 6 - Rede de drenagem sobreposta ao relevo sombreado da área de estudo, destacando canais retilíneos de direção NW–SE e anomalias do tipo cotovelo associadas ao controle estrutural. O diagrama de roseta apresenta a distribuição direcional dos lineamentos de drenagem gerados pelo *QGIS*, destacando a orientação preferencial para NW.



Fonte: Autoria própria (2026).

Destacam-se extensos trechos de canais com traçado retilíneo, orientados preferencialmente segundo a direção NW–SE, em claro paralelismo com os lineamentos estruturais previamente mapeados. Essa orientação dominante coincide com a tendência

regional da Faixa Brasília Meridional, indicando que o desenvolvimento da drenagem foi fortemente controlado por estruturas tectônicas pré-existentes.

Observa-se ainda a recorrência de anomalias do tipo “cotovelo”, caracterizadas por inflexões abruptas no curso dos canais, frequentemente associadas a mudanças de direção próximas a 90°. Tais feições foram interpretadas como respostas geomorfológicas à interseção de sistemas estruturais distintos, como fraturas e zonas de cisalhamento, que impõem desvios ao fluxo superficial.

A distribuição espacial dessas anomalias (destacadas em ciano na figura 6) evidencia que elas não ocorrem de forma aleatória na paisagem. É possível notar uma concentração preferencial desses cotovelos ao longo das calhas principais de direção NW–SE e, de forma mais expressiva, nas zonas de inflexão que contornam as bordas do corpo granítico intrusivo.

Em diversos setores, a drenagem apresenta padrão subparalelo a paralelo, com canais adjacentes exibindo orientação semelhante e espaçamento relativamente regular. Esse arranjo reforça a interpretação de que o encaixe da drenagem ocorreu preferencialmente ao longo de zonas de fraqueza estruturais, favorecendo a dissecação seletiva do relevo.

4.2. Caracterização Aerogeofísica

A caracterização aerogeofísica da área de estudo fundamentou-se na interpretação integrada de dados de gamaespectrometria e magnetometria, provenientes do Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais – Área 7 (Patos de Minas–Araxá–Divinópolis). O emprego dessas técnicas teve como finalidade auxiliar na distinção de domínios geofísicos, na caracterização indireta das unidades litoestruturais e, especialmente na identificação de controles estruturais em subsuperfície, com ênfase na delimitação e na continuidade da zona de cisalhamento investigada.

De acordo com Telford *et al.* (1990), a geofísica aplicada consiste na investigação indireta do subsolo por meio de medições quantitativas de propriedades físicas, permitindo a inferência de características geológicas em profundidade. Esses métodos são particularmente eficazes na identificação de contrastes físicos entre diferentes unidades geológicas, bem como na delimitação de estruturas tectônicas, tais como falhas, zonas de cisalhamento, contatos litológicos e intrusivos.

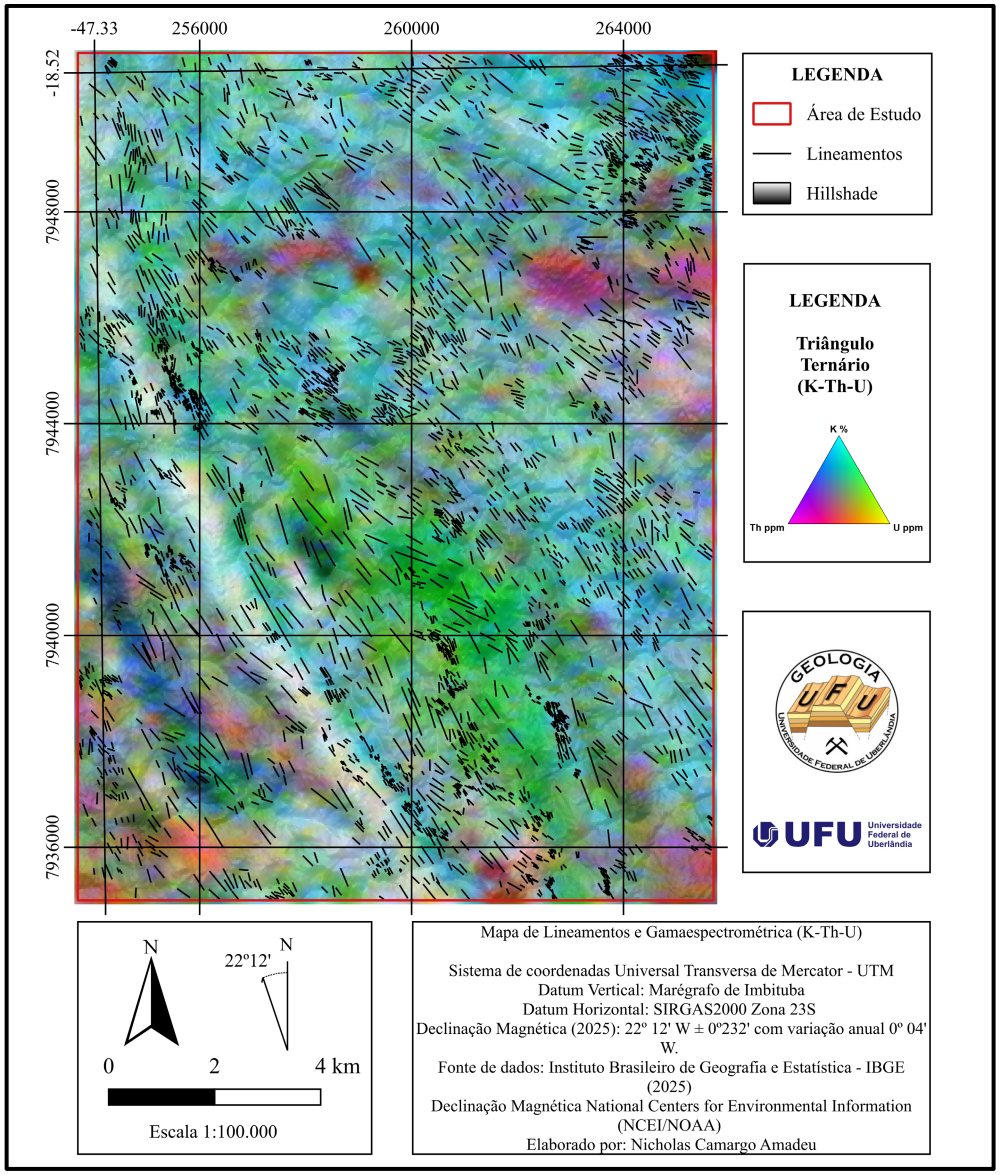
Nesse contexto, a utilização de dados aerogeofísicos mostrou-se especialmente relevante em áreas com exposição limitada de afloramentos, seja em função da cobertura pedológica ou da vegetação densa. A aerogeofísica possibilitou o mapeamento contínuo de

feições estruturais e litológicas em escala regional, fornecendo subsídios fundamentais para a interpretação da arquitetura tectônica da área, posteriormente confrontadas com as observações obtidas em campo.

4.2.1. Assinatura Gamaespectrométrica (K%, eU, eTh e Mapa Ternário)

Foram analisados os canais individuais de Potássio (K%), Urânio equivalente (eU) e Tório equivalente (eTh), bem como composições ternárias na tríade K%–eTh–eU (CMY), visando à caracterização das assinaturas radiométricas das principais unidades litoestratigráficas da área de estudo. Os dados evidenciam contrastes radiométricos expressivos entre os corpos graníticos do Complexo Monte Carmelo e as unidades metassedimentares encaixantes do Grupo Araxá e do Complexo Abadia dos Dourados (figura 7).

Figura 7 - Mapa ternário K–eTh–eU (CMY) integrado ao relevo sombreado, evidenciando contrastes radiométricos entre corpos graníticos e unidades encaixantes, além de corredor de baixa resposta radiométrica orientado segundo NW–SE.



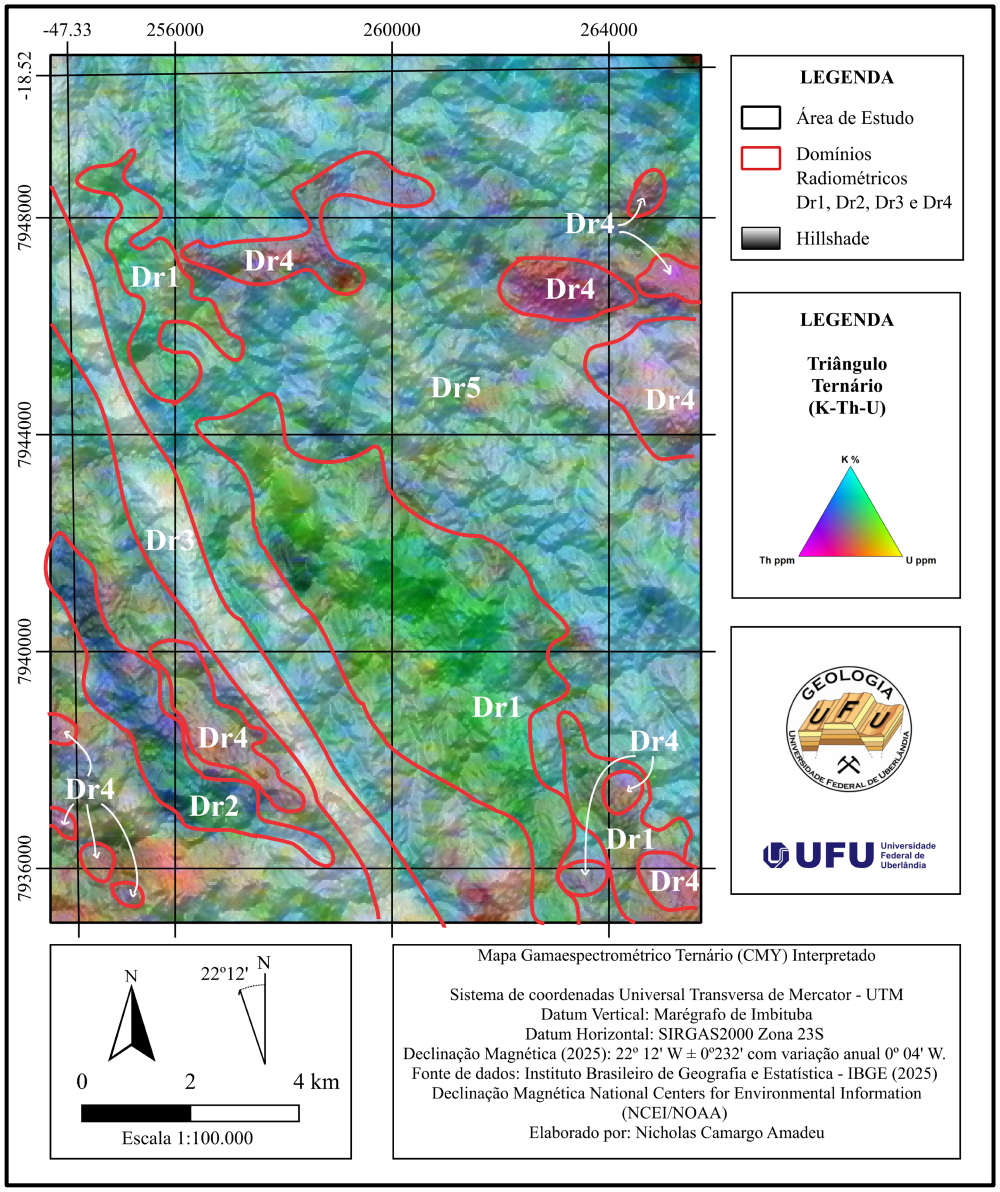
Fonte: Autoria própria (2026).

A integração do mapa ternário com o relevo sombreado, por meio da aplicação de transparência, permitiu uma visualização integrada das feições geofísicas e morfoestruturais, evidenciando que áreas de maior altitude, como cristas e interflúvios, tendem a preservar assinaturas radiométricas mais homogêneas. Ressalta-se, contudo, que a gamaespectrometria reflete predominantemente as características das porções mais superficiais do terreno, com profundidade efetiva de investigação restrita aos primeiros decímetros (30 a 40 cm de profundidade) (TAKEHARA; LAUX, 2019), englobando solos, saprólitos e rochas pouco intemperizadas. Dessa forma, o método mostra-se particularmente eficiente para o mapeamento

de contatos litológicos e zonas de alteração superficial, especialmente em áreas submetidas a intenso intemperismo químico.

Com base nesses critérios, a interpretação do Mapa Gamaespectrométrico Ternário (CMY) permitiu a individualização de cinco domínios radiométricos distintos na área de estudo (figura 8), delimitados no mapa interpretado por contornos vermelhos e identificados por suas respectivas siglas.

Figura 8 - Mapa interpretado dos domínios radiométricos da área de estudo, destacando os setores graníticos (Dr1 e Dr2), o corredor de baixa resposta radiométrica (Dr3), as áreas de cobertura superficial enriquecidas em tório (Dr4) e os domínios enriquecidos em potássio (Dr5), associados às unidades xistosas.



Fonte: Autoria própria (2026).

O primeiro domínio, denominado Dr1, é caracterizado por anomalias de coloração verde-escura no mapa ternário, que refletem a alta concentração dos radioelementos potássio (K) e urânio (eU). A geometria deste domínio delineia de forma consistente a maioria dos núcleos dos corpos graníticos da região. Ainda associado às intrusões graníticas, identifica-se um segundo domínio Dr2 na porção sudoeste do mapa, exibindo coloração azul-escura. Esta assinatura indica uma alta concentração de tório (eTh) e potássio (K), com relativo empobrecimento em urânio. Assim como o Dr1, este domínio possui orientação estrutural NW-SE e é correlacionado aos corpos graníticos validados pela disciplina de Mapeamento Geológico II.

Destaca-se, cortando a área na direção regional NW-SE, um terceiro domínio de baixa resposta radiométrica marcante, representado pela coloração branca Dr3. Esta feição reflete concentrações significativamente baixas dos três radioelementos em relação ao seu entorno e possui um contato retilíneo e bem definido com o corpo granítico, sugerindo um forte controle estrutural sobre a sua geometria. Correlaciona-se, com base nos dados de mapeamento de campo, à ocorrência de quartzitos ferruginosos**.** Os baixos valores radiométricos observados refletem, uma característica própria dessa litologia, naturalmente empobrecida em minerais portadores de K, U e Th, o que explica o forte contraste em relação aos granitos adjacentes. Embora essa assinatura radiométrica possa também ser compatível com processos de remobilização geoquímica ou lixiviação associados à circulação de fluidos ao longo da zona de cisalhamento, essa hipótese não pode ser confirmada apenas com os dados disponíveis, sendo a composição litológica a explicação mais consistente para o padrão observado.

O quarto domínio Dr4 exibe coloração arroxeada, transitando localmente para tons avermelhados, o que representa uma forte concentração de tório (eTh) com contribuição subordinada de urânio (eU) e ausência de potássio. Constata-se que este domínio radiométrico se sobrepõe a áreas com notável escassez de lineamentos estruturais e inflexões de drenagem. A integração dessas feições indica que o Dr4 representa áreas de coberturas superficiais espessas. Nestes ambientes de intemperismo, o potássio é um elemento extremamente móvel e facilmente lixiviado, enquanto o tório atua como um elemento refratário que se acumula residualmente nos solos, justificando a assinatura observada.

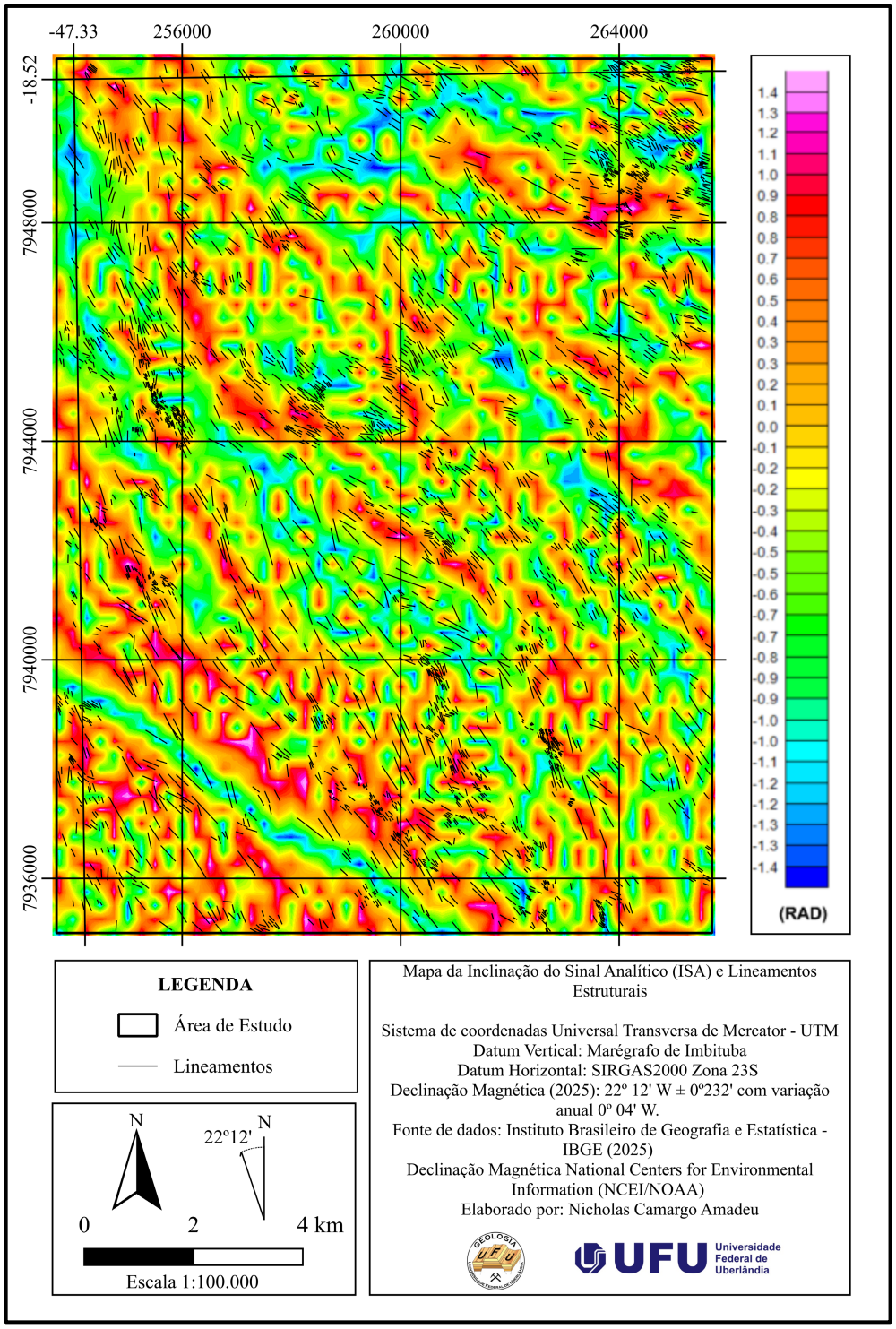
O quinto domínio radiométrico (Dr5) apresenta coloração ciana no mapa ternário, indicando predomínio da resposta do potássio (K) em relação ao urânio (eU) e ao tório (eTh). Esse domínio ocorre predominantemente nas porções centrais e norte da área de estudo, distribuindo-se segundo a direção regional NW. A assinatura radiométrica é compatível com

litologias enriquecidas em minerais portadores de potássio, principalmente muscovita, biotita e sericita, cuja abundância explica a resposta gamaespectrométrica observada.

4.2.2. Interpretação Magnetométrica (ISA)

O mapa da Inclinação do Sinal Analítico (ISA) mostrou-se importante para a equalização da resposta magnética das fontes, permitindo a visualização conjunta de anomalias associadas a fontes rasas e mais profundas na área de estudo (figura 9). Este produto geofísico mostrou-se especialmente eficiente na identificação da geometria das fontes magnéticas, auxiliando na interpretação da continuidade lateral e do mergulho aparente das principais estruturas.

Figura 9 - Mapa da Inclinação do Sinal Analítico (ISA), evidenciando a geometria das principais fontes magnéticas da área de estudo.



Fonte: Autoria própria (2026).

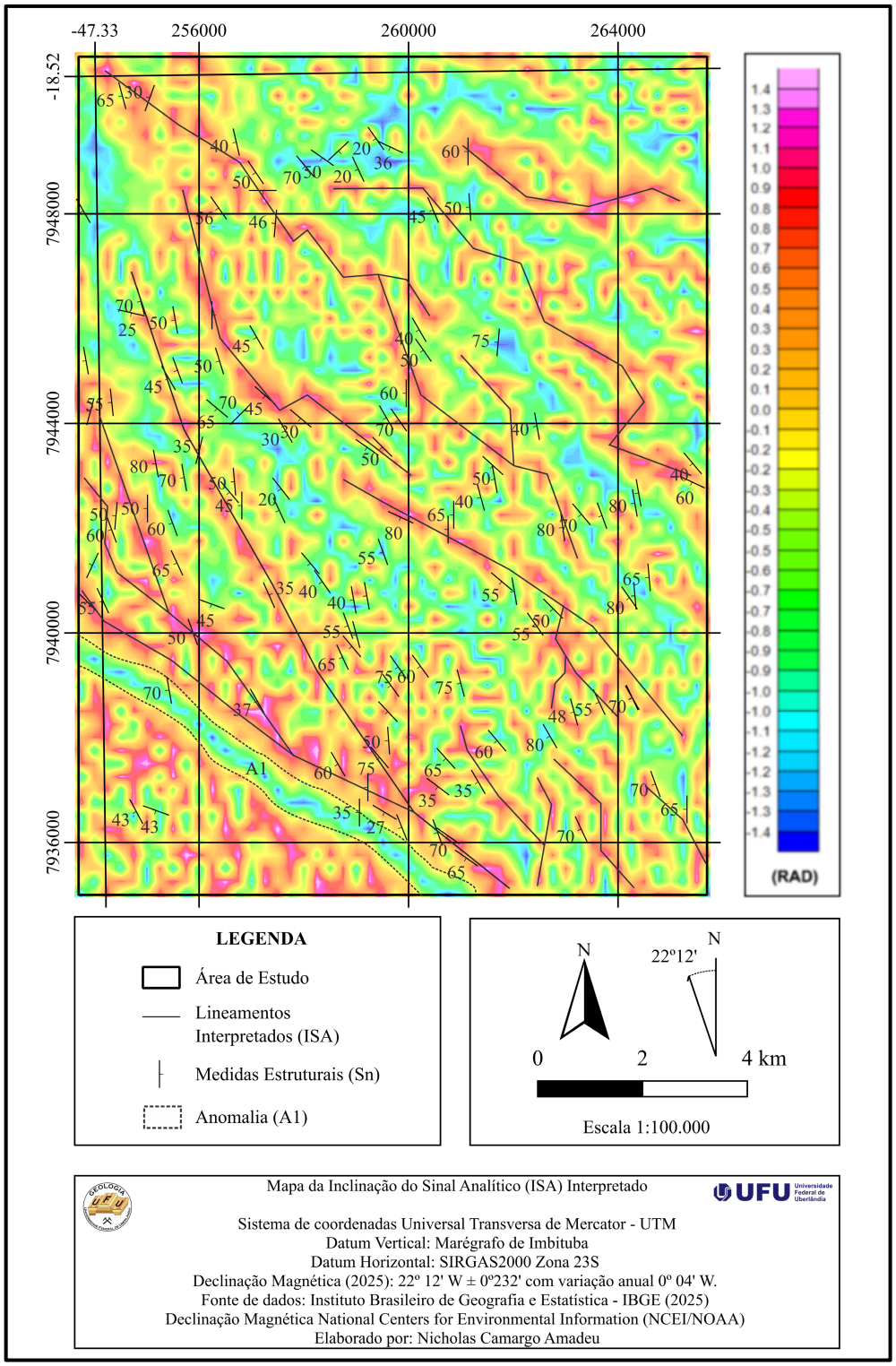
Os valores de ISA variam aproximadamente de −1,4 rad (tons de azul) até +1,4 rad (tons de vermelho e magenta). Nessa representação, os tons de vermelho e magenta indicam a proximidade das fontes magnéticas e estão associados a litologias ou contatos estruturais com

mergulhos mais íngremes. Por outro lado, os tons de azul estão relacionados a regiões afastadas do eixo das fontes ou a estruturas que apresentam mergulhos mais suaves, permitindo assim inferir variações na atitude das camadas e zonas de cisalhamento em subsuperfície (SILVA, 2018).

Destaca-se, na porção sudoeste da área, uma anomalia linear de alta intensidade, orientada aproximadamente segundo o azimute 125°. Embora apresente forte contraste no mapa magnetométrico, essa feição não possui correspondência espacial direta com os lineamentos morfoestruturais ou com o padrão regional da drenagem, sugerindo uma fonte magnética em subsuperfície. Considerando os dados disponíveis, não foi possível determinar se sua origem está relacionada a um contraste litológico ou a uma descontinuidade estrutural não aflorante.

Com base na análise do produto ISA, foi elaborado o mapa interpretado, no qual foram destacados os principais lineamentos magnéticos, a anomalia A1 e as medidas estruturais preliminares de foliação (Sn), provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II (figura 10). A integração desses elementos permitiu refinar a leitura estrutural do produto magnetométrico e estabelecer relações espaciais entre as feições geofísicas e os dados geológicos disponíveis.

Figura 10 - Mapa interpretado do produto ISA, destacando lineamentos magnéticos, delimitação da anomalia A1 e distribuição das medidas preliminares de foliação (Sn).



Fonte: Autoria própria (2026).

O mapa interpretado evidencia um conjunto de lineamentos magnéticos com orientação preferencial NW–SE, reforçando o controle estrutural regional sobre a organização das fontes

magnéticas. Em diversos setores, esses lineamentos apresentam geometria retilínea a suavemente curvada, além de arranjos localmente anastomosados, compatíveis com o padrão previamente reconhecido nos dados morfoestruturais e na rede de drenagem.

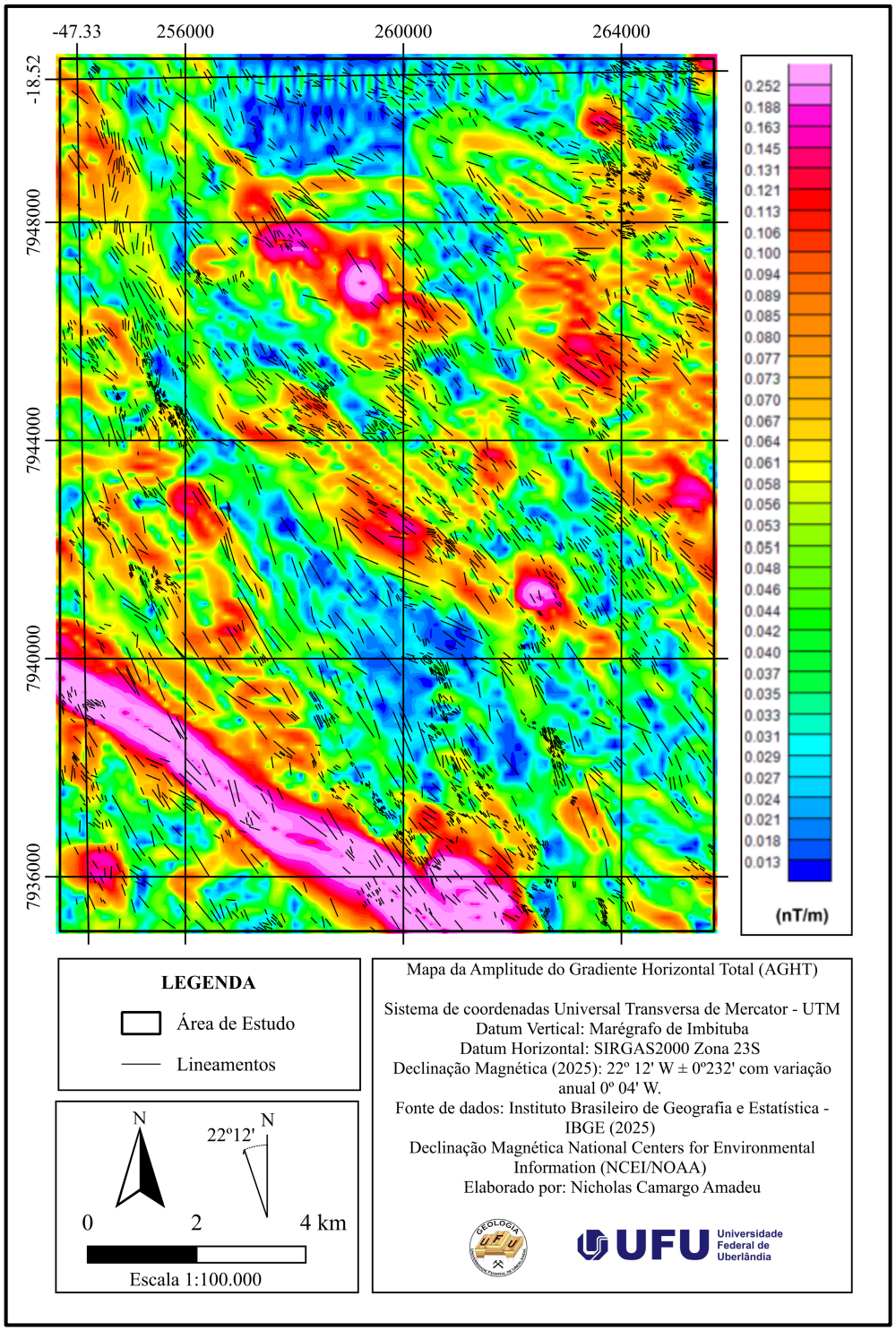
As medidas estruturais preliminares de foliação (Sn) apresentam orientação geral compatível com os principais lineamentos magnéticos de direção NW–SE, indicando coerência entre as anisotropias observadas em superfície e o padrão estrutural inferido a partir do ISA. Essa correspondência mostra-se mais consistente nos setores central, centro-norte e centro-sul da área, onde predominam atitudes de mergulho moderado a elevado e lineamentos magnéticos mais contínuos. Segundo a literatura, altos valores em radianos no produto ISA evidenciam bordas e contatos litoestruturais de mergulho íngreme (SILVA, 2018). Nas porções periféricas do levantamento e nas adjacências da anomalia A1, essa relação torna-se menos evidente, devendo ser interpretada com maior cautela.

De modo geral, o produto ISA mostrou-se eficiente na identificação de lineamentos magnéticos e na delimitação de setores prioritários para investigação em campo, especialmente em áreas marcadas por inflexões estruturais, convergência de lineamentos e contraste entre domínios magnéticos distintos. Assim, o mapa interpretado constituiu uma base importante para o planejamento dos caminhamentos geológicos e para a integração posterior com os produtos de AGHT e com a modelagem geofísica tridimensional.

4.2.3. Interpretação Magnetométrica (AGHT)

O mapa da Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT) permitiu a identificação de domínios magnéticos distintos, associados a contrastes litoestruturais de alta resolução. Enquanto o produto ISA favorece a interpretação da geometria e da atitude das fontes magnéticas, o AGHT realça com maior nitidez seus limites laterais, permitindo delimitar contatos litológicos e estruturais representados por feições lineares contínuas de direção preferencial NW (figura 11).

Figura 11 - Mapa da Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT), destacando contrastes magnéticos e bordas de corpos geológicos da área de estudo.



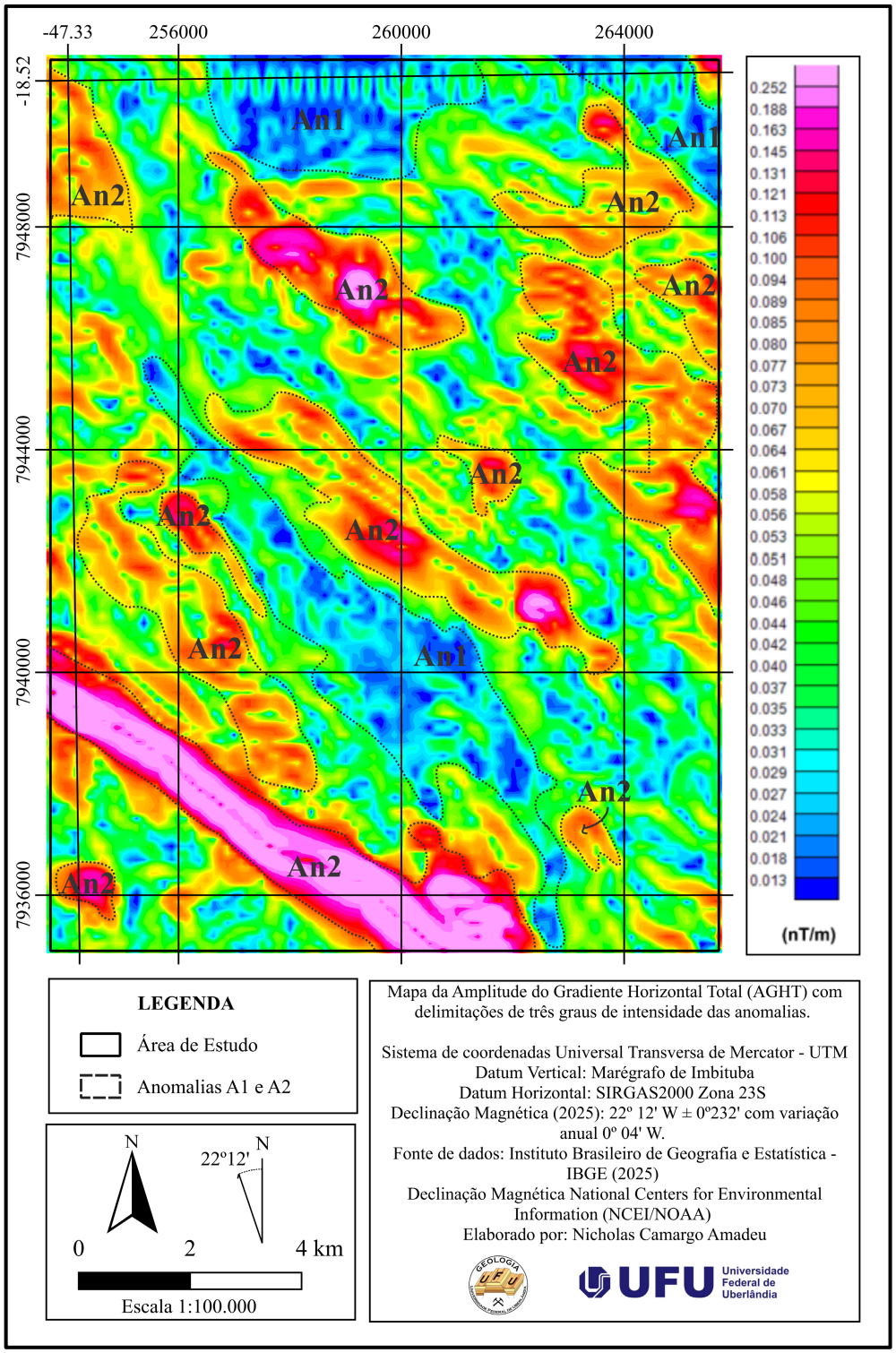
Fonte: Autoria própria (2026).

Os valores mais baixos de gradiente (0,013 a 0,037 nT/m), representados por tons de azul e verde, concentram-se na porção centro-sul da área e nos extremos norte e nordeste, sendo que no extremo norte a delimitação exata da anomalia é parcialmente mascarada por efeitos de

borda associados ao limite da quadrícula de processamento. Observa-se que essas regiões coincidem com os corpos graníticos previamente mapeados, indicando relativa homogeneidade magnética interna. No mapa interpretado (figura 12), esses domínios foram representados pela sigla An1.

Em contraste, a transição para valores mais elevados de gradiente, definidos pelo corte a partir de 0,100 nT/m até 0,252 nT/m (tons de vermelho e magenta), marca de forma consistente as bordas dessas intrusões. Esses domínios de alto gradiente, representados pelo contorno An2, delineiam o contato litoestrutural entre o corpo granítico (An1) e as rochas metassedimentares encaixantes, que apresentam contraste magnético abrupto em relação ao granito e forte estruturação segundo direções NW–SE. Destaca-se, no setor sudoeste do mapa, uma estrutura linear de alta amplitude e extrema continuidade. Essa feição corresponde à forte anomalia profunda alinhada ao azimute 125.

Figura 12 - Mapa Interpretado do AGHT, destacando os domínios de baixo gradiente no núcleo do corpo granítico (An1) e as anomalias de alto gradiente marcando as bordas e contatos litoestruturais (An2).



Fonte: Autoria própria (2026).

A integração do AGHT interpretado com os lineamentos estruturais evidencia a continuidade das principais zonas de descontinuidade magnética em profundidade, reforçando

o controle estrutural do embasamento segundo a tendência regional NW–SE. A alta densidade de lineamentos estruturais sobrepostos às zonas de transição An2 sugere que esse limite magnético reflete não apenas mudança litológica, mas também forte controle deformacional.

Destacam-se ainda, no contorno das anomalias An2, feições que exibem assimetrias geométricas com extensões lineares ou "caudas" preferencialmente orientadas para o setor sudeste. Tais geometrias assimétricas e a concentração de lineamentos nas bordas do granito foram interpretadas preliminarmente como possíveis respostas do campo magnético à deformação heterogênea associada à zona de cisalhamento, refletindo processos de partição da deformação (RAMSAY, 1980; VAUCHEZ *et al*., 1997). Embora processamentos como o AGHT sejam eficientes para a delimitação litoestrutural (SALEM *et al*., 2008; SILVA, 2014), o método isoladamente não permite a definição inequívoca da cinemática. Contudo, o padrão observado é compatível com processos de partição heterogênea da deformação em zonas de cisalhamento, tal como descrito por Ramsay (1980) e Vauchez *et al*. (1997), fornecendo alvos consistentes para a investigação estrutural em campo.

4.3.Modelagem Geofísica 3D

A modelagem geofísica tridimensional (3D) foi realizada previamente às atividades de campo, com o objetivo de subsidiar a compreensão da arquitetura estrutural da Zona de Cisalhamento Douradinho em subsuperfície. A partir dessa etapa, buscou-se construir um modelo preditivo da distribuição espacial das anomalias magnéticas e de sua geometria em profundidade, fornecendo hipóteses iniciais sobre a compartimentação estrutural da área.

Essa abordagem mostrou-se especialmente relevante em setores com baixa densidade de afloramentos, onde métodos indiretos contribuem para a definição de alvos prioritários de campo. Nesse contexto, o modelo 3D auxiliou na identificação preliminar de zonas de contato, possíveis descontinuidades magnéticas e setores estruturalmente favoráveis à ocorrência de rochas miloníticas e indicadores cinemáticos macroscópicos, posteriormente confrontados com os dados obtidos em campo.

4.3.1. Processamento e Inversão de Dados

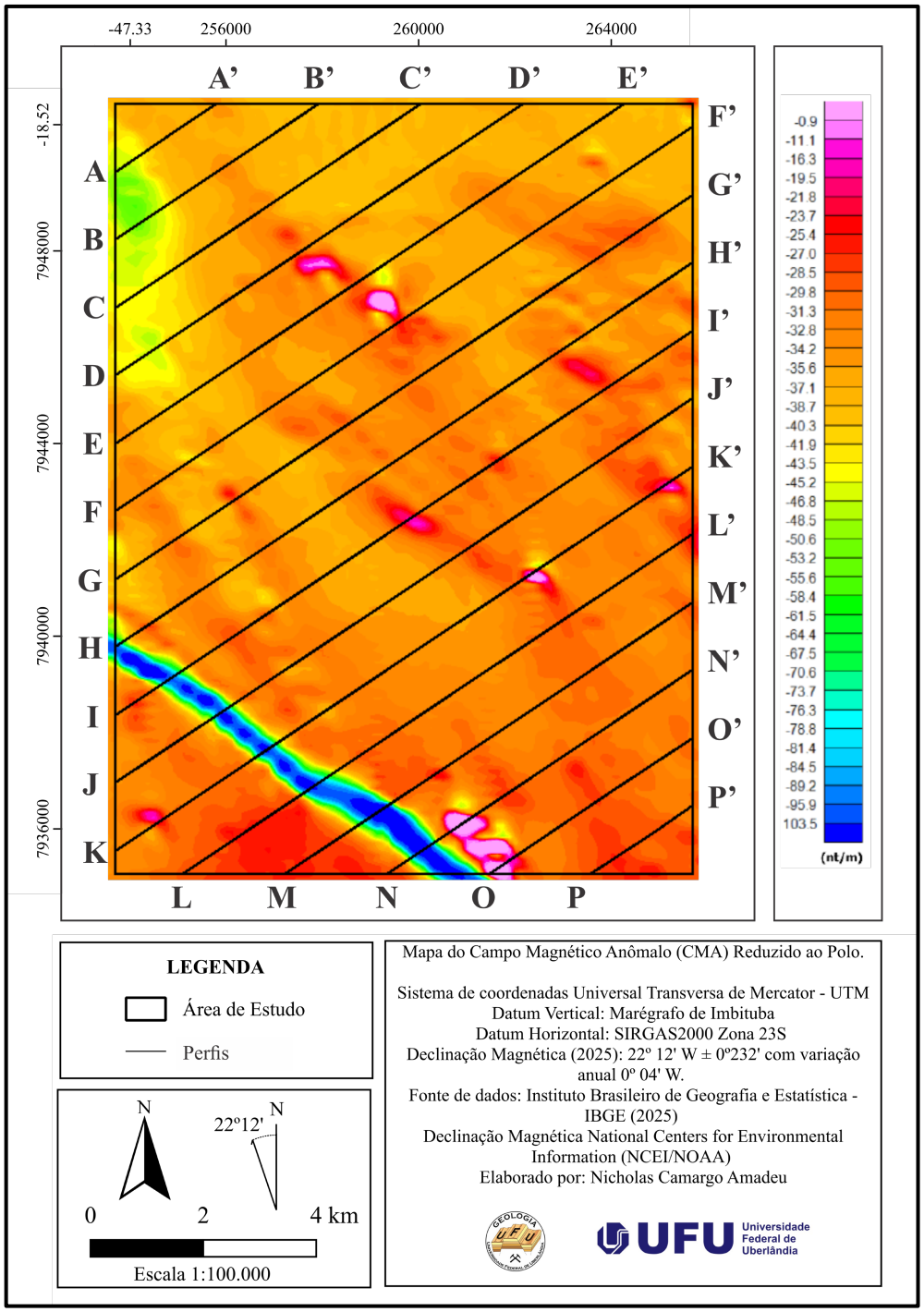
A caracterização volumétrica das estruturas foi realizada a partir de dados magnetométricos provenientes do Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais (Área 7 – Patos de Minas–Araxá–Divinópolis), executado pela empresa LASA (2006) para a

CODEMIG/CPRM. Inicialmente, foi gerado no *software Oasis Montaj* o mapa do Campo Magnético Anômalo (CMA).

A utilização desse produto justifica-se por representar variações locais do campo magnético associadas a contrastes de propriedades magnética entre diferentes corpos geológicos, após a remoção do Campo Geomagnético de Referência Internacional (IGRF). Dessa forma, o CMA constitui uma base adequada para a investigação indireta da distribuição de minerais magnéticos em subsuperfície e para a interpretação preliminar da geometria relativa de corpos litológicos e estruturas tectônicas em profundidade (BLUM, 1999; TELFORD *et al.,* 1990).

Com base nesse produto, foram extraídos 16 perfis seriados, identificados de A a P, com direção geral NE–SW (azimute aproximado de 56°), posicionados de forma aproximadamente perpendicular à tendência estrutural principal NW–SE da zona de cisalhamento. As linhas foram distribuídas de maneira uniforme, com espaçamento ortogonal médio de 1.174,65 m entre perfis, buscando maximizar o cruzamento transversal das principais anomalias magnéticas e favorecer a análise de sua geometria aparente em profundidade (figura 13).

Figura 13 - Campo Magnético Anômalo reduzido ao polo, com a distribuição dos 16 perfis (A–P) utilizados na modelagem geofísica tridimensional.



Fonte: Autoria própria.

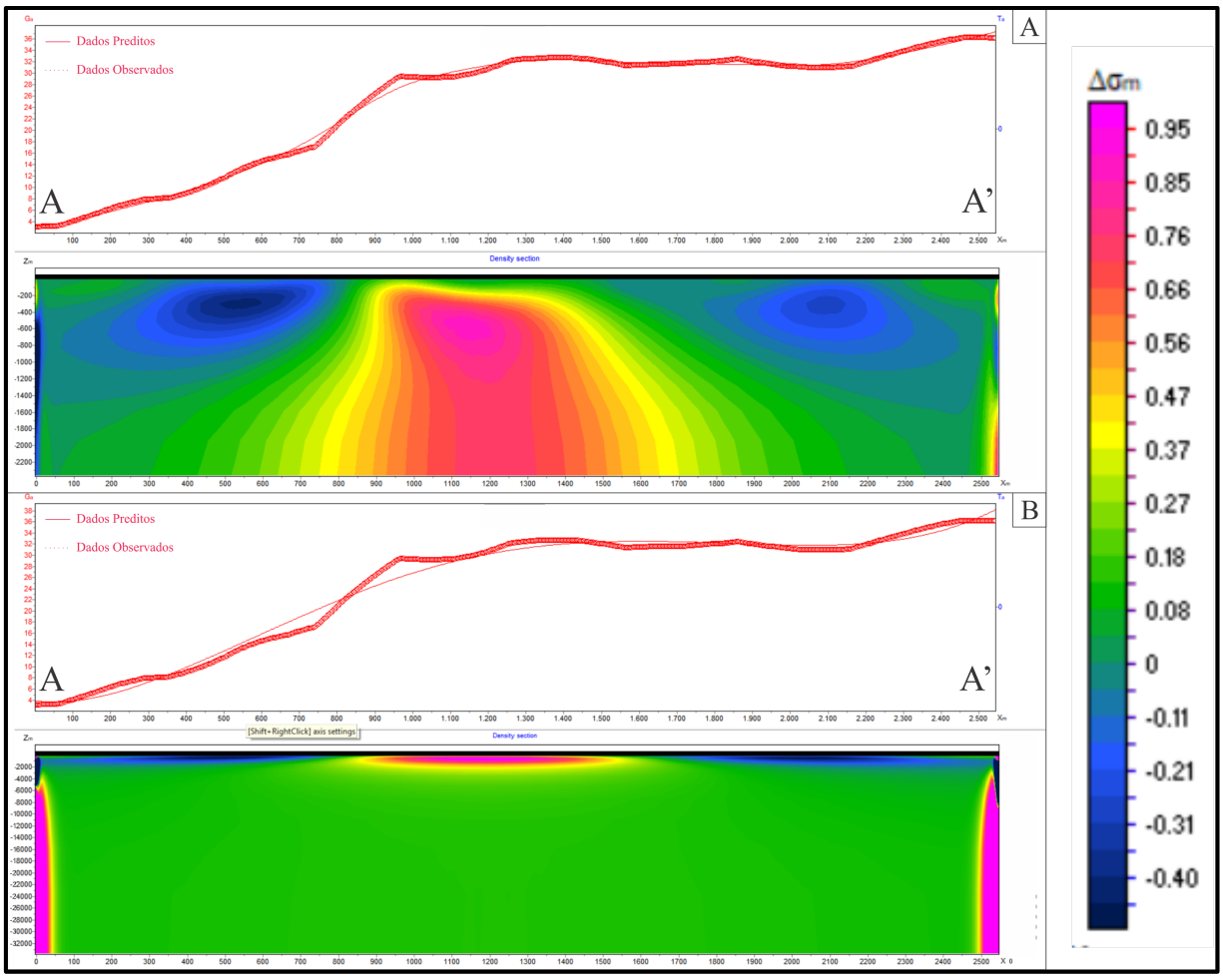
Os perfis extraídos foram processados individualmente no *software ZondGM2D*, por meio de inversões bidimensionais independentes. Para a discretização numérica da malha (*mesh*), adotou-se espessura inicial de célula (*StartH*) de 40 m, visando maior detalhamento nas porções rasas do modelo. Utilizou-se fator de crescimento geométrico (*Factor*) de 1,45,

permitindo aumento progressivo das células em profundidade. O número de níveis verticais (*Nodes Number*) foi fixado em 17.

A profundidade máxima de modelagem foi fixada em aproximadamente 30.000 m, valor adotado como limite matemático do domínio de inversão. Essa profundidade excede a faixa de maior confiabilidade geométrica observada nas anomalias, porém foi necessária para permitir o fechamento gradual da resposta modelada em profundidade e evitar truncamentos artificiais na base das seções. Ressalta-se que tal limite não corresponde, necessariamente, à profundidade real das fontes magnéticas, devendo ser interpretado como parâmetro técnico de modelagem.

A figura 14 apresenta um exemplo representativo da inversão bidimensional obtida para o Perfil A–A', em duas escalas verticais distintas. A porção superior enfatiza os primeiros 2.200 m de profundidade, onde se concentram os principais contrastes modelados e o melhor detalhamento geométrico. Já a seção inferior ilustra a extensão total do domínio matemático adotado na inversão, permitindo visualizar o comportamento da resposta modelada em profundidade. Essa abordagem possibilita distinguir a zona de maior confiabilidade interpretativa das porções mais profundas, nas quais a resolução tende a decrescer progressivamente (TELFORD *et al.*, 1990; BLAKELY, 1996).

Figura 14 - Modelo geofísico bidimensional gerado por inversão dos dados magnetométricos ao longo do perfil A–A', utilizando o software ZondGM2D: (A) detalhe dos primeiros 2.200 m; (B) seção completa até o limite máximo adotado.



Fonte: Autoria própria.

Os resultados de cada seção foram exportados em dois conjuntos complementares, um arquivo numérico contendo a geometria da malha e os valores modelados ao longo da seção; e um arquivo tabular georreferenciado contendo coordenadas UTM de superfície. Posteriormente, esses dados foram integrados por rotinas em linguagem Python, relacionando a posição ao longo da linha (*Picket*) às respectivas coordenadas geográficas.

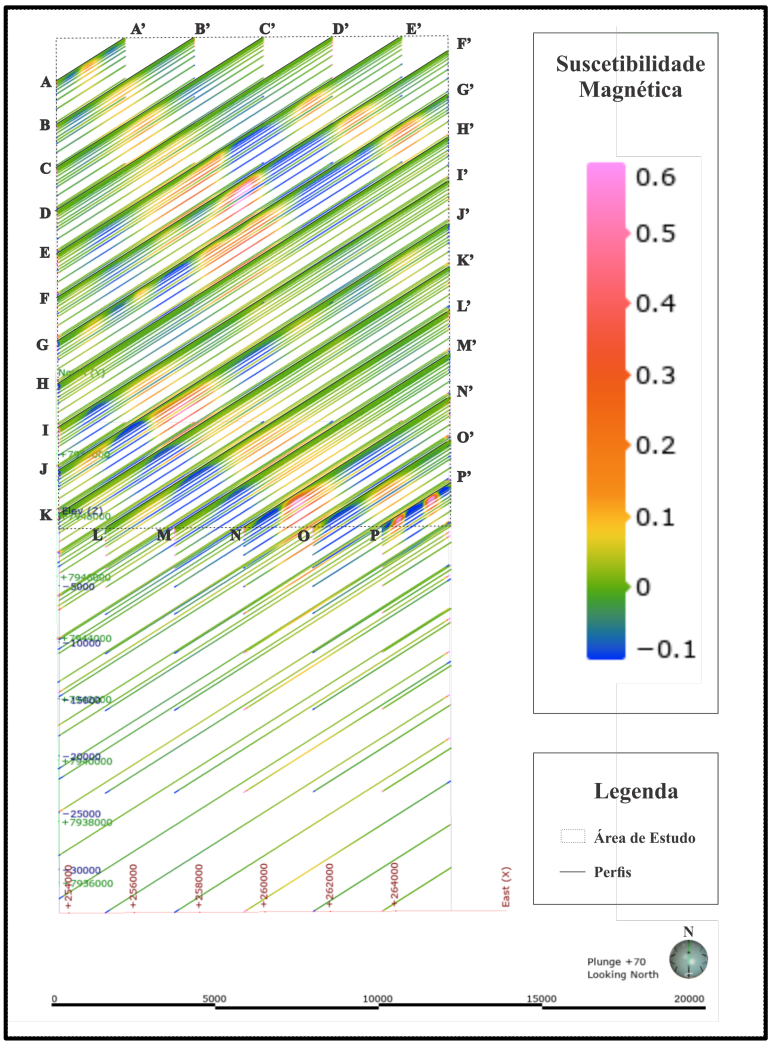
Após o processamento individual, todos os perfis em formato .csv foram consolidados em um único banco de dados e importados para o *software Leapfrog Geo*. Nesse ambiente, os dados passaram a compor uma nuvem tridimensional de pontos georreferenciados, correspondente à base utilizada na etapa de interpolação volumétrica descrita na seção seguinte.

4.3.2. Construção do Modelo Volumétrico no *Leapfrog Geo*

Os dados integrados provenientes das inversões bidimensionais foram importados no *software Leapfrog Geo* como uma nuvem tridimensional de pontos georreferenciados, utilizando-se as coordenadas UTM X, UTM Y e profundidade Z, bem como os valores numéricos obtidos em cada célula modelada. Essa etapa permitiu a visualização espacial conjunta das 16 seções invertidas e constituiu a base para a interpolação volumétrica subsequente (figura 15).

Os valores numéricos associados a cada célula modelada correspondem às respostas obtidas durante o processo de inversão magnetométrica bidimensional realizado no software ZondGM2D, posteriormente interpoladas no ambiente tridimensional do Leapfrog Geo. Dessa forma, os valores representados no modelo não correspondem diretamente a medidas petrofísicas absolutas de susceptibilidade magnética realizadas em laboratório, mas sim a contrastes magnéticos relativos derivados da resposta do Campo Magnético Anômalo reduzido ao polo. Assim, os domínios positivos e negativos devem ser interpretados como variações relativas da resposta magnética em relação ao comportamento regional do campo modelado**,** utilizadas principalmente para fins de análise geométrica e estrutural.

Figura 15 - Distribuição espacial dos 16 perfis invertidos importados no *Leapfrog Geo,* compondo a nuvem tridimensional de pontos utilizada na modelagem volumétrica.



Fonte: Autoria própria (2026).

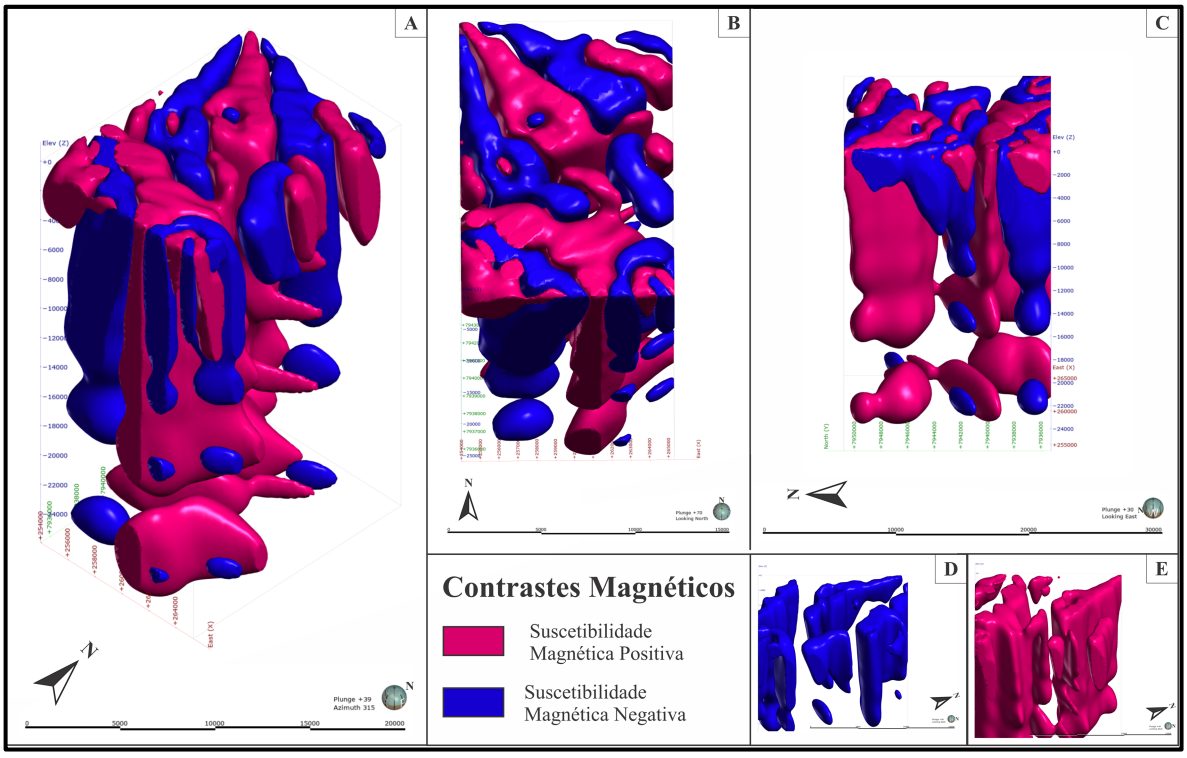
A modelagem tridimensional foi executada por meio da ferramenta *Numeric Models*, utilizando interpolação implícita baseada em funções radiais de base (RBF) (COWAN *et al*., 2003)**.** O domínio modelado foi limitado lateralmente por recorte das bordas externas da malha amostral, com o objetivo de reduzir efeitos de borda e extrapolações em áreas sem controle de dados.

Na etapa de interpolação, adotou-se modelo esferoidal (*Spheroidal*), com alcance base de 3000 m e função de tendência constante (*Drift Constant*). Adicionalmente, foram aplicados parâmetros anisotrópicos compatíveis com a orientação estrutural regional, de modo a adequar

o interpolador ao padrão alongado e subvertical reconhecido nos lineamentos e produtos magnetométricos.

A resolução espacial do modelo foi fixada em 400 m. Para fins de visualização e individualização geométrica dos principais domínios magnéticos, foram extraídas isossuperfícies correspondentes aos limiares de -0,015 e +0,015. Esses valores foram definidos empiricamente a partir da distribuição dos dados invertidos e da resposta geométrica observada durante a interpolação volumétrica, buscando destacar os principais contrastes magnéticos contínuos e minimizar conexões artificiais entre corpos adjacentes. Dessa forma, os limiares adotados possuem caráter interpretativo e representam contrastes relativos em relação ao comportamento regional do modelo. O modelo resultante permitiu visualizar a distribuição tridimensional relativa das anomalias magnéticas e suas principais tendências geométricas em subsuperfície (figura 16).

Figura 16 - Diferentes perspectivas do modelo volumétrico tridimensional obtido no *Leapfrog Geo*: (A) vista geral; (B) detalhe raso a intermediário; (C) vista lateral; (D) domínios negativos; (E) domínios positivos



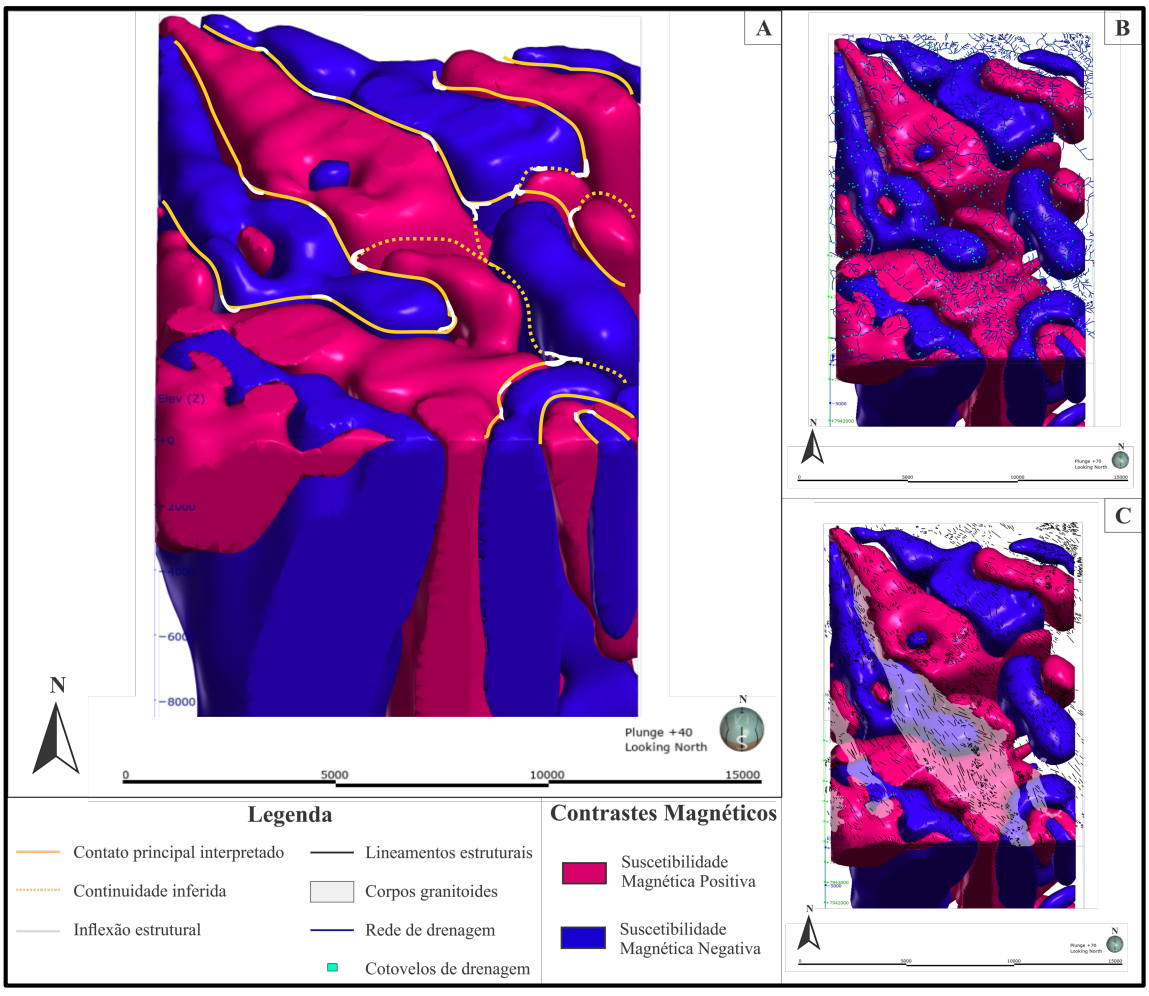
Fonte: Autoria própria (2026).

4.3.3. Interpretação Estrutural do Modelo 3D

O modelo geofísico tridimensional (figura 17) mostra um arranjo compartimentado de volumes magnéticos alongados segundo a direção preferencial NW–SE, em concordância com

o padrão estrutural reconhecido nos lineamentos morfoestruturais, na organização da drenagem e nos produtos magnetométricos discutidos nas seções anteriores. Em termos geométricos, predominam corpos de atitude vertical a subvertical, lateralmente segmentados e localmente interligados. Ressalta-se que os volumes representados no modelo correspondem à interpolação tridimensional de contrastes magnéticos relativos derivados das inversões bidimensionais, não devendo ser interpretados como limites litológicos absolutos ou corpos geológicos individualizados de maneira direta. Sua principal aplicação consiste na análise da organização geométrica das heterogeneidades magnéticas e de suas possíveis relações com a compartimentação estrutural regional.

Figura 17 - Modelo volumétrico tridimensional de contrastes magnéticos relativos e interpretação estrutural integrada da área de estudo. (A) Vista oblíqua principal do modelo 3D, destacando as susceptibilidades magnéticas positivas e negativas e os principais contatos estruturais interpretados. (B) Sobreposição do modelo com rede de drenagem e cotovelos de drenagem. (C) Integração entre o modelo, lineamentos estruturais e corpos granitoides interpretados.



Fonte: Autoria própria (2026).

A figura 17A permite reconhecer que os principais contatos entre domínios magnéticos positivos e negativos se organizam em corredores contínuos a semicontínuos, acompanhando majoritariamente a direção regional NW–SE. Em diversos trechos, esses contatos apresentam inflexões e segmentações laterais, sugerindo partição da deformação e reativações sucessivas ao longo do sistema estrutural. Tais limites são interpretados como zonas preferenciais de cisalhamento, contatos litológicos tectonicamente retrabalhados ou faixas de forte contraste magnético entre unidades adjacentes.

No setor sudoeste da área de estudo, destaca-se uma anomalia linear contínua orientada aproximadamente segundo o azimute 125°, previamente reconhecida nos mapas magnetométricos bidimensionais. Essa feição apresenta elevada persistência espacial e reduzida correspondência com os lineamentos superficiais e com a rede de drenagem, sugerindo tratar-se de uma heterogeneidade magnética relativamente mais profunda, possivelmente relacionada a estruturas herdadas do embasamento ou a contatos litológicos pretéritos. Em razão de sua forte resposta geofísica, a interpretação estrutural nesse setor deve ser conduzida com cautela, uma vez que tal anomalia pode mascarar respostas mais rasas associadas ao sistema principal de cisalhamento.

Afastando-se dessa porção sudoeste, o modelo passa a evidenciar com maior nitidez a arquitetura atribuída à zona de cisalhamento investigada. Observa-se, nesse domínio central e setentrional, um conjunto de domínios magnéticos positivos e negativos parcialmente entrelaçados, dispostos em faixas subparalelas e localmente anastomosadas. Esse padrão sugere forte compartimentação interna, possivelmente relacionada à alternância entre domínios litológicos contrastantes e zonas de deformação progressiva (RAMSAY, 1980; VAUCHEZ et al., 1997).

A integração entre o modelo tridimensional e os elementos superficiais reforça essa interpretação. Na figura 17B, numerosos cotovelos de drenagem concentram-se próximos às bordas dos principais domínios magnéticos e junto a zonas de inflexão dos contatos interpretados. Tal distribuição sugere que essas interfaces correspondam a zonas de fraqueza crustal, capazes de controlar localmente a reorganização do escoamento superficial e a geometria da rede hidrográfica.

De forma semelhante, a figura 17C evidenciou forte correspondência entre a orientação dos lineamentos estruturais mapeados em superfície e o arranjo dos volumes modelados em profundidade. Em setores onde os corpos assumem geometrias mais retilíneas, os lineamentos

tendem a acompanhar essa mesma orientação; em áreas onde os volumes infletem lateralmente, os lineamentos também registram curvaturas equivalentes. Tal relação indica continuidade entre a arquitetura crustal profunda e sua expressão geomorfológica superficial.

Embora o corpo granítico principal não coincida integralmente com um único domínio magnético negativo individualizado, observa-se que sua borda leste apresenta forte correspondência geométrica com importantes contatos entre anomalias positivas e negativas. Esse comportamento sugere influência litológica e reológica significativa do granito sobre a organização das estruturas adjacentes, atuando como elemento relativamente mais competente durante a deformação regional.

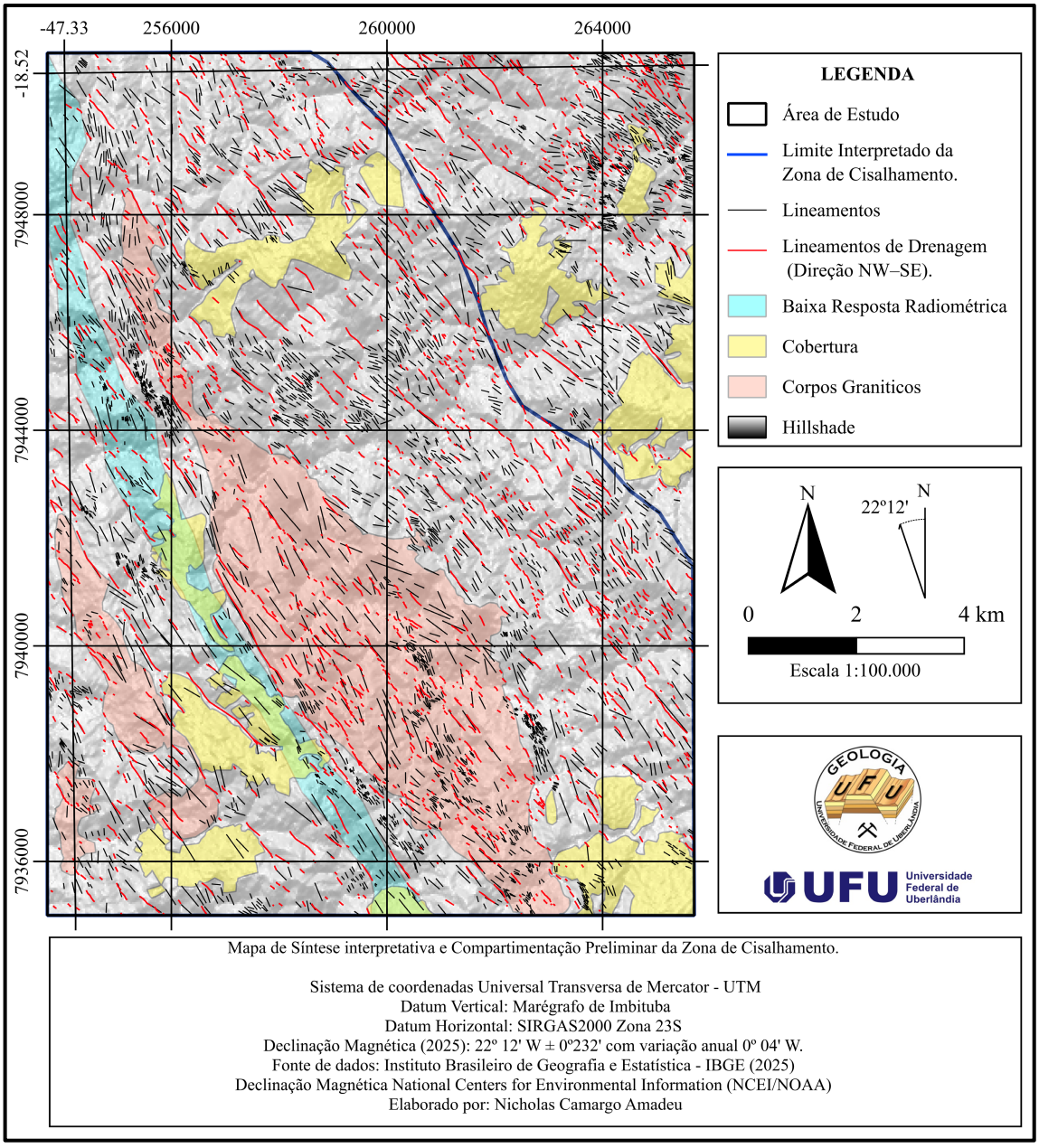
As interpretações estruturais concentram-se, portanto, preferencialmente nas porções rasas a intermediárias do modelo, onde há maior coerência entre os volumes interpolados, os perfis invertidos e os lineamentos regionais. Em maiores profundidades, a continuidade geométrica torna-se progressivamente menos restrita, em razão da perda de resolução espacial característica de modelos interpolados a partir de dados discretos (TELFORD *et al.*, 1990; BLAKELY, 1996).

Do ponto de vista aplicado, a modelagem tridimensional permitiu a definição prévia de setores prioritários para verificação geológica direta, especialmente zonas de inflexão estrutural, contatos abruptos entre domínios contrastantes e áreas potencialmente favoráveis à ocorrência de rochas miloníticas e indicadores cinemáticos macroscópicos.

4.4. Síntese Integrada dos Dados Indiretos

A integração dos dados morfoestruturais, aerogeofísicos e da modelagem geofísica tridimensional possibilitou propor a compartimentação da zona de cisalhamento na área de estudo. Os resultados indicaram a presença de uma zona de cisalhamento de grande continuidade lateral e orientação geral NW–SE, reconhecida de forma consistente nos produtos de relevo sombreado, na organização da rede de drenagem, na distribuição dos lineamentos estruturais, nas respostas magnetométricas (ISA e AGHT) e no modelo volumétrico tridimensional**.** A síntese dessas informações e a compartimentação interpretativa proposta encontram-se representadas na figura 18.

Figura 18 - Mapa de síntese interpretativa da área de estudo, integrando relevo sombreado, drenagem, lineamentos estruturais, domínios radiométricos e compartimentação proposta para a Zona de Cisalhamento Douradinho.



Fonte: Autoria própria (2026).

A estruturação identificada apresenta relação espacial com os corpos graníticos do Complexo Monte Carmelo, especialmente com o corpo localizado na porção central da área. Esse corpo apresenta comportamento morfológico e geofísico distinto em relação às unidades encaixantes, sendo interpretado como relativamente mais competente e, portanto, menos suscetível à deformação interna. A influência dessa diferença de competência é evidenciada pela organização das feições estruturais adjacentes, que contornam os corpos graníticos e

apresentam geometria localmente anastomosada. A concentração de cotovelos de drenagem ao longo dessas bordas reforça a influência combinada do controle estrutural e litológico. No modelo tridimensional, essa relação também é observada na organização dos volumes magnéticos e nos contatos entre domínios de diferentes respostas magnéticas.

Os domínios caracterizados por baixa resposta radiométrica total (K–Th–U), representados por tonalidades azul-claras, não apresentam controle geométrico direto evidente sobre a distribuição dos lineamentos estruturais ou dos cotovelos de drenagem. Esse comportamento sugere que a assinatura radiométrica esteja predominantemente relacionada às características litológicas, enquanto a organização das principais feições estruturais esteja mais diretamente associada ao controle tectônico e aos contrastes reológicos entre as unidades.

As áreas de coberturas superficiais, representadas por tonalidades amareladas, apresentam menor expressão morfoestrutural, caracterizada pela menor ocorrência de lineamentos e pela ausência de padrões bem definidos de drenagem retilínea e de cotovelos. Esses setores limitam a interpretação estrutural baseada exclusivamente em dados indiretos, reforçando a importância do mapeamento geológico para a validação das estruturas interpretadas.

Na porção norte da área, o corpo granítico apresenta geometria alongada e orientação aproximadamente concordante com a direção geral da estruturação NW–SE, associada a elevada densidade de lineamentos em suas adjacências. Esse comportamento é compatível com a atuação do granito como um domínio relativamente mais rígido durante a deformação, favorecendo a concentração das estruturas nas unidades encaixantes e ao redor de suas bordas.

Em direção ao setor nordeste da área de estudo, observa-se uma mudança progressiva na organização das feições estruturais, marcada pela dispersão dos lineamentos, pela redução da concentração de cotovelos de drenagem e pela ocorrência de orientações mais variadas, incluindo tendências próximas a E–W. Esse padrão indica uma diminuição da expressão geométrica da estruturação principal e uma transição para um domínio de menor influência direta da zona de cisalhamento.

A integração dos dados indiretos sugere, portanto, que a deformação não se restringe a um único corredor contínuo, mas apresenta compartimentação em diferentes zonas estruturais, com variação espacial de sua intensidade e desenvolvimento de estruturas subsidiárias. Em profundidade, esse padrão é compatível com a distribuição de volumes magnéticos parcialmente entrelaçados, com contatos segmentados e inflexões laterais observados no modelo tridimensional, configurando uma geometria anastomosada.

Ressalta-se que a compartimentação inicialmente proposta a partir dos dados indiretos foi posteriormente confrontada, refinada e detalhada pelas observações diretas de campo e pelas análises microestruturais, apresentadas nas seções seguintes

4.5.Geologia Local

A caracterização da geologia local da zona de cisalhamento fundamentou-se na integração entre produtos indiretos previamente interpretados, obtidos por meio de sensoriamento remoto, análise morfoestrutural e aerogeofísica, e os dados diretos levantados durante as campanhas de campo. Também foram utilizados dados provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II, incluindo pontos de controle geológico, descrições litológicas e registros estruturais previamente organizados.

A partir dessa integração, foi elaborado o mapa geológico da área de estudo (Apêndice A), no qual foram individualizadas unidades atribuídas ao Complexo Monte Carmelo, ao Complexo Abadia dos Dourados, ao Grupo Araxá e às coberturas cenozoicas. O mapa permitiu reconhecer a distribuição espacial dos principais litotipos, bem como suas relações com os contatos geológicos, estruturas rúpteis e dúcteis, lineamentos morfoestruturais e domínios aerogeofísicos previamente interpretados.

4.5.1. Grupo Araxá

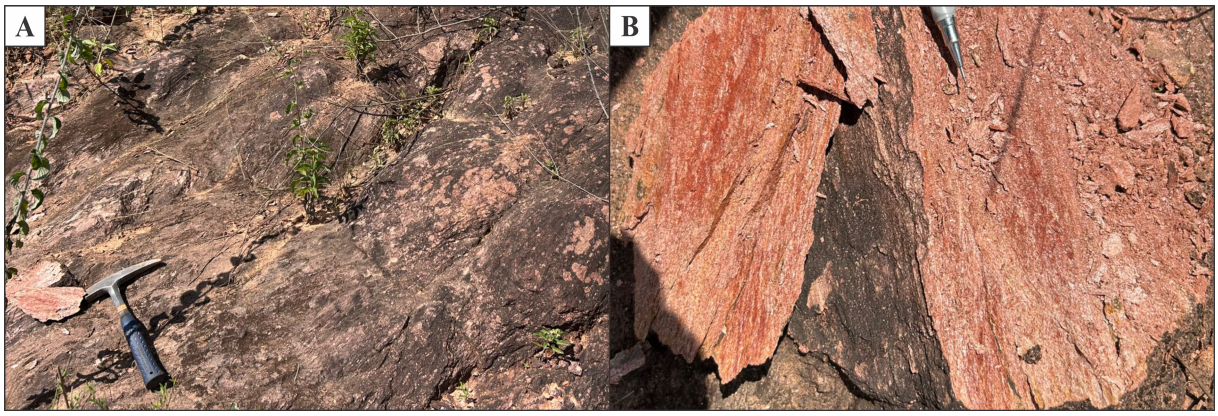
4.5.1.1.Muscovita-Biotita Xisto

O muscovita-biotita xisto representa aproximadamente 42% da área mapeada e ocorre principalmente nas porções nordeste, central e sudoeste da área de estudo.

Quando intemperizada apresenta coloração avermelhada a castanha, granulação fina a média e anisotropia planar bem desenvolvida, marcada pela orientação preferencial de muscovita e biotita (figura 19). A unidade exibe foliação penetrativa expressiva, localmente associada à ocorrência de dobras em escala de afloramento e clivagens de crenulação superpostas à foliação principal.

Essas características fazem dessa litologia um dos principais registros da deformação dúctil observada na área de estudo.

Figura 19 - (A) Afloramento representativo do muscovita-biotita xisto evidenciando a foliação penetrativa e a anisotropia planar da unidade. (B) Amostra de mão de muscovita-biotita xisto, destacando a orientação preferencial dos minerais micáceos.



Fonte: Autoria própria (2026).

4.5.1.2.Anfibolito

Os anfibolitos representam aproximadamente 1% da área mapeada e foram reconhecidos de forma localizada, principalmente como lentes associadas ao muscovita-biotita xisto.

Em campo, foi descrito um afloramento representativo dessa litologia, caracterizado por coloração preta, granulação fina a média. A rocha apresenta anfibólio e plagioclásio, além de abundantes cristais de granada milimétricos distribuídos de maneira relativamente homogênea (figura 20).

Além do afloramento descrito neste trabalho, dados provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II indicam a ocorrência de outras lentes anfibolíticas associadas aos muscovita-biotita xistos, sugerindo que essa litologia ocorre de forma subordinada em diferentes setores da área de estudo.

Figura 20 - Amostra de mão de anfibolito, evidenciando coloração escura, granulação fina a média e cristais milimétricos de granada destacados na rocha.



Fonte: Autoria própria (2026).

4.5.2. Complexo Abadia dos Dourados

4.5.2.1.Sericita Xisto

O sericita xisto representa aproximadamente 18% da área de estudo e concentra-se principalmente nas porções sudeste, norte e noroeste da área mapeada. Os afloramentos ocorrem predominantemente em cortes de estrada, onde a rocha aparece parcialmente alterada e com a foliação bem exposta.

A rocha apresenta coloração cinza-clara quando fresca, adquirindo tonalidades amareladas a ocre em superfícies alteradas. Possui estrutura xistosa bem desenvolvida e textura lepidoblástica, definidas pela orientação preferencial dos filossilicatos. A foliação é facilmente observada em afloramento (figura 21).

Apresenta granulação predominantemente fina. A abundância e a orientação preferencial dos minerais micáceos conferem brilho sedoso às superfícies de foliação. A mineralogia observada em campo é composta predominantemente por sericita e quartzo, com ocorrência subordinada de muscovita.

Figura 21 - Afloramento em corte de estrada, evidenciando coloração amarelada a ocre em superfície alterada e a foliação bem desenvolvida do sericita xisto.



Fonte: Autoria própria (2026).

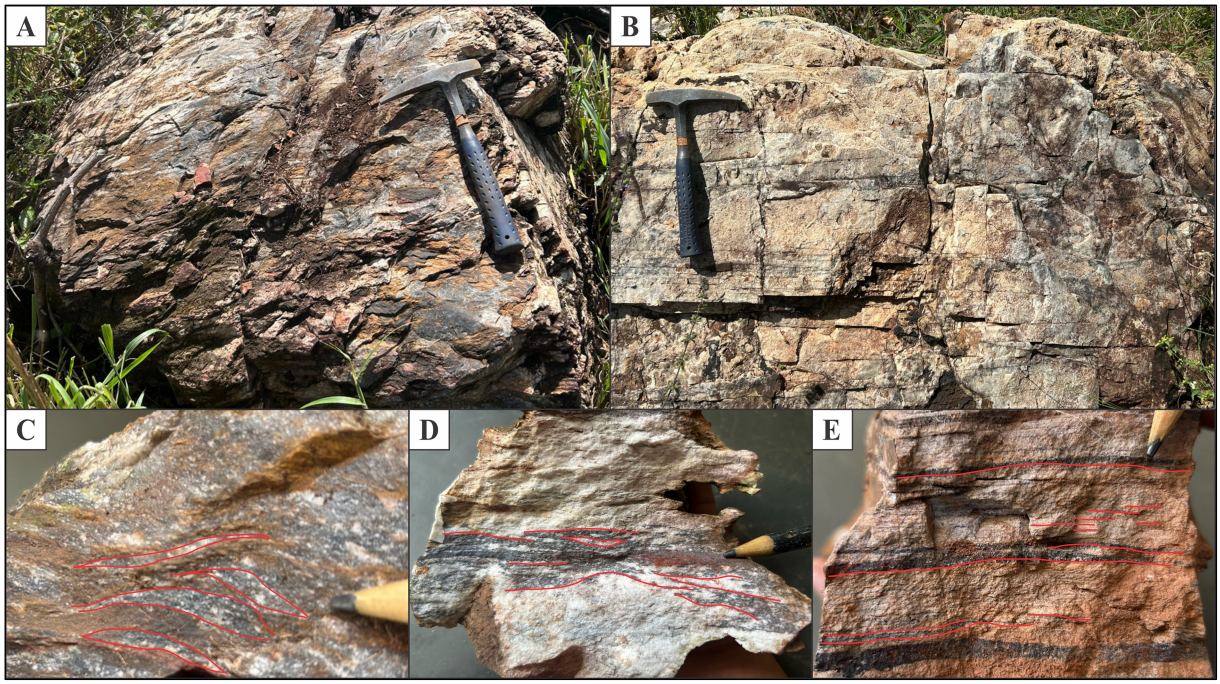
4.5.2.2.Quartzito Ferruginoso

O quartzito ferruginoso corresponde a aproximadamente 8% da área mapeada e ocorre majoritariamente como uma faixa alongada de direção preferencial NW–SE, coincidindo com o corredor de baixa resposta radiométrica identificado nos produtos gamaespectrométricos.

Apresentam coloração predominantemente esbranquiçada a escura, granulação fina a média e textura granoblástica (figura 22A). O bandamento composicional constitui a principal característica diagnóstica da unidade, sendo facilmente reconhecido tanto em afloramento quanto em amostras de mão. Esse bandamento é marcado pela alternância entre bandas quartzosas claras e bandas escuras ricas em minerais opacos, compostas por hematita e magnetita. As bandas variam de milimétricas a centimétricas, podendo atingir aproximadamente 1 cm de espessura para os níveis quartzosos e cerca de 0,5 cm para os níveis ferruginosos (figura 22 C, D e E).

A unidade apresenta fraturamento bem desenvolvido, com ocorrência de pelo menos duas famílias principais aproximadamente ortogonais (figura 22B). A elevada frequência de fraturas sugere comportamento mais rúptil em comparação às unidades metassedimentares encaixantes.

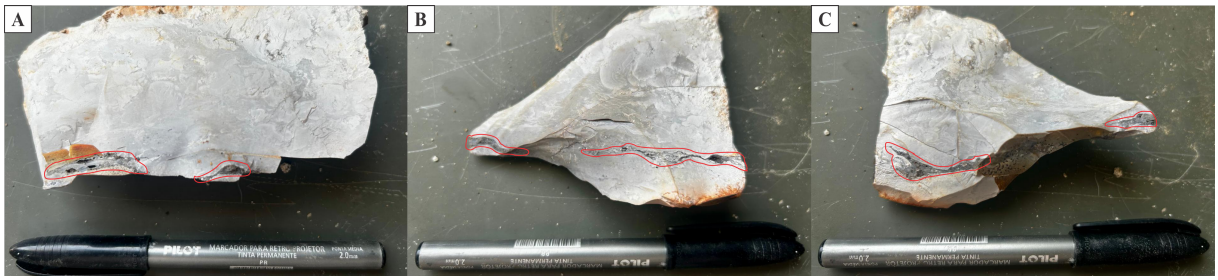
Figura 22 - (A) e (B) Afloramentos representativos da unidade exibindo bandamento composicional bem desenvolvido (C), (D) e (E) Amostras de mão evidenciando a alternância entre bandas quartzosas claras e bandas ferruginosas escuras, responsáveis pelo aspecto bandado característico da litologia.



Fonte: Autoria própria (2026).

Localmente, foi identificado um afloramento de quartzito maciço de coloração esbranquiçada, granulação fina e textura granoblástica, apresentando aspecto de sílica amorfa bastante característico. Diferentemente dos quartzitos ferruginosos predominantes na unidade, essa ocorrência não apresenta bandamento composicional bem desenvolvido, sendo composta predominantemente por quartzo. Também foram observadas fraturas preenchidas por material escuro, possivelmente relacionado à precipitação de minerais secundários ao longo das descontinuidades (figura 23). Os afloramentos dessa ocorrência são restritos e aparecem predominantemente na forma de blocos isolados.

Figura 23 - (A), (B) e (C) Amostras de mão evidenciando coloração esbranquiçada, textura granoblástica e fraturas preenchidas por material escuro ao longo das descontinuidades da rocha.



Fonte: Autoria própria (2026).

4.5.2.3.Filito

Os filitos representam aproximadamente 10% da área mapeada e ocorrem principalmente nas proximidades dos corredores de quartzitos ferruginosos e na porção sudeste da área de estudo.

Caracterizam-se por coloração predominantemente cinza, localmente com tonalidades rosadas a ocres em superfícies alteradas, e por granulação extremamente fina, dificultando a individualização dos minerais constituintes em amostra de mão. A rocha apresenta clivagem ardosiana bem desenvolvida, contínua a levemente ondulada, acompanhando a principal anisotropia da rocha. (figura 24).

A mineralogia observada em campo é composta predominantemente por quartzo e sericita. Em campo, os filitos encontram-se frequentemente associados aos muscovita-biotita xistos e aos sericita xistos.

Figura 24 - Afloramento de filito evidenciando coloração acinzentada a levemente rosada, granulação muito fina, clivagem bem desenvolvida e superfícies foliadas com aspecto sedoso.



Fonte: Autoria própria (2026).

4.5.3. Complexo Monte Carmelo

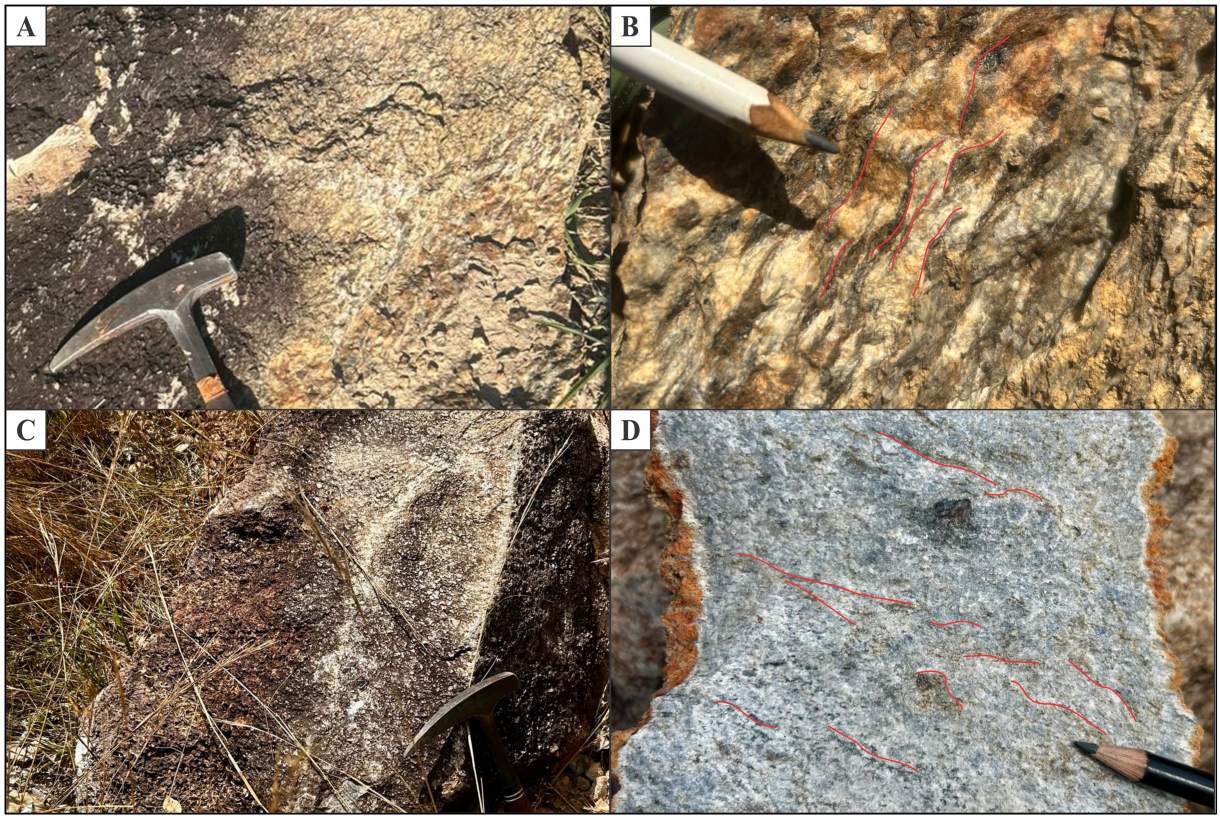
4.5.3.1.Granitoides

Os granitoides atribuídos ao Complexo Monte Carmelo afloram principalmente nos setores sul, sudoeste, sudeste e central da área de estudo, correspondendo a aproximadamente 15% da área mapeada. Em campo, ocorrem na forma de blocos, matacões, lajedos descontínuos e exposições em cortes de estrada e drenagens, constituindo algumas das melhores exposições rochosas observadas na área (figura 25A e C)

Macroscopicamente, apresentam coloração predominantemente esbranquiçada a acinzentada, localmente esverdeada em zonas alteradas. A granulação varia de fina a grossa, com texturas equigranulares a inequigranulares. A mineralogia observada em campo é composta principalmente por quartzo, feldspato, biotita, muscovita e, localmente, epidoto.

A estrutura dessas rochas é marcada por anisotropia bem desenvolvida, definida principalmente pela orientação preferencial dos cristais de biotita e, secundariamente, de muscovita. Em diversos afloramentos, a foliação principal é facilmente reconhecida tanto em escala de afloramento quanto em amostras de mão, sendo marcada por domínios enriquecidos em minerais micáceos. A intensidade dessa anisotropia permanece facilmente observável na maior parte dos afloramentos descritos (figura 25B e D)

Figura 25 - (A) Afloramento granítico exibindo anisotropia. (B) Detalhe da foliação marcada pela orientação preferencial dos minerais micáceos. (C) Bloco granítico aflorante em campo. (D) Amostra de mão evidenciando a anisotropia definida pela orientação dos minerais micáceos.



Fonte: Autoria própria (2026).

4.5.4. Cobertura

As coberturas superficiais representam aproximadamente 6% da área de estudo e ocorrem principalmente nas porções mais elevadas e relativamente planas do terreno.

Caracterizam-se por solos de coloração avermelhada, associados principalmente a áreas agrícolas e a superfícies submetidas a intenso intemperismo químico. Os solos apresentam estágio avançado de alteração, estrutura granular e textura predominantemente argilosa.

4.6.Geologia Estrutural

A caracterização estrutural da área de estudo foi realizada a partir da integração entre os dados obtidos nas campanhas de campo deste trabalho, dados estruturais provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II e produtos interpretados nas etapas de análise morfoestrutural e aerogeofísica. Essa integração multiescalar permitiu reconhecer e cartografar as estruturas dúcteis e rúpteis associadas à Zona de Cisalhamento Douradinho, bem como avaliar sua relação geométrica com as principais unidades litológicas regionalmente expostas,

cuja distribuição espacial e síntese encontram-se representadas no Mapa Estrutural (Apêndice C).

As estruturas dúcteis associadas ao primeiro evento deformacional (Dn) são representadas regionalmente pela xistosidade e pela clivagem ardosiana desenvolvidas nas rochas metassedimentares. Sobre essa fábrica instalaram-se as estruturas atribuídas ao evento Dn+1, representadas pela clivagem de crenulação (Sn+1), pela lineação de crenulação (Lc+1) e pelas dobras em escala de afloramento. Nos granitoides do Complexo Monte Carmelo observa-se ainda o desenvolvimento localizado de foliação milonítica e de lineação de estiramento (Le). As estruturas rúpteis correspondem principalmente a famílias de fraturas e juntas que cortam as litologias anteriormente deformadas, com maior expressão nos quartzitos ferruginosos e nos granitoides.

4.6.1. Deformação Dúctil

A deformação dúctil registrada na área de estudo é representada por diferentes fábricas estruturais preservadas nas unidades metassedimentares e granitoides. Nas rochas metassedimentares, a principal estrutura planar corresponde à foliação regional (Sn), expressa como xistosidade nos xistos e clivagem ardosiana nos filitos. Associadas a essa fábrica ocorrem a clivagem de crenulação (Sn+1), a lineação de crenulação (Lc+1) e as dobras. Nos granitoides observa-se ainda o desenvolvimento localizado de foliação milonítica e de lineação de estiramento (Le) nos corredores de maior deformação da Zona de Cisalhamento Douradinho.

Nos xistos e filitos, a foliação regional é marcada pela orientação preferencial de minerais micáceos, principalmente muscovita, biotita e sericita. Nos granitoides, a foliação milonítica é caracterizada pelo desenvolvimento de bandamento composicional e pela orientação de biotita e muscovita. A lineação de estiramento (Le) é definida pelo alongamento preferencial dos porfiroclastos de feldspato, enquanto os minerais micáceos acomodam-se ao redor desses cristais, acompanhando a fábrica deformacional.

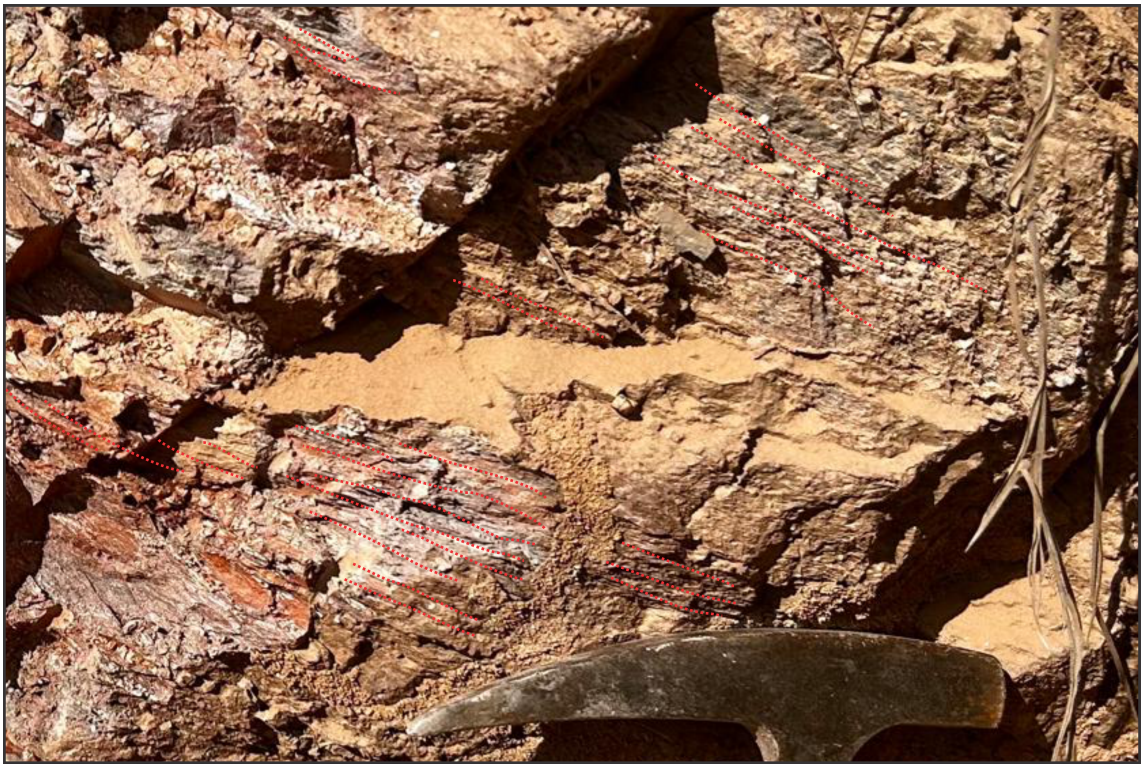
4.6.1.1.Dn

O evento deformacional Dn corresponde ao primeiro episódio de deformação tectônica registrado na área de estudo. Esse evento gerou um conjunto de estruturas que reorganizaram o arcabouço geológico local segundo uma orientação preferencial NW–SE. As principais estruturas associadas a essa fase compreendem a foliação principal Sn, que se manifesta como xistosidade e clivagem ardosiana nas rochas metassedimentares.

Sn

A foliação principal Sn constitui a estrutura planar dominante na área de estudo, e sua expressão física varia em função da reologia e do protólito das unidades afetadas. Nas rochas metassedimentares do Grupo Araxá e do Complexo Abadia dos Dourados, essa estrutura manifesta-se como uma xistosidade nos mica xistos e como uma clivagem ardosiana bem desenvolvida nos filitos, ambas definidas pela forte orientação preferencial de filossilicatos (muscovita, biotita e sericita) (figura 26).

Figura 26 –Xistosidade (Sn) desenvolvida em rochas metassedimentares (xistos e filitos), marcada pela orientação preferencial de minerais micáceos.

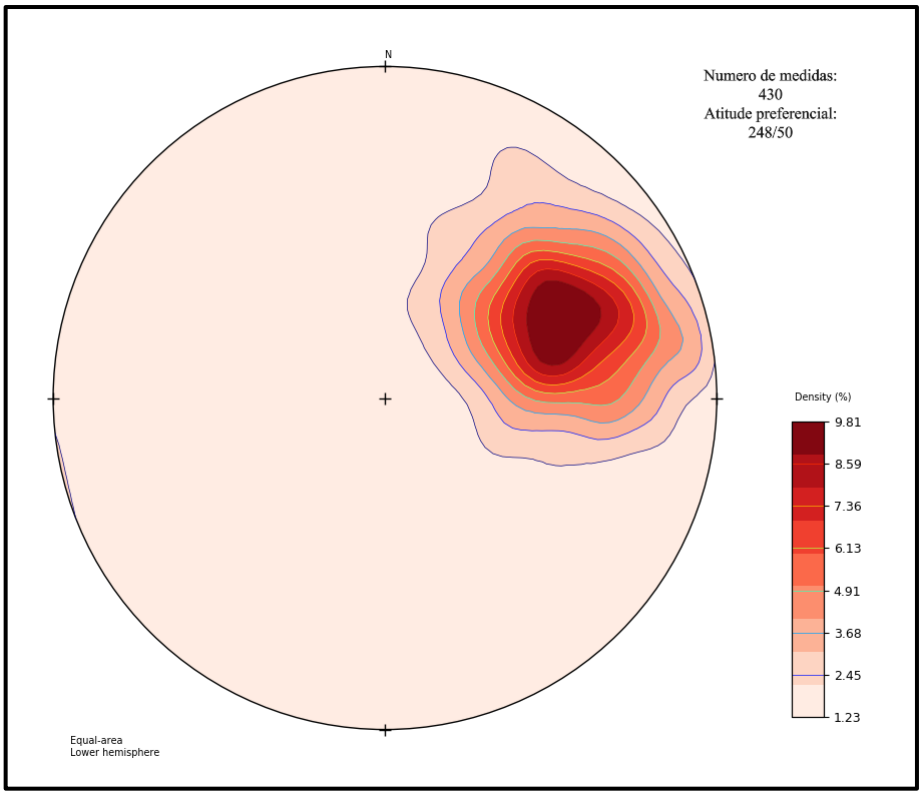


Fonte: Autoria própria (2026).

A análise do conjunto de medidas das foliações (figura 27) evidencia um forte controle direcional das estruturas planares na área de estudo. Embora o banco de dados reúna medidas obtidas tanto nas rochas metassedimentares quanto nos granitoides, observa-se uma concentração principal de polos no quadrante nordeste, definindo atitude preferencial de 248/50. Esse arranjo representa planos de direção NW–SE com mergulhos moderados a altos para SW, em concordância com os lineamentos morfoestruturais e com os resultados obtidos nas etapas aerogeofísicas. Contudo, uma parcela subordinada das medidas não acompanha essa concentração principal, apresentando atitudes distintas do padrão dominante. Essa dispersão

pode estar relacionada a heterogeneidades locais da deformação, variações litológicas, contrastes de competência mecânica entre as unidades ou à superposição de estruturas posteriores, sendo mais evidente em setores próximos a contatos litológicos, inflexões estruturais e domínios com maior intensidade de deformação.

Figura 27 - Estereograma do contorno dos polos da foliação principal Sn da área de estudo, obtidas durante as campanhas de campo e dados provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II, evidenciando concentração principal compatível com foliação de direção preferencial NW–SE (248/50), e mergulhos predominantemente moderados a altos.



Fonte: Autoria própria (2026).

4.6.1.2.Dn+1

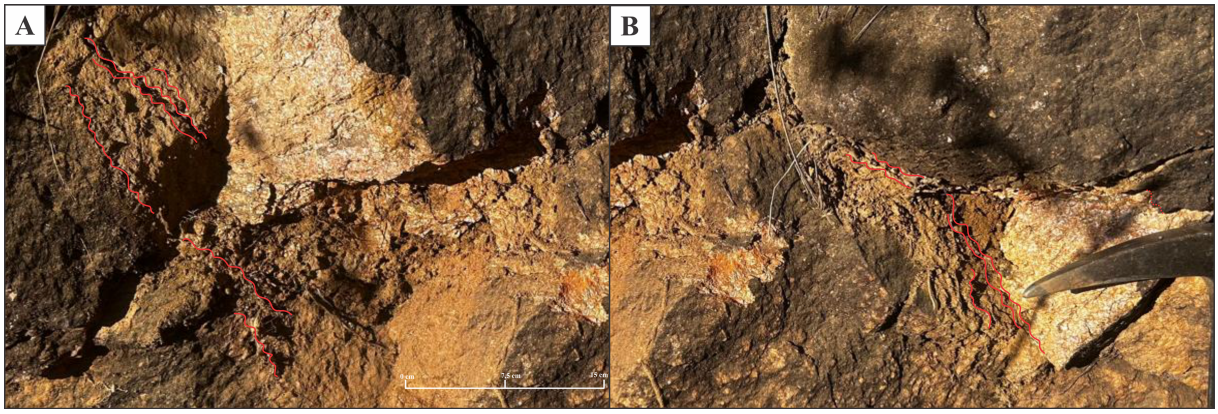
Em afloramento, as estruturas associadas ao evento Dn+1 ocorrem como uma clivagem superposta à foliação principal Sn, encontrando-se localmente associada a dobras de pequena escala. Essas duas feições representam expressões de escala distinta de um mesmo processo compressivo.

Sn+1

Foram reconhecidas superfícies de clivagem de crenulação, interpretadas como Sn+1 (figura 28). Essas estruturas ocorrem principalmente nas unidades metassedimentares, de forma

proeminente no muscovita-biotita xisto, porções nas quais a foliação principal Sn encontra-se localmente dobrada.

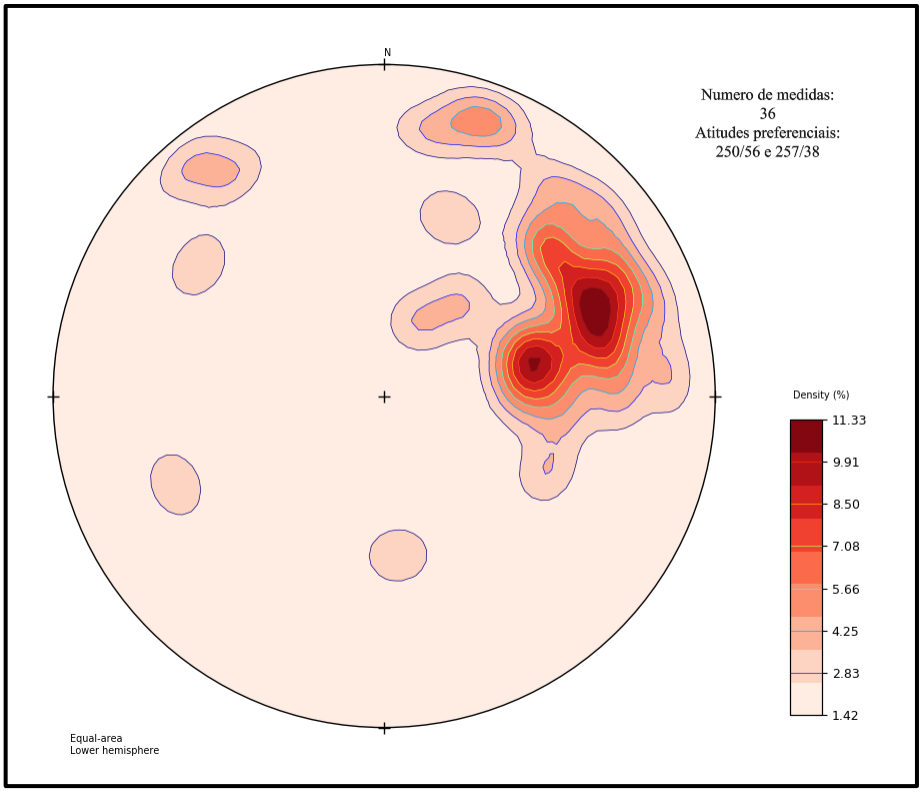
Figura 28 – (A e B) Clivagem de crenulação (Sn+1) desenvolvida sobre a foliação principal Sn em afloramento de muscovita-biotita xisto



Fonte: Autoria própria (2026).

O estereograma da clivagem Sn+1 (figura 29) apresenta uma distribuição de polos mais dispersa em relação à foliação principal Sn. Essa maior dispersão indica que a estrutura não constitui uma superfície regional totalmente homogênea, sugerindo variações locais na orientação ou a possibilidade de que tais planos tenham sido modificados posteriormente por deformações tardias. As medidas de Sn+1 concentram-se principalmente nas atitudes de 250/56 e 257/38, que representam as atitudes preferenciais, embora ocorram orientações subordinadas distintas.

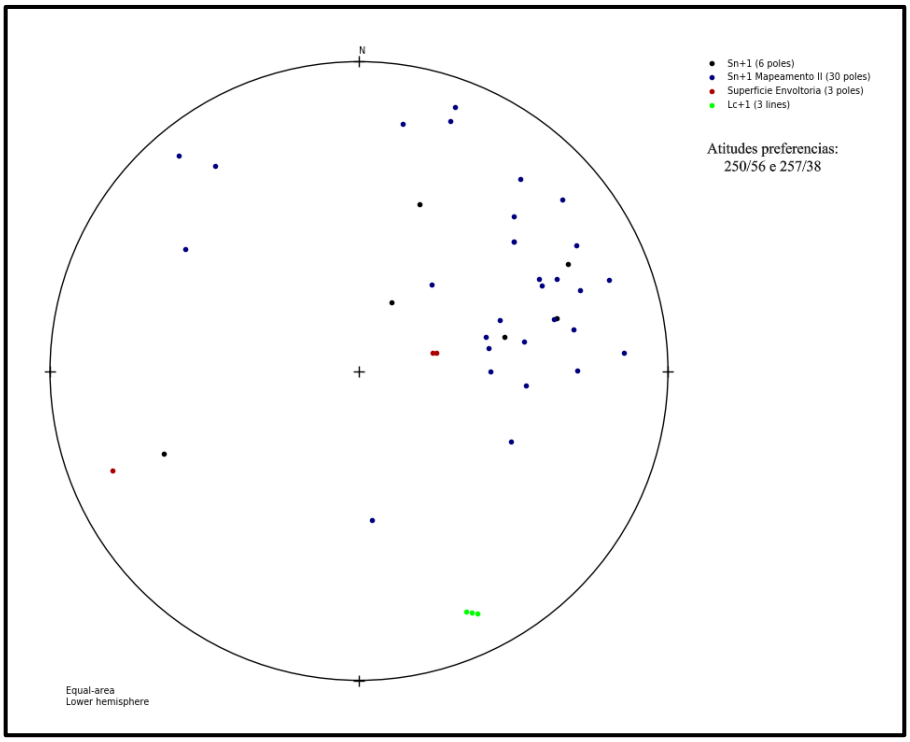
Figura 29 - Estereograma de contorno dos polos da clivagem de crenulação Sn+1 (n = 36), integrando medidas obtidas nas campanhas de campo e dados provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II, com atitudes preferenciais calculadas em 250/56 e 257/38.



Fonte: Autoria própria (2026).

Em um afloramento específico de muscovita-biotita xisto com clivagem de crenulação bem desenvolvida, foram obtidas medidas de Sn+1, superfícies envoltórias e uma lineação de crenulação (Lc+1) com atitude 155/15 (figura 30). A geometria dessas estruturas evidencia a superposição da deformação Dn+1 sobre a foliação principal Sn, com variação local da orientação da clivagem ao longo do afloramento. A superfície envoltória e a lineação de crenulação associada reforçam a interpretação de um dobramento em escala mesoscópica. A relação geométrica entre as clivagens de crenulação e a superfície envoltória indica transporte tectônico com topo para NE, constituindo uma evidência cinemática importante. Além disso, a posição da lineação de crenulação no estereograma coincide com a porção onde se concentram os eixos das dobras medidos em campo, reforçando a convergência direcional entre essas estruturas, discutida de forma integrada mais adiante.

Figura 30 - Estereograma de contorno dos polos da clivagem de crenulação Sn+1, com sobreposição das medidas do afloramento específico do muscovita-biotita xisto: polos de Sn+1 (n = 6), polos medidas mapeamento Sn+1 (n=30) polos da superfície envoltória (n = 3) e lineação de crenulação Lc+1 (n = 3, atitude 155/15).



Fonte: Autoria própria (2026).

Dobras

Em escala de afloramento, o mesmo evento compressivo Dn+1 responsável pela geração da clivagem de crenulação também produziu dobramento mesoscópico da foliação principal Sn, configurando a expressão de maior escala desse processo de encurtamento. As dobras associadas ao evento Dn+1 ocorrem principalmente nos domínios metassedimentares, de forma notável também no muscovita-biotita xisto, promovendo o dobramento local da foliação principal Sn (figura 31).

Figura 31 - Dobra em escala de afloramento promovendo o dobramento local da foliação principal Sn em muscovita-biotita xisto

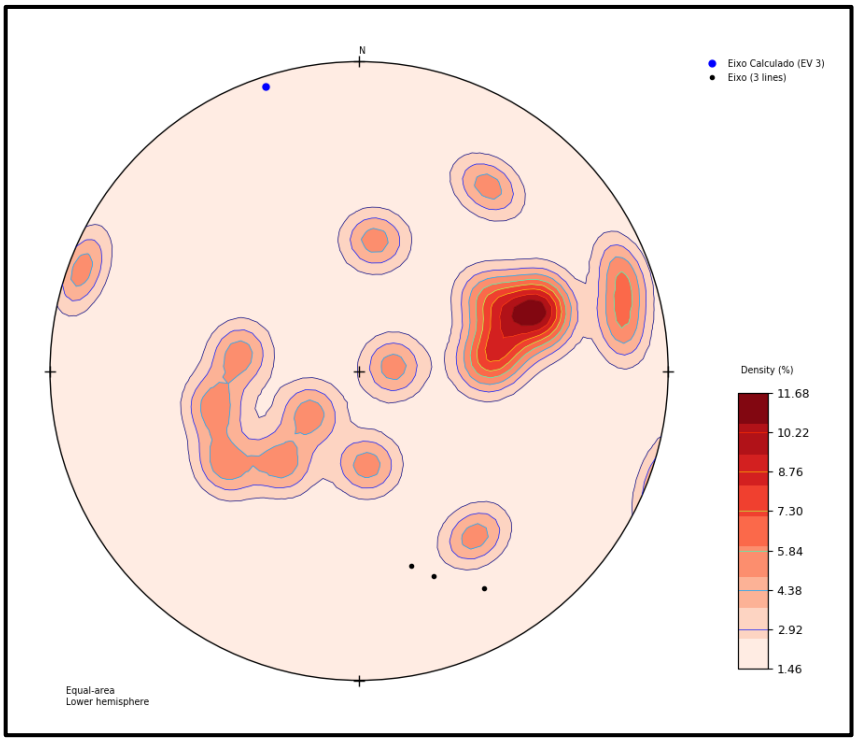


Fonte: Autoria própria (2026).

Os eixos de dobra medidos diretamente nas campanhas de campo e compilados a partir dos dados da disciplina de Mapeamento Geológico II apresentam as atitudes de 171/61, 150/20 e 165/35 (figura 32). Embora o volume total de dados seja reduzido, essas medidas mostram-se fortemente coerentes entre si e marcam uma direção preferencial estável, evidenciando uma correlação geométrica direta com a lineação de crenulação Lc+1, cuja atitude (155/15) se posiciona muito próxima ao agrupamento desses eixos.

Os planos axiais associados apresentam atitudes de 122/73, 290/65 e 315/70, definindo planos predominantemente íngremes de direção geral NW–SE, compatíveis com um encurtamento regional aproximadamente perpendicular a essa direção (NE–SW). A relação angular entre os eixos e os planos axiais sugere a ocorrência de dobras inclinadas com caimento, geradas durante a deformação dúctil que afetou a sequência metassedimentar. As medidas de flancos e charneiras reforçam a variabilidade geométrica das feições e o caráter localmente heterogêneo desse dobramento.

Figura 32 - Estereograma de contorno dos polos dos flancos das dobras medidas em campo, com o eixo calculado pelo programa (EV3) e os eixos individuais medidos em campo.

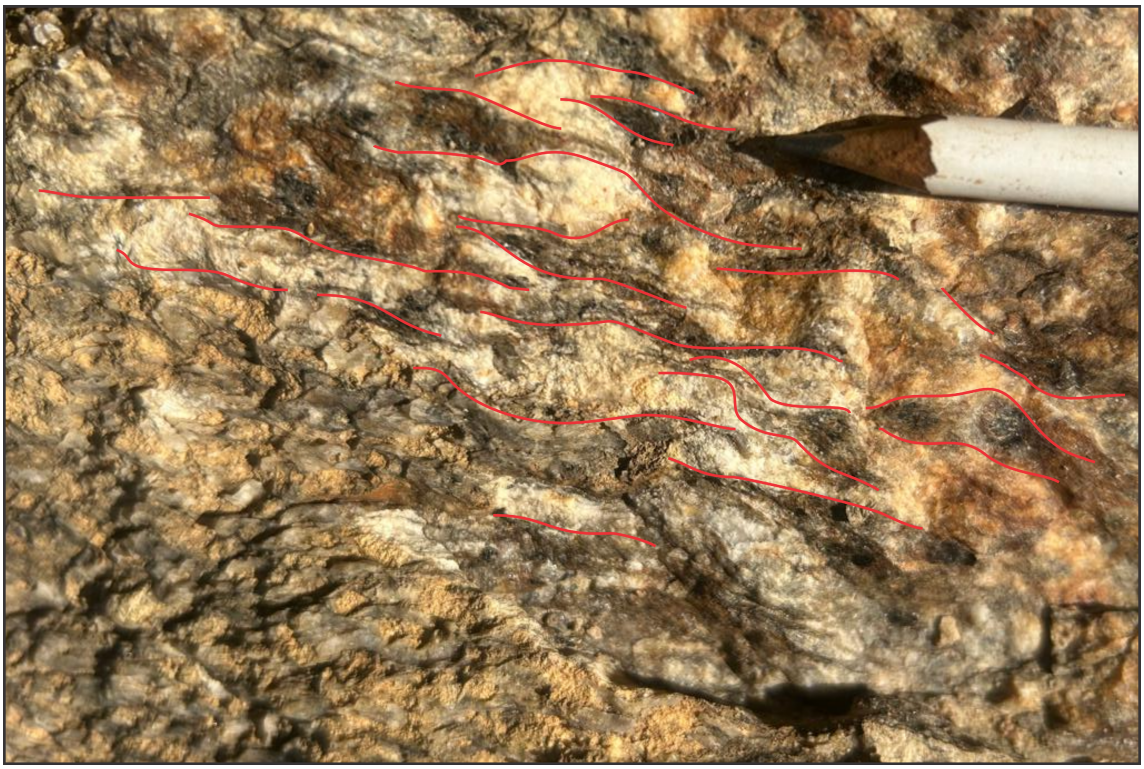


Fonte: Autoria própria (2026).

Lineação de Estiramento

A lineação de estiramento (Le) constitui o principal elemento linear associado aos granitoides deformados, sendo identificada exclusivamente nos corpos milonitizados de granitoides do Complexo Monte Carmelo (figura 33). Essa estrutura é evidenciada pelo alongamento preferencial dos porfiroclastos de feldspato e registra a direção de máximo estiramento (eixo X) do elipsoide de deformação. No contexto da deformação dúctil, a lineação de estiramento posiciona-se paralelamente à direção principal de alongamento, constituindo um importante indicador da cinemática da deformação (RAMSAY, 1980; PASSCHIER; TROUW, 2005).

Figura 33 - Lineação de estiramento (Le) observada na superfície da foliação milonítica em granitoide do Complexo Monte Carmelo. A estrutura é definida pelo alongamento preferencial dos porfiroclastos de feldspato.

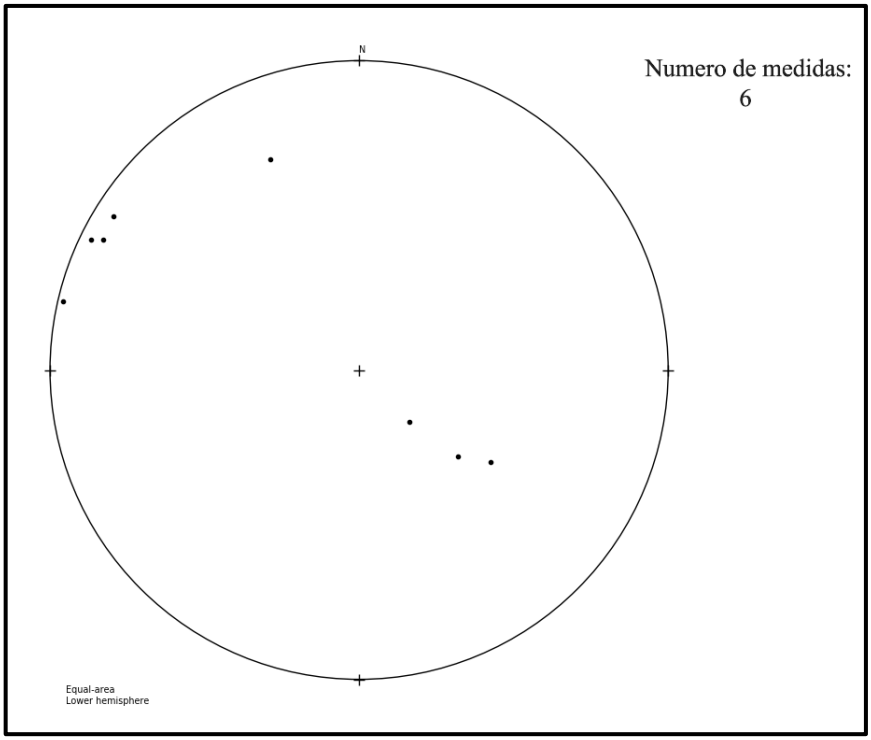


Fonte: Autoria própria (2026).

Durante os trabalhos de campo, foram obtidas apenas seis medidas desse elemento linear. Em função dessa amostragem restrita, a análise do estereograma (figura 34), deve ser interpretada com cautela, já que o número reduzido de dados limita a robustez estatística do padrão gerado, servindo aqui principalmente como ferramenta de visualização da tendência geral de agrupamento das medidas.

A projeção da lineação de estiramento revela concentrações preferenciais nos quadrantes NW e SE. As concentrações posicionadas próximas à borda do estereograma indicam baixos ângulos de caimento, enquanto a concentração localizada no quadrante SE, situada a uma distância intermediária entre a borda e o centro da projeção, indica caimentos moderados. Essa distribuição acompanha a orientação geral da foliação milonítica na qual essas estruturas estão preservadas. Embora apresentem orientação semelhante à dos eixos das dobras e da lineação de crenulação, as relações cronológicas entre essas estruturas não puderam ser estabelecidas de forma inequívoca a partir dos dados obtidos. Dessa forma, essas relações são discutidas de maneira integrada no tópico de Relações Estruturais e Síntese Cinemática.

Figura 34 – Estereograma das lineações de estiramento (Le) medidas durante o trabalho de campo.



Fonte: Autoria própria (2026).

Relações Estruturais e Síntese Cinemática

De modo geral, os dados estruturais indicam uma fábrica regional dominante de direção NW–SE, compartilhada pelas principais estruturas planares e lineares reconhecidas na área de estudo. Essa organização evidencia a superposição de diferentes episódios deformacionais, expressos pela foliação regional (Sn), pelas estruturas atribuídas ao evento Dn+1 e pelo desenvolvimento localizado de corredores miloníticos nos granitoides do Complexo Monte Carmelo.

A forte concordância geométrica entre a lineação de estiramento (Le), a lineação de crenulação (Lc+1) e os eixos das dobras sugere que essas estruturas registram um mesmo quadro deformacional regional, compatível com um encurtamento aproximadamente NE–SW. Além disso, a relação angular entre a clivagem de crenulação (Sn+1) e as superfícies envoltórias observadas em afloramentos de muscovita-biotita xisto indica transporte tectônico para NE durante o desenvolvimento da crenulação. Entretanto, os dados disponíveis não permitem estabelecer de forma inequívoca se a lineação de estiramento se desenvolveu durante o evento Dn+1 ou em um estágio posterior da evolução deformacional.

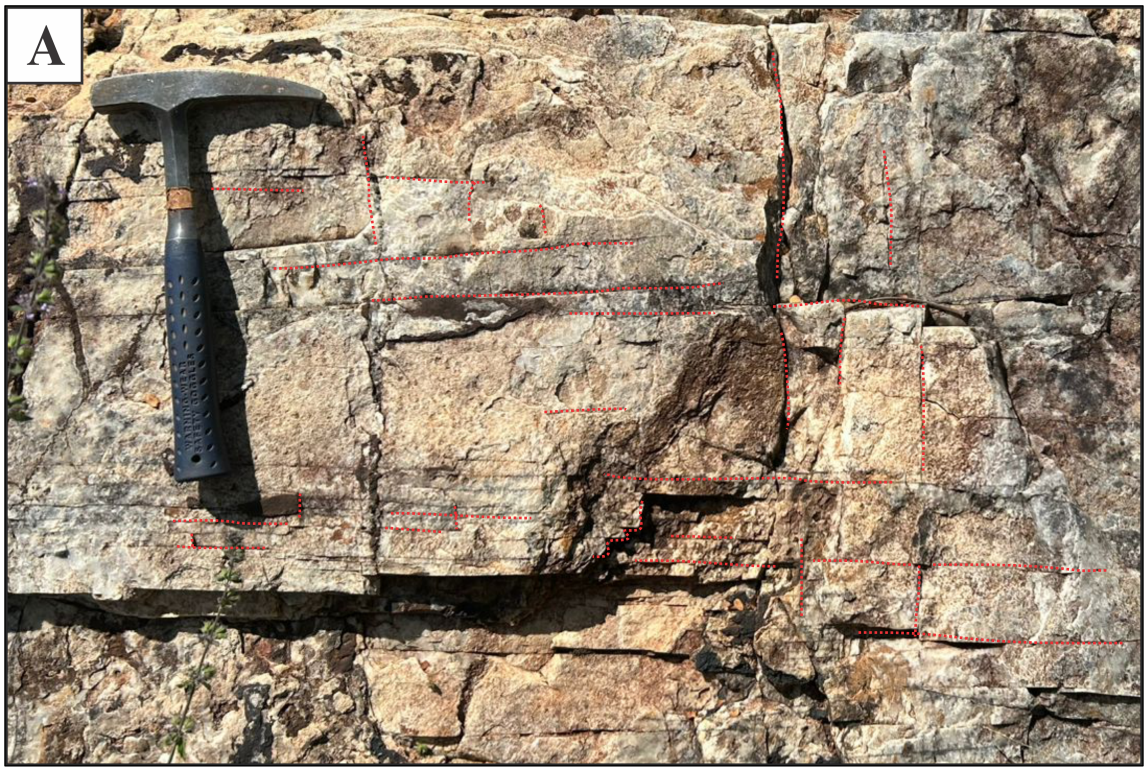
Da mesma forma, embora a foliação milonítica esteja espacialmente associada aos corredores de maior deformação da Zona de Cisalhamento Douradinho, sua posição

cronológica relativa em relação às estruturas atribuídas ao evento Dn+1 permanece inconclusiva. Os dados disponíveis permitem apenas afirmar que essa fábrica representa um estágio avançado da deformação dúctil, sem possibilitar definir se seu desenvolvimento foi contemporâneo ao dobramento e à crenulação ou se ocorreu posteriormente.

4.6.2. Deformação Ruptil

Sobrepondo-se ao arcabouço dúctil, a área registra estruturas rúpteis representadas principalmente por fraturas e juntas, observadas com maior clareza nas litologias mais competentes, especialmente nos quartzitos ferruginosos e nos granitoides do Complexo Monte Carmelo. Nos quartzitos ferruginosos, o fraturamento encontra-se bem preservado em escala de afloramento, onde controla localmente a compartimentação da rocha em blocos (figura 35).

Figura 35 - Afloramento de quartzito ferruginoso evidenciando duas famílias principais de fraturas aproximadamente ortogonais, responsáveis pela compartimentação da rocha em blocos.

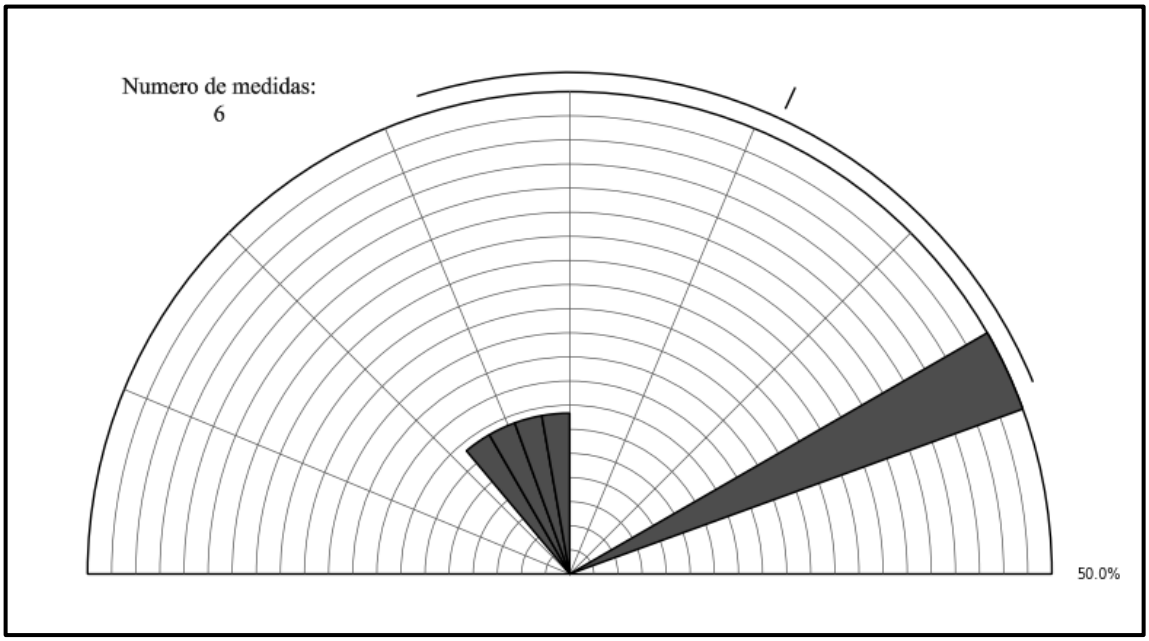


Fonte: Autoria própria (2026).

As medidas de fraturas obtidas em campo concentram-se nessa unidade, devido à sua melhor exposição e preservação estrutural. Foram reconhecidas duas famílias principais de fraturas aproximadamente ortogonais entre si, com atitudes em torno de 63°–67° e 150°–174°,

ambas com mergulhos moderados a altos, coerentes com o padrão de duas concentrações direcionais observado no diagrama de roseta local (figura 36).

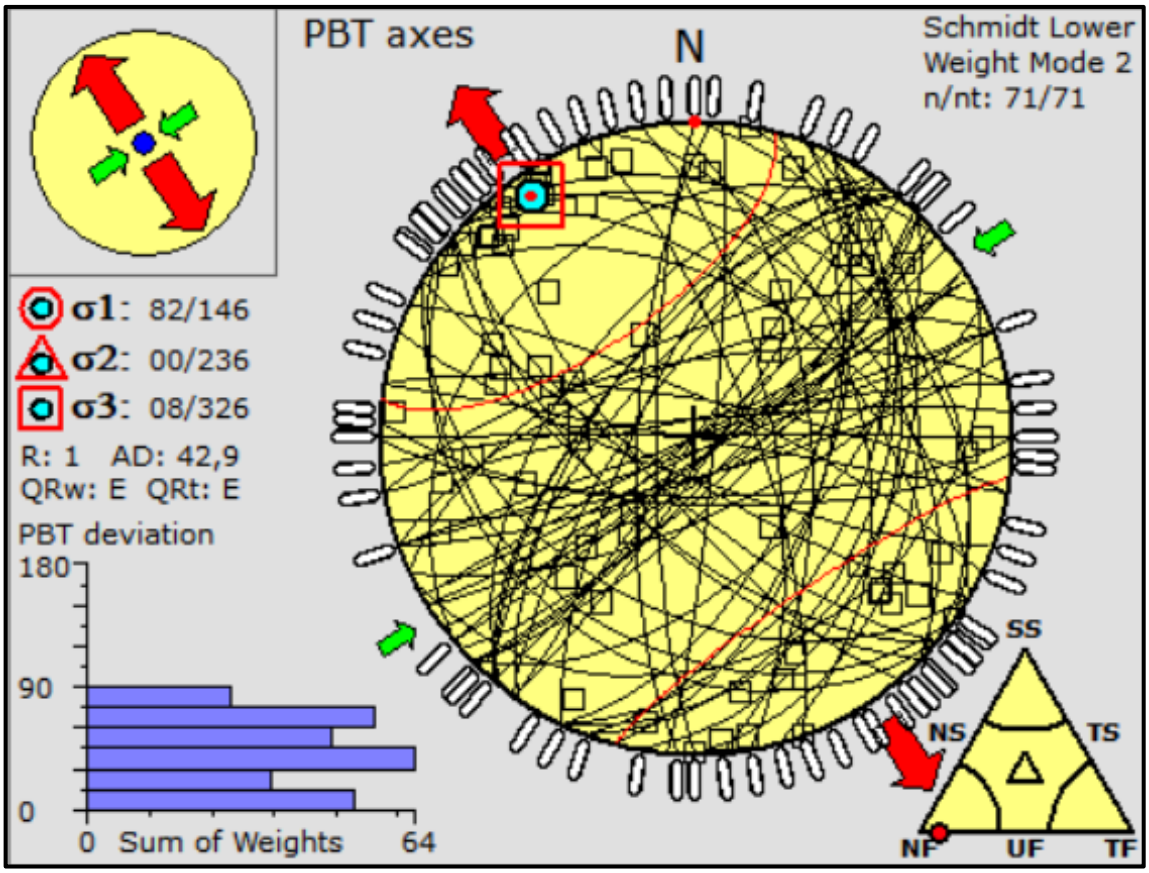
Figura 36 - Diagrama de roseta das atitudes de fratura medidas no quartizito, evidenciando duas concentrações direcionais principais.



Fonte: Autoria própria (2026).

Com o objetivo de estimar o campo de tensões responsável pelo desenvolvimento das fraturas medidas na área de estudo, foi realizada uma inversão cinemática pelo método dos eixos PBT no *software Win-Tensor*, utilizando 71 medidas estruturais (figura 37).

Figura 37 - Diagrama de inversão cinemática pelo método dos eixos PBT para as 71 fraturas da área de estudo, indicando regime normal (NF) com σ1 em 82/146 e σ3 em 08/326.



Fonte: Autoria própria (2026).

A inversão cinemática realizada pelo método dos eixos PBT forneceu uma solução compatível com um regime de falhamento normal (NF), representada na figura 37. A solução indica σ_2 subhorizontal, com atitude 236/00, e σ_3 também subhorizontal, com atitude 326/08. O eixo σ_1 apresenta atitude 146/82, caracterizando uma orientação predominantemente subvertical.

Em razão do elevado mergulho de σ_1, sua orientação azimutal torna-se geometricamente instável na projeção estereográfica, uma vez que pequenas variações nos dados de entrada podem produzir diferenças significativas no azimute calculado para eixos próximos da vertical. Essa característica explica a aparente discrepância entre a atitude numérica fornecida pelo programa e a orientação do vetor de compressão representado graficamente no diagrama. Assim, a discussão concentra-se principalmente na orientação de σ_3, cuja condição subhorizontal confere maior confiabilidade à sua atitude azimutal.

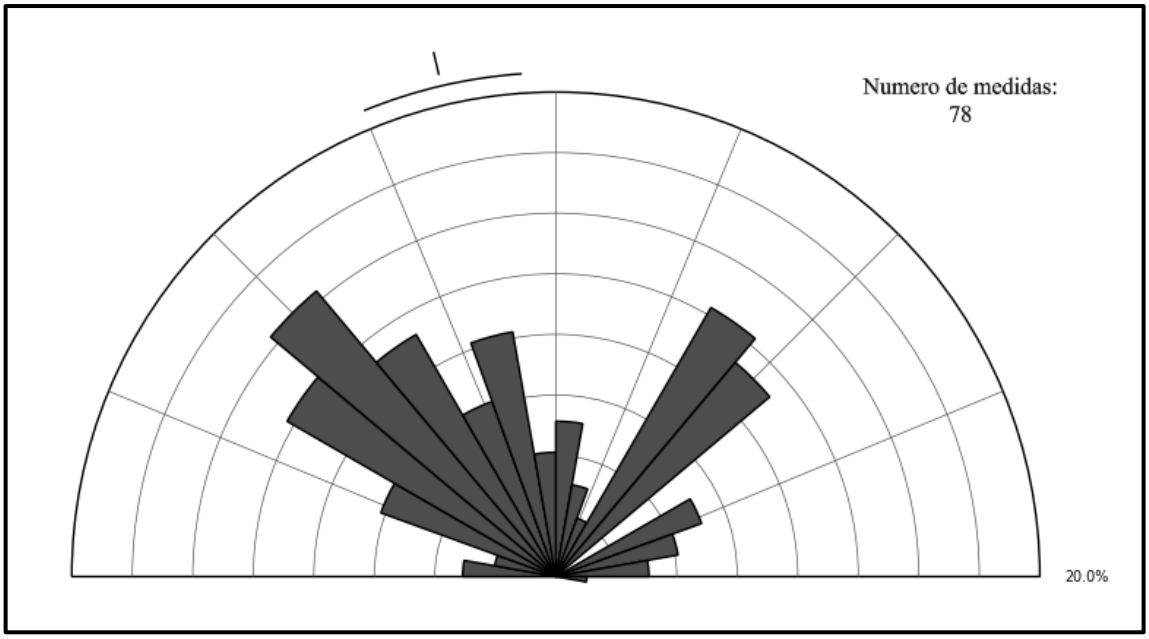
Do total de 71 medidas processadas, 54 foram consideradas compatíveis com a solução obtida, apresentando desvio angular médio de 42,9°. Os índices de qualidade QRw e QRt

classificaram essa solução como categoria E, segundo os critérios propostos por Delvaux e Sperner (2003), indicando baixa confiabilidade para a solução obtida e recomendando cautela em sua interpretação. Dessa forma, a solução deve ser considerada uma aproximação do campo de tensões responsável pelo fraturamento, e não uma determinação definitiva dos paleotensores da área.

Apesar da baixa qualidade estatística da solução, observa-se que a orientação subhorizontal de σ_3 é aproximadamente paralela à direção da lineação de estiramento (Le) reconhecida nos granitoides. Essa correspondência geométrica pode indicar que parte da orientação horizontal do campo de esforços tenha sido preservada entre os estágios dúctil e rúptil da evolução estrutural. Entretanto, essa interpretação deve ser considerada apenas como uma hipótese, uma vez que a qualidade da inversão cinemática não permite demonstrar essa relação de forma conclusiva.

Para contextualização regional, foram também analisados dados de fraturas provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II, cujo diagrama de roseta mostra um padrão direcional mais disperso, com múltiplas concentrações de baixa expressão, em comparação às medidas obtidas no trabalho de campo (figura 38). Esse comportamento sugere que o fraturamento regional é mais complexo, podendo refletir a superposição de diferentes eventos rúpteis ou a reativação de descontinuidades preexistentes.

Figura 38 - Diagrama de roseta das fraturas provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II, evidenciando a dispersão direcional das múltiplas famílias de fraturas regionais.



Fonte: Autoria própria (2026).

Nos granitoides, as fraturas ocorrem localmente cortando a anisotropia planar principal, indicando que essas descontinuidades rúpteis são geometricamente posteriores ao desenvolvimento da foliação milonítica dúctil. Entretanto, não foram identificadas estrias de atrito, espelhos de falha ou indicadores cinemáticos nos planos de fratura que permitissem determinar o sentido de movimentação associado a essas estruturas a partir de critérios de superfície. Dessa forma, as estruturas rúpteis são interpretadas como o registro de uma deformação posterior ao desenvolvimento da fábrica dúctil principal. A inversão cinemática fornece uma hipótese para o campo de tensões associado a esse fraturamento, embora a baixa qualidade da solução recomende cautela em sua interpretação.

4.6.3. Relações Estruturais e Síntese Temporal

A integração dos dados geológicos e estruturais permite propor uma sequência evolutiva para as principais estruturas reconhecidas na área de estudo. O evento Dn corresponde à fase inicial de deformação dúctil, responsável pelo desenvolvimento da foliação principal Sn, que constitui a principal fábrica planar da área e apresenta orientação regional NW–SE, com mergulhos predominantemente para SW. Posteriormente, o evento Dn+1 sobrepôs essa fábrica por meio do desenvolvimento da clivagem de crenulação Sn+1, da lineação de crenulação Lc+1 e das dobras que afetam a foliação principal. A coerência geométrica entre essas estruturas sugere que ambas as fases se desenvolveram sob um mesmo quadro deformacional regional, caracterizado por encurtamento aproximadamente NE–SW e transporte tectônico para NE.

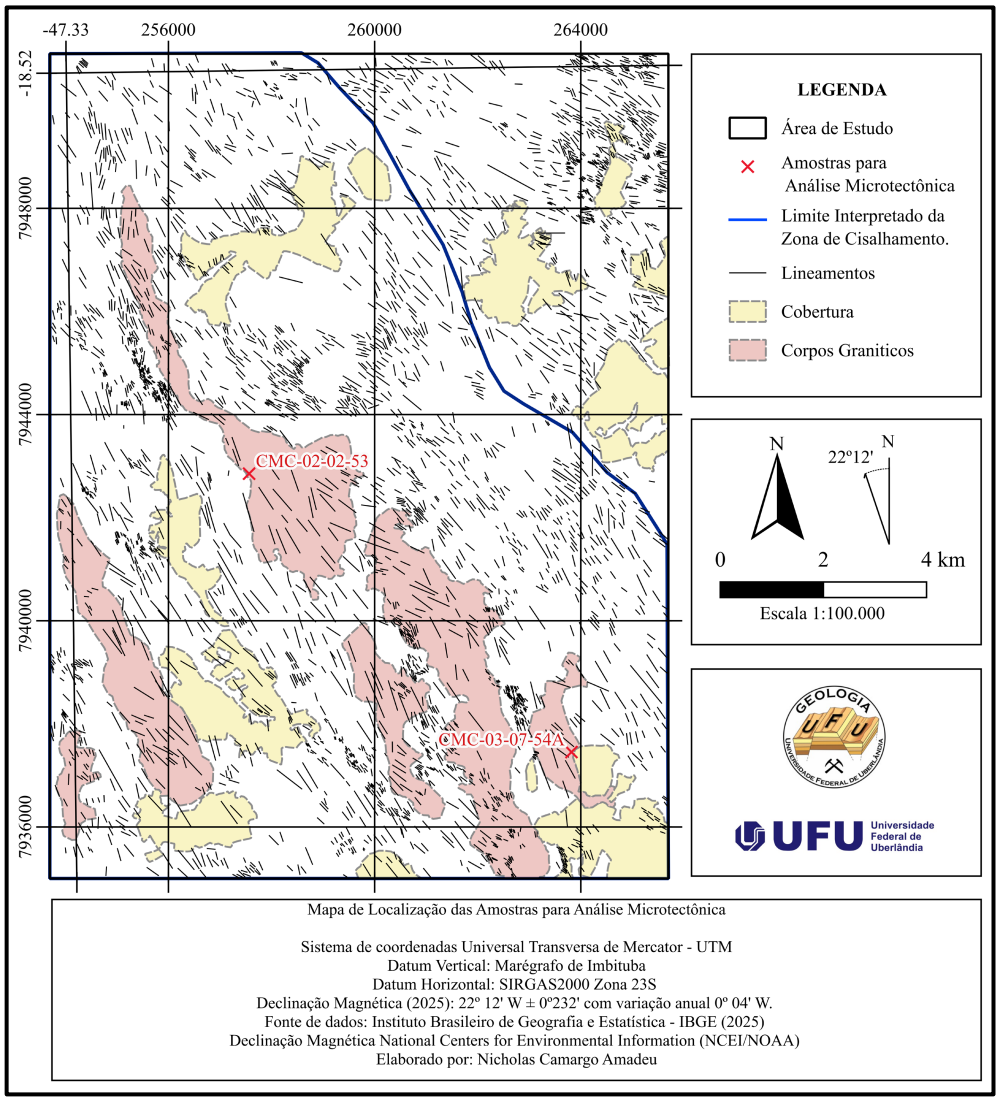
A foliação milonítica observada nos granitoides encontra-se espacialmente associada aos corredores de maior deformação da Zona de Cisalhamento Douradinho. Entretanto, os dados disponíveis não permitem estabelecer com segurança sua posição cronológica em relação às estruturas atribuídas ao evento Dn+1.

Por fim, a deformação rúptil representa o estágio mais jovem da evolução estrutural reconhecida na área. As relações de corte demonstram que as fraturas são posteriores ao desenvolvimento da fábrica dúctil principal. A inversão cinemática realizada pelo método PBT forneceu uma solução compatível com um regime de falhamento normal; contudo, em função da baixa qualidade estatística do ajuste (qualidade E), essa interpretação deve ser considerada apenas como uma hipótese para o campo de tensões responsável pelo fraturamento, não sendo possível confirmar esse regime de forma conclusiva a partir dos dados disponíveis.

4.7. Análise Microestrutural e Petrográfica

Para a análise microestrutural e petrográfica, foram selecionadas duas amostras provenientes do acervo da disciplina de Mapeamento Geológico II do curso de Geologia da Universidade Federal de Uberlândia (Apêndice D). As amostras, codificadas como CMC-02-02-53 e CMC-03-07-54A, foram escolhidas por representarem diferentes graus de deformação preservados nas rochas associadas à Zona de Cisalhamento Douradinho (figura 39).

Figura 39 - Mapa de localização das amostras provenientes da disciplina de Mapeamento Geológico II selecionadas para análise microtectônica



Fonte: Autoria própria (2026).

Por se tratar de amostras de acervo coletadas sem orientação espacial prévia, o corte dos blocos não pôde ser realizado segundo as seções principais do elipsoide de deformação (X, Y e Z). Adicionalmente, durante as atividades de campo não foram identificados indicadores

cinemáticos macroscópicos confiáveis que permitissem determinar o sentido de movimentação da zona de cisalhamento.

Dessa forma, a análise das lâminas delgadas foi direcionada à caracterização petrográfica e microestrutural das rochas, incluindo a identificação das paragêneses minerais, o reconhecimento dos mecanismos de deformação e recristalização dinâmica e a estimativa das condições relativas de temperatura associadas à deformação.

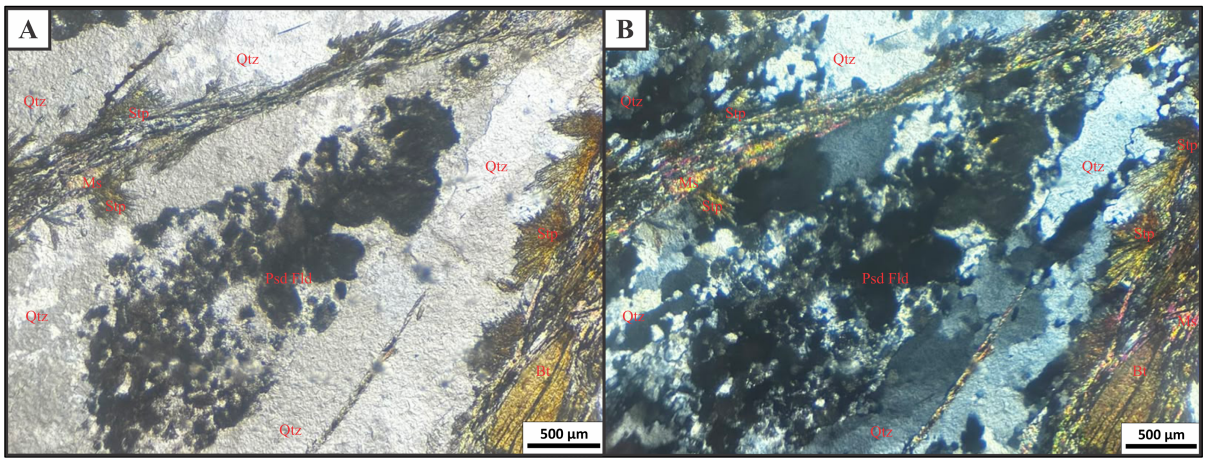
4.7.1. Amostra CMC-02-02-53

A amostra CMC-02-02-53 é um granito milonítico, caracterizado por intensa deformação dúctil e forte desenvolvimento de foliação milonítica. A rocha apresenta coloração acinzentada e foliação milonítica bem desenvolvida, marcada pela orientação preferencial dos filossilicatos e pelo alongamento de domínios quartzo-feldspáticos, que em conjunto definem essa foliação.

Em lâmina delgada, observa-se uma matriz fina recristalizada predominante que representa aproximadamente 65 a 70% do volume total da rocha, envolvendo pseudomorfos de feldspato (figura 40). A predominância da matriz em relação aos porfiroclastos indica intensa redução de granulação associada à deformação e permite classificar a rocha como milonito, de acordo com o critério baseado na proporção entre matriz e porfiroclastos proposto por Sibson (1977).

A matriz é constituída principalmente por agregados recristalizados de quartzo e filossilicatos, que acomodaram a deformação de maneira mais eficiente que os feldspatos, preservados apenas como porfiroclastos intensamente alterados.

Figura 40 - Vista geral da estrutura milonítica evidenciando a predominância da matriz de granulação fina, domínios quartzo-feldspáticos alongados e corredores micáceos que definem a foliação da rocha, observada sob luz paralela (A) e nicóis cruzados (B).

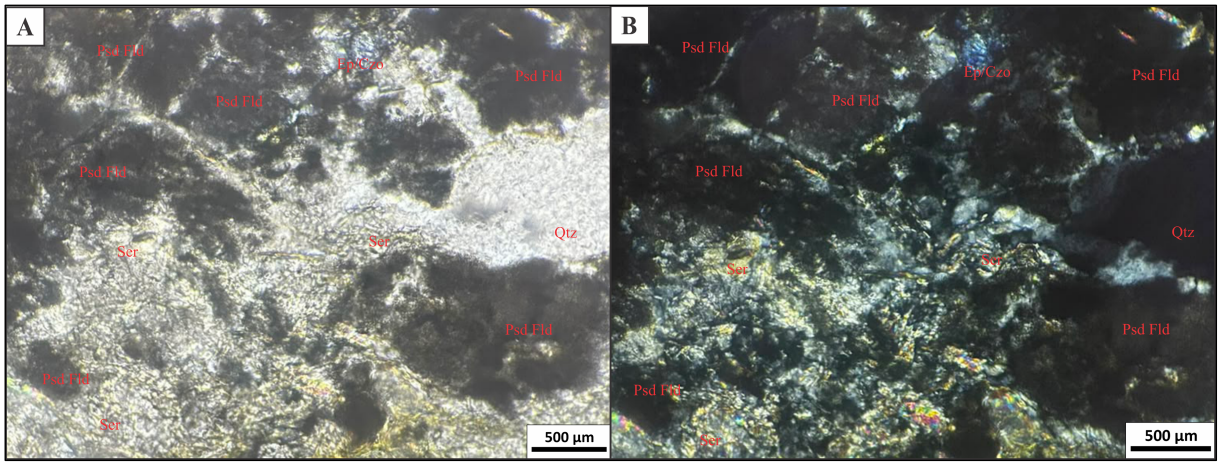


Fonte: Autoria própria (2026).

Os feldspatos encontram-se intensamente alterados e transformados em pseudomorfos de feldspato (Psd Fld), compostos predominantemente por sericita, epidoto-clinozoisita e minerais finos associados, o que impossibilita a distinção óptica segura entre plagioclásio e feldspato potássico. Os cristais exibem intenso grau de alteração e preservação limitada das feições primárias, sendo localmente afetados por fraturamento e fragmentação (figura 41).

O intenso fraturamento observado nos pseudomorfos de feldspato contrasta com a deformação concentrada na matriz quartzo-micácea, refletindo a partição da deformação entre fases com comportamentos reológicos distintos. Sob condições de baixo grau metamórfico, o feldspato tende a apresentar comportamento predominantemente rúptil (PASSCHIER; TROUW, 2005), enquanto o quartzo acomoda a deformação principalmente por mecanismos cristal-plásticos. As fraturas também favoreceram a circulação de fluidos e a substituição mineralógica por sericita e epidoto-clinozoisita, embora essa alteração não constitua, por si só, um indicador da intensidade da deformação.

Figura 41 -Pseudomorfo de feldspato intensamente alterado exibindo fraturamento interno preenchido por epidoto e minerais micáceos ao longo das descontinuidades, observado sob luz paralela (A) e nicóis cruzados (B).

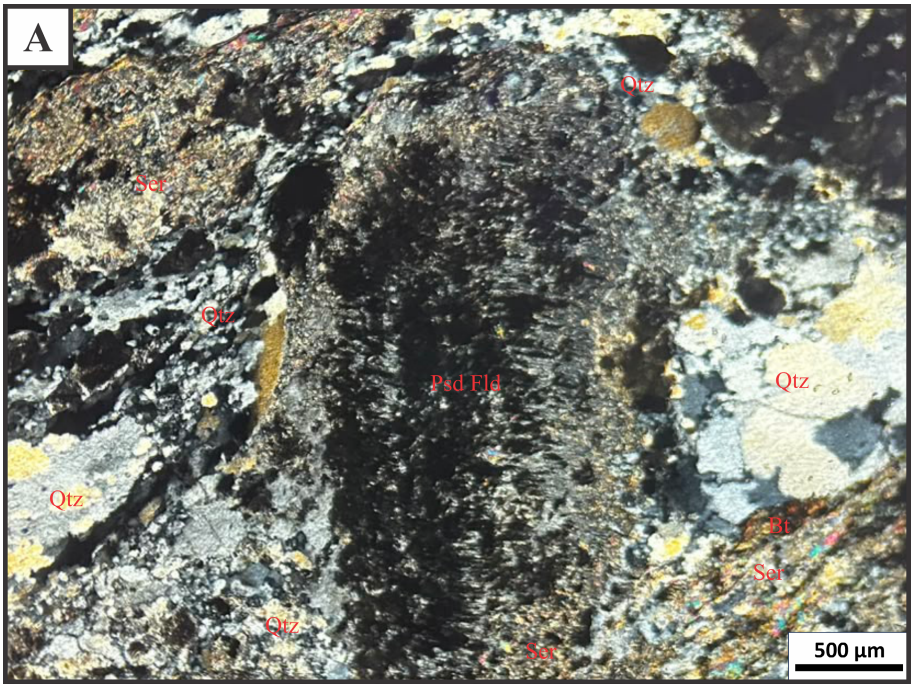


Fonte: Autoria própria (2026).

O quartzo constitui importante componente da matriz e ocorre tanto disperso em agregados finos quanto organizado em domínios alongados paralelos à foliação milonítica (figura 42). Os cristais apresentam formas anédricas, forte alongamento segundo a foliação e extinção ondulante, indicando deformação intracristalina associada ao acúmulo de discordâncias (PASSCHIER; TROUW, 2005). Em diversos domínios observa-se redução da granulação nas bordas dos cristais maiores, acompanhada pelo desenvolvimento de agregados

finos na matriz, indicando reorganização progressiva da fase quartzosa durante a deformação. O conjunto dessas feições é compatível com recristalização dinâmica em condições nas quais o mecanismo de *bulging recrystallization* (BLG) é predominante, caracterizado pela formação de novos grãos ao longo dos limites dos cristais sob temperaturas relativamente baixas (PASSCHIER; TROUW, 2005).

Figura 42 - Sombra de deformação desenvolvida nas extremidades de um porfiroclasto de feldspato alterado, evidenciando crescimento de quartzo em zonas de baixa pressão diferencial.

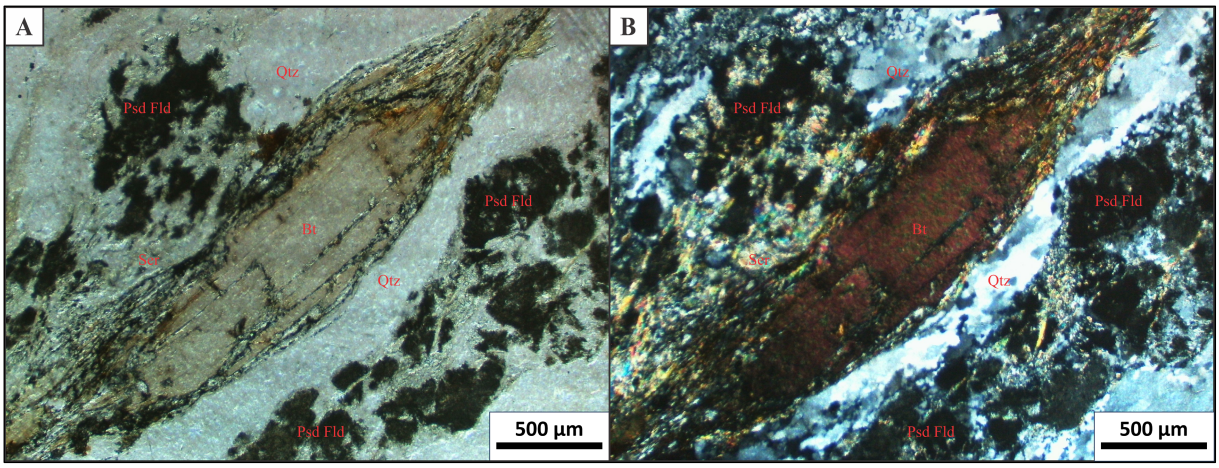


Fonte: Autoria própria (2026).

A sombra de pressão desenvolvida junto ao porfiroclasto de feldspato evidencia a redistribuição da deformação ao redor de um corpo mecanicamente mais competente (PASSCHIER; TROUW, 2005). Nessas regiões de baixa pressão diferencial ocorre a precipitação e o crescimento de quartzo, formando agregados policristalinos que registram a acomodação local da deformação.

A biotita ocorre distribuída ao longo dos corredores micáceos da foliação milonítica, formando agregados lenticulares alongados e localmente oxidados. Em alguns domínios, observam-se cristais lenticulares fortemente orientados segundo a foliação. A orientação preferencial desses cristais evidencia que os filossilicatos participaram ativamente da acomodação da deformação por rotação e alinhamento progressivo, contribuindo para o desenvolvimento da anisotropia planar da rocha. (figura 43).

Figura 43 - Cristais de biotita orientados segundo a foliação milonítica, formando corredores micáceos paralelos à anisotropia principal da rocha, observados sob luz paralela (A) e nicóis cruzados (B).

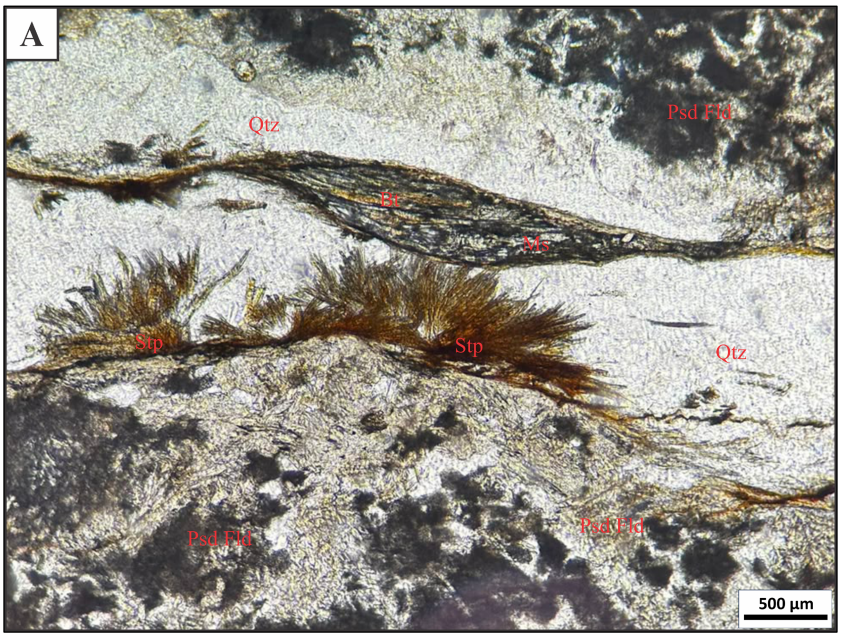


Fonte: Autoria própria (2026).

Associados aos corredores micáceos desenvolvem-se agregados fibrorradiados de estilpnomelana, caracterizados por coloração marrom-dourada e hábito acicular em leque (figura 44).

Embora a estilpnomelana ocorra em pequena proporção, sua associação com os domínios micáceos reforça o desenvolvimento da foliação durante a deformação. Em conjunto, as microestruturas observadas indicam que a deformação foi acomodada principalmente pelo fluxo dúctil da matriz quartzo-micácea, enquanto os feldspatos responderam predominantemente por fraturamento. A predominância de agregados quartzosos de granulação fina na matriz, associada à extinção ondulante e à ausência de evidências claras de recristalização por rotação de subgrãos ou migração de limites de grão, sugere que a recristalização dinâmica ocorreu principalmente pelo mecanismo de *bulging* (BLG), compatível com condições de deformação em temperaturas características da fácies xisto verde (PASSCHIER; TROUW, 2005).

Figura 44 - Agregado fibrorradiado de estilpnomelana exibindo hábito acicular em leque e associação textural com os corredores micáceos da foliação milonítica.

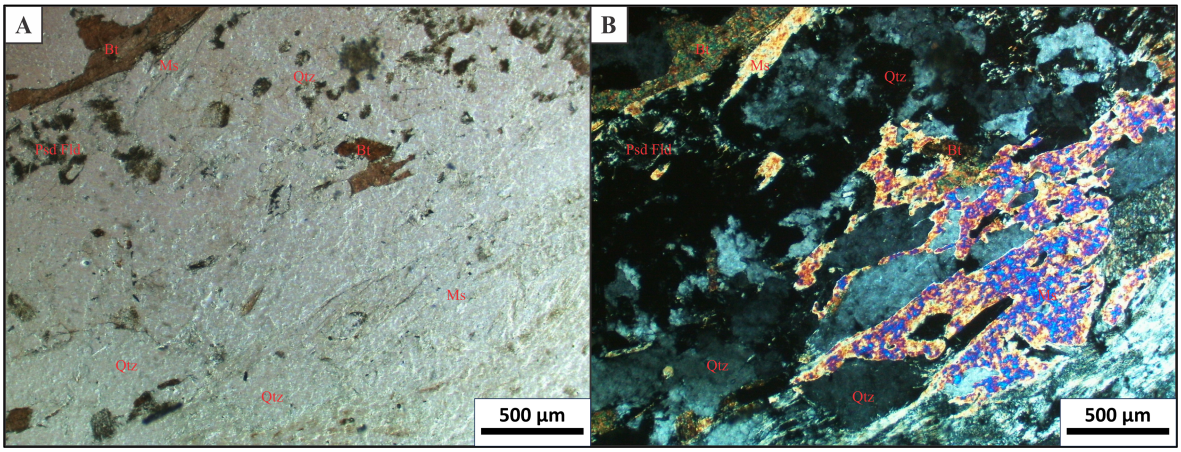


Fonte: Autoria própria (2026).

4.7.2. Amostra CMC-03-07-54A

A amostra CMC-03-07-54A corresponde a um granito protomilonítico, caracterizado por menor intensidade de deformação em relação à amostra CMC-02-02-53. Apresenta coloração esbranquiçada e anisotropia definida pela orientação preferencial dos filossilicatos, preservando parcialmente as características texturais do protólito. Em lâmina observa-se uma matriz subordinada, correspondendo a aproximadamente 25–30% do volume da rocha, envolvendo um arcabouço dominante de porfiroclastos quartzo-feldspáticos preservados (figura 45). A menor proporção de matriz em relação aos porfiroclastos é compatível com a classificação da rocha como protomilonito, segundo o critério proposto por Sibson (1977).

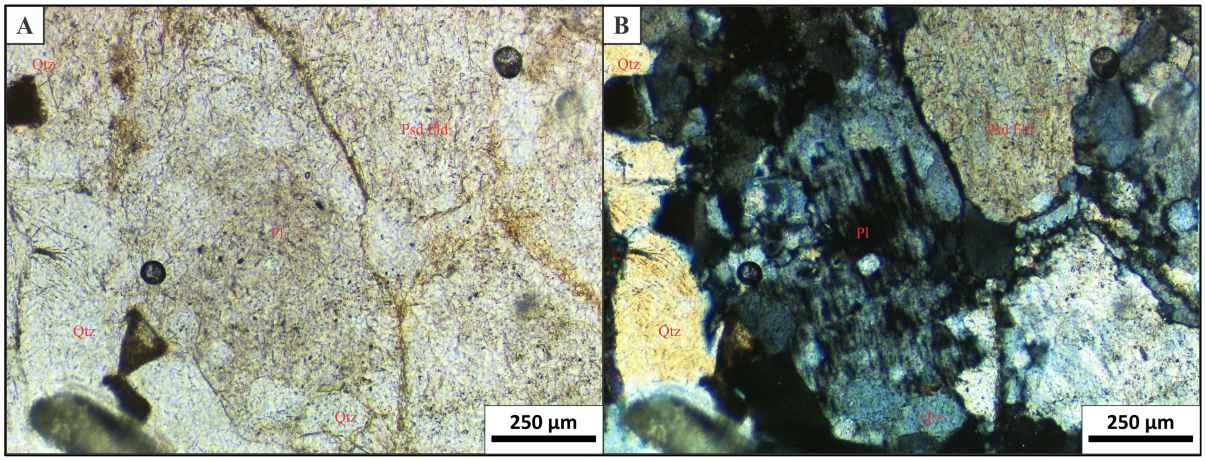
Figura 45 - Vista geral da microestrutura protomilonítica evidenciando a preservação parcial da textura do protólito, porfiroclastos quartzo-feldspáticos e matriz de granulação fina subordinada, observada sob luz paralela (A) e nicóis cruzados (B).



Fonte: Autoria própria (2026).

Os feldspatos ocorrem predominantemente como porfiroclastos subédricos a anédricos afetados por saussuritização. Em diversos cristais ainda são preservadas feições ópticas primárias, embora parcialmente modificadas pelos processos de alteração (figura 46). O fraturamento intragranular é menos intenso quando comparado ao observado na amostra CMC-02-02-53, refletindo menor intensidade de deformação. Assim como observado no milonito, o comportamento mecânico dos feldspatos foi predominantemente rúptil, contrastando com a deformação cristal-plástica acomodada pela matriz quartzosa. A alteração por saussuritização é interpretada como um processo mineralógico superposto e não constitui, isoladamente, um indicador da intensidade da deformação (PASSCHIER; TROUW, 2005).

Figura 46 - Porfiroclasto de plagioclásio parcialmente preservado exibindo saussuritização e preservação local de feições ópticas primárias, observado sob luz paralela (E) e nicóis cruzados (F).

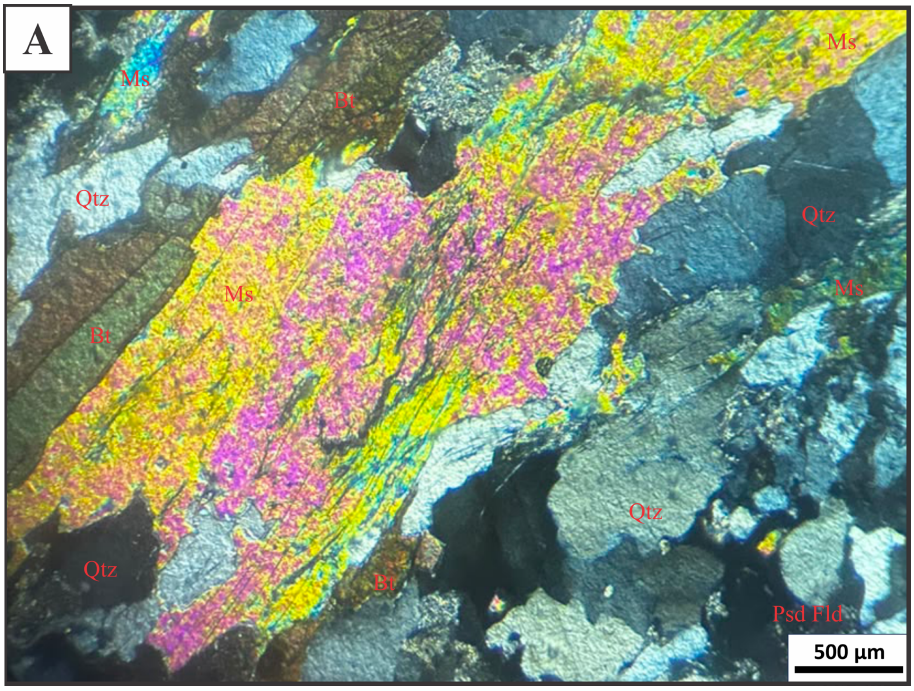


Fonte: Autoria própria (2026).

O quartzo ocorre como cristais anédricos e agregados policristalinos distribuídos entre os porfiroclastos feldspáticos (figura 45). Os grãos apresentam extinção ondulante generalizada, contatos localmente sinuosos e discreto alongamento paralelo à foliação, indicando deformação intracristalina associada ao movimento de discordâncias (PASSCHIER; TROUW, 2005). Em alguns domínios observa-se redução da granulação localizada na matriz, compatível com recristalização dinâmica por *bulging recrystallization* (BLG), mecanismo caracterizado pela nucleação de novos grãos ao longo dos limites dos cristais durante deformação em baixas temperaturas (PASSCHIER; TROUW, 2005). A menor proporção de matriz em relação à amostra CMC-02-02-53 indica menor intensidade de deformação finita, embora ambas registrem condições deformacionais semelhantes.

A biotita e a muscovita definem a foliação principal da rocha, encontrando-se orientadas segundo planos preferenciais que contornam os porfiroclastos mais competentes (figura 47). Em diversos domínios observa-se deformação intracristalina das micas, expressa pela curvatura das clivagens e pela orientação preferencial dos cristais. Essas feições indicam acomodação progressiva da deformação por rotação e alinhamento dos filossilicatos, contribuindo para o desenvolvimento da anisotropia planar característica da microestrutura protomilonítica.

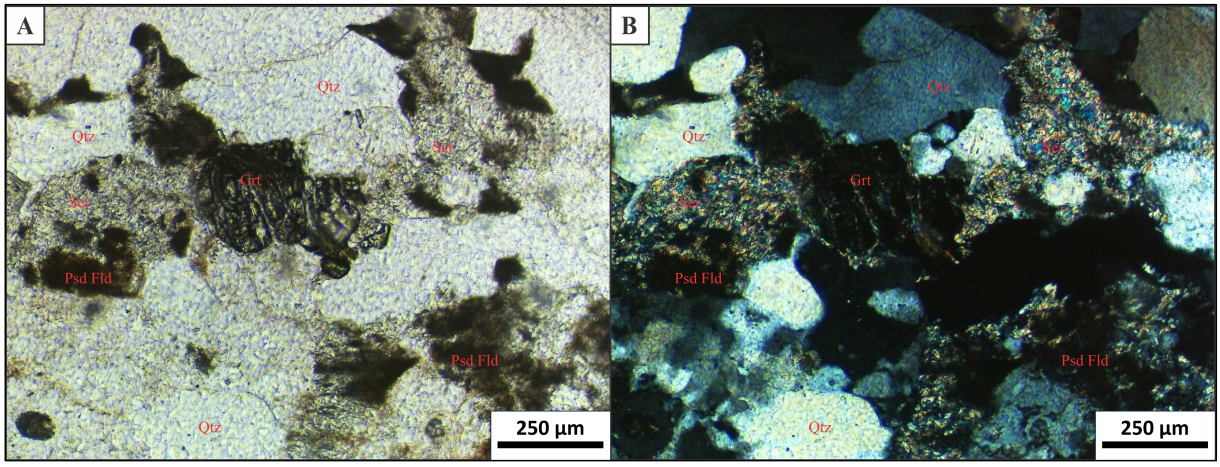
Figura 47 - Associação entre biotita (Bt), muscovita (Ms), quartzo (Qtz) e pseudomorfo de feldspato (Psd Fld), evidenciando a orientação preferencial dos filossilicatos segundo a foliação protomilonítica, observada sob nicóis cruzados



Fonte: Autoria própria (2026).

Como fase acessória ocorre granada com intenso fraturamento interno (figura 48). O intenso fraturamento do cristal contrasta com a deformação acomodada pela matriz circundante, evidenciando comportamento mecânico mais competente durante o evento deformacional. Com base apenas na análise petrográfica, entretanto, não é possível estabelecer a relação temporal entre o crescimento da granada e a deformação registrada na matriz.

Figura 48 - Cristal de granada apresentando alto relevo e intenso fraturamento interno, observado sob luz paralela (C) e nicóis cruzados (D).



Fonte: Autoria própria (2026).

Em conjunto, as microestruturas observadas indicam que a deformação foi acomodada principalmente pela matriz quartzo-micácea, preservando parte significativa do arcabouço original de porfiroclastos feldspáticos. A menor proporção de matriz, associada à preservação das feições do protólito e ao desenvolvimento mais restrito da recristalização dinâmica do quartzo, é compatível com uma intensidade de deformação inferior à observada na amostra CMC-02-02-53. As feições microestruturais são consistentes com deformação em condições de baixo grau metamórfico, compatíveis com a fácies xisto verde (PASSCHIER; TROUW, 2005).

4.7.3. Considerações Sobre as Condições de Deformação

A classificação das rochas de falha proposta por Sibson (1977) utiliza a proporção volumétrica entre matriz e porfiroclastos como principal critério para classificar a intensidade da milonitização. Segundo esse critério, rochas contendo entre 10 e 50% de matriz são classificadas como protomilonitos, entre 50 e 90% como milonitos (ou mesomilonitos) e, quando apresentam mais de 90% de matriz, como ultramilonitos. Dessa forma, a amostra CMC-02-02-53, com aproximadamente 65-70% de matriz, é classificada como milonito, enquanto a

amostra CMC-03-07-54A, com cerca de 25-30% de matriz, corresponde a um protomilonito, evidenciando diferentes graus de milonitização registrados na Zona de Cisalhamento Douradinho.

A foliação milonítica observada nas duas amostras resulta da atuação conjunta de diferentes processos microestruturais, incluindo a orientação preferencial dos filossilicatos, o alongamento dos domínios quartzo-feldspáticos e o desenvolvimento de uma matriz produzida pela deformação progressiva. Essas feições refletem a partição da deformação entre minerais mecanicamente mais competentes, representados principalmente pelos feldspatos, e a matriz quartzo-micácea, que acomodou a deformação predominantemente por mecanismos dúcteis (PASSCHIER; TROUW, 2005).

As microestruturas observadas no quartzo permitem ainda inferir as condições em que a deformação ocorreu. A extinção ondulante generalizada registrada em ambas as amostras indica deformação intracristalina associada ao movimento de discordâncias (PASSCHIER; TROUW, 2005). Na amostra CMC-02-02-53, a presença de agregados quartzosos de granulação fina associados à extinção ondulante e ao alongamento dos domínios quartzosos é compatível com recristalização dinâmica em condições nas quais o mecanismo de *bulging recrystallization* (BLG) é predominante. Esse mecanismo opera tipicamente entre aproximadamente 300 °C e 400 °C, sob condições compatíveis com metamorfismo de baixo grau e fácies xisto verde (PASSCHIER; TROUW, 2005). A ausência de subgrãos bem desenvolvidos nas seções analisadas impede reconhecer de forma inequívoca a atuação da recristalização por rotação de subgrãos (SGR), mecanismo característico de temperaturas mais elevadas (PASSCHIER; TROUW, 2005). Em conjunto, essas microestruturas sugerem que a deformação registrada nas duas amostras ocorreu sob condições compatíveis com a fácies xisto verde, estabelecendo um vínculo entre os mecanismos de deformação identificados no quartzo e as condições metamórficas associadas ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Douradinho.

As duas amostras registram ainda uma clara partição da deformação entre as principais fases minerais. Enquanto os feldspatos responderam predominantemente por fraturamento e preservaram-se como porfiroclastos relativamente competentes, o quartzo e os filossilicatos acomodaram a maior parte da deformação por mecanismos cristal-plásticos, originando a matriz de granulação fina e a foliação milonítica. Esse comportamento é compatível com o contraste reológico esperado entre essas fases minerais sob condições de baixo grau metamórfico (PASSCHIER; TROUW, 2005).

Por fim, ressalta-se que, em razão do reduzido número de amostras disponíveis para análise microtectônica e da ausência de orientação espacial prévia das amostras de acervo, não há base suficiente para a determinação confiável de indicadores cinemáticos a partir das observações microscópicas. As sombras de deformação descritas neste trabalho foram utilizadas apenas como evidências da redistribuição local da deformação ao redor de porfiroclastos mais competentes, não sendo empregadas para inferir o sentido de movimentação da zona de cisalhamento. Dessa forma, as interpretações apresentadas concentram-se na caracterização da intensidade relativa da deformação, dos mecanismos de recristalização dinâmica do quartzo, da partição da deformação entre as principais fases minerais e das condições metamórficas associadas ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Douradinho.

5. DISCUSSÃO

A integração dos dados morfoestruturais, aerogeofísicos, geológicos de campo, microestruturais e da modelagem geológica tridimensional permitiu estabelecer um modelo estrutural multiescalar para a Zona de Cisalhamento Douradinho. Embora não tenham sido identificados indicadores cinemáticos diagnósticos que permitissem determinar de forma inequívoca o sentido de cisalhamento da zona, os dados de campo e de lâmina delgada possibilitaram reconstituir a sequência relativa de formação das estruturas, a orientação dos eixos de encurtamento e estiramento e as condições físicas em que a deformação ocorreu, constituindo uma caracterização consistente da evolução deformacional da área.

A sequência de estruturas identificadas permite reconstituir a evolução da Zona de Cisalhamento Douradinho da seguinte forma: durante o evento Dn, desenvolveu-se a foliação principal (Sn), principal fábrica planar da área. Em escala regional, observa-se que essa foliação contorna os corpos graníticos do Complexo Monte Carmelo e se concentra principalmente nas unidades metassedimentares. Essa geometria é compatível com os lineamentos interpretados nos produtos aerogeofísicos e com o modelo geológico tridimensional. Em um estágio posterior ou alternativamente, durante a evolução progressiva do mesmo regime deformacional, o evento Dn+1 promoveu o dobramento da foliação Sn sob um regime de encurtamento de direção aproximada NE-SW, gerando a clivagem de crenulação Sn+1 e as dobras mesoscópicas observadas em campo, com transporte tectônico indicado para NE. Por fim, a deformação rúptil, marcada pelas famílias de fraturas, representa o estágio mais recente da evolução estrutural. A inversão cinemática realizada pelo método dos eixos PBT forneceu uma solução compatível com um regime extensional, sugerindo uma possível mudança em relação ao regime compressivo responsável pelos eventos dúcteis. Entretanto, em razão da baixa confiabilidade estatística da solução obtida, essa interpretação deve ser considerada apenas como uma hipótese, não sendo possível confirmar essa transição de forma conclusiva a partir dos dados disponíveis.

A ausência de um limite estrutural único e contínuo para a Zona de Cisalhamento Douradinho na área investigada sugere que, na escala deste estudo, a deformação não se encontra concentrada em uma única faixa, mas distribuída em um conjunto de corredores de intensidade variável. Essa interpretação é compatível com o padrão anastomosado observado nos lineamentos estruturais, com a distribuição espacial das anomalias magnéticas, com a variação do grau de milonitização registrada nas amostras e com o modelo geológico tridimensional. Dessa forma, os resultados indicam que a área mapeada representa um segmento

interno de um domínio deformacional mais amplo, e não uma faixa isolada de deformação delimitada por contatos abruptos.

Ao projetar as medidas estruturais de campo sobre o modelo de susceptibilidade magnética de superfície, observa-se uma clara correspondência espacial: as foliações miloníticas de alto ângulo, com mergulhos superiores a 60°, concentram-se de forma estrita e linear ao longo das quebras de relevo e nas zonas de transição de susceptibilidade magnética. Esse arranjo sugere a existência de um núcleo de maior deformação da Zona de Cisalhamento Douradinho, o qual é flanqueado por zonas de deformação moderada e domínios menos afetados, caracterizando um gradiente estrutural progressivo e controlado reologicamente. Os resultados sugerem que a Zona de Cisalhamento Douradinho constituiu uma importante descontinuidade crustal, concentrando parte significativa da deformação regional, controlando tanto a arquitetura estrutural das unidades geológicas quanto a evolução geomorfológica posterior da área.

Em escala microscópica, as duas amostras analisadas registram diferentes proporções de matriz e, consequentemente, diferentes intensidades de deformação. Segundo o critério de classificação de rochas de falha proposto por Sibson (1977), a amostra CMC-02-02-53, com 65–70% de matriz, classifica-se como milonito, enquanto a amostra CMC-03-07-54A, com 25–30% de matriz, classifica-se como protomilonito, preservando parte significativa da textura original do protólito.

Essa diferença é coerente com a posição das amostras na área de estudo. A amostra CMC-02-02-53 foi coletada junto à borda de um corpo granítico localizado na porção centro-norte da área, setor onde a foliação e os lineamentos estruturais contornam o granito e apresentam mergulhos predominantemente moderados a altos, indicando maior concentração da deformação. Em contraste, a amostra CMC-03-07-54A foi coletada em posição relativamente mais afastada da borda de um corpo granítico situado na porção sudeste, onde os lineamentos são mais retilíneos e o padrão de dobramento observado no setor norte não está presente. A concordância entre as observações petrográficas, a distribuição espacial das amostras, os dados geofísicos e a modelagem tridimensional reforça a interpretação de que o contraste reológico entre os granitoides e as rochas encaixantes influenciou a distribuição espacial da intensidade da deformação ao longo da Zona de Cisalhamento Douradinho.

A presença de pseudomorfos de feldspato compostos por sericita e epidoto-clinozoisita, bem como a ocorrência de estilpnomelana associada aos corredores micáceos, indica que

fluidos participaram ativamente da evolução tectono-metamórfica da zona de cisalhamento, favorecendo reações de alteração mineral durante a deformação.

A direção de encurtamento aproximada NE-SW e o transporte tectônico com vergência para NE, determinados neste trabalho para o evento Dn e Dn+1, encontram respaldo na interpretação estrutural proposta por Honorato *et al*. (2024) para o Complexo Abadia dos Dourados. Segundo esses autores, a arquitetura estrutural dessa unidade resulta de um modelo de deformação progressiva associado a um encurtamento crustal de direção NE-SW, responsável pela formação de uma nappe de dobra recumbente de escala quilométrica, cujo transporte tectônico apresenta vergência para nordeste, sob condições metamórficas de fácies xisto verde. Essa convergência, tanto na direção de encurtamento quanto no regime metamórfico, entre os dados microestruturais obtidos neste trabalho e o modelo proposto para uma unidade vizinha reforça a plausibilidade de que o evento Dn+1 registrado na Zona de Cisalhamento Douradinho corresponda a uma expressão local do mesmo episódio regional de encurtamento responsável pela estruturação do Complexo Abadia dos Dourados.

Essa interpretação regional encontra respaldo no modelo estrutural proposto por Brod *et al*. (1991) para a área, que descrevem a estruturação da região como dominada por blocos tectônicos limitados por falhas inversas de baixo ângulo, com vergência para NE. Notavelmente, essa direção de vergência coincide com o sentido de transporte tectônico indicado pelo evento Dn+1 no presente estudo, sugerindo uma possível relação genética entre o regime de encurtamento regional documentado por aqueles autores e a fase de dobramento reconhecida na Zona de Cisalhamento Douradinho. Embora o presente trabalho tenha sido desenvolvido em escala de detalhe, a integração entre dados estruturais, geofísicos, petrográficos e tridimensionais sugere que a área investigada não corresponde a uma única faixa estreita de deformação, mas a um segmento interno de um domínio deformacional regional mais amplo, composto por corredores de deformação de intensidade variável, interpretação compatível com o modelo regional proposto por Brod *et al*. (1991).

6. CONCLUSÃO

A integração multidisciplinar e multiescalar dos dados morfoestruturais, aerogeofísicos, estruturais de campo, microestruturais e de modelagem tridimensional permitiu caracterizar a arquitetura estrutural e a distribuição da deformação na área estudada da Zona de Cisalhamento Douradinho. Os resultados evidenciaram uma estruturação preferencial NW–SE, reconhecida em diferentes escalas, e demonstraram a influência dos contrastes reológicos entre os granitoides e as rochas encaixantes na organização da deformação.

A deformação não se apresenta concentrada em um único corredor contínuo, mas distribuída em múltiplos corredores deformacionais, com intensidade variável e geometria localmente anastomosada. Nesse contexto, os corpos graníticos, por apresentarem comportamento relativamente mais competente, contribuíram para a partição da deformação e para sua concentração nas bordas e nas rochas encaixantes. A área investigada é, portanto, interpretada como um segmento interno de um domínio deformacional regional mais amplo, e não como uma faixa isolada e estruturalmente homogênea.

As análises petrográficas e microestruturais indicaram condições de deformação compatíveis com a fácies xisto verde e registraram diferentes intensidades de milonitização entre as amostras estudadas. A variação na proporção de matriz e no grau de preservação dos protólitos reforça a existência de um gradiente deformacional, coerente com a distribuição espacial heterogênea da deformação identificada nos dados de campo e geofísicos. A ocorrência de minerais de alteração também indica participação de fluidos durante a evolução tectono-metamórfica, embora sua relação temporal com a deformação não possa ser estabelecida com segurança.

A evolução estrutural registrada apresenta caráter polifásico, com desenvolvimento da foliação principal (Sn) durante o evento Dn, seguida pelo dobramento e desenvolvimento da foliação Sn+1 durante Dn+1, associado a encurtamento aproximado NE–SW e transporte tectônico para NE. A deformação rúptil posterior é registrada por famílias de fraturas, cuja inversão cinemática forneceu uma solução compatível com regime extensional. Entretanto, devido à baixa confiabilidade estatística da solução, essa interpretação deve ser considerada apenas como hipótese. O sentido específico de cisalhamento da zona permanece indeterminado e constitui uma questão para investigações futuras.

Por fim, a história evolutiva da área de estudo caracteriza-se por um caráter polifásico, sintetizado em uma fase dúctil principal, responsável pelo desenvolvimento da foliação regional (Sn) e, localmente, da foliação milonítica nos corredores de maior deformação e pela partição

da deformação ao redor das intrusões competentes, seguida por uma fase tardia rúptil, marcada pelo desenvolvimento de famílias de fraturas que registram um evento deformacional posterior à fabricação dúctil principal. Os dados do *WinTensor* forneceram uma solução compatível com um regime de falhamento normal; entretanto, devido à baixa confiabilidade estatística do tensor obtido, essa interpretação deve ser considerada apenas como uma hipótese para o campo de tensões responsável pelo fraturamento. A abordagem metodológica integrada empregada neste trabalho mostrou-se eficiente para a caracterização do arcabouço tectônico regional, permitindo correlacionar evidências de diferentes escalas em um modelo geológico consistente e compatível com as evidências geológicas, geofísicas e estruturais levantadas. Os resultados obtidos ampliam o conhecimento geológico sobre a Zona de Cisalhamento Douradinho e fornecem uma base consistente para futuras investigações tectônicas, estruturais e geofísicas na porção meridional da Faixa Brasília.

.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. de; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Anais** [...]. Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. p. 366-391.

BARBOSA, O. Formação Araxá. **Noticiário da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, n. 3, p. 3-5, dez. 1955.

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

BARRETO, F. F. **A modelagem implícita no gerenciamento de áreas contaminadas: uma avaliação temporal de uma pluma combinada de organoclorados**. 2021. 97 f. Trabalho de Formatura (Graduação em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.

BLAKELY, R. J. **Potential theory in gravity and magnetic applications**. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 464 p.

BLUM, M. L. B. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral**. 1999. 247 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1999.

BROD, J. A.; LEONARDOS, O. H.; MENESES, P. R.; ALBUQUERQUE, M. A. C.; ALMEIDA, R.; BLANCO, S. B.; SANTOS, P. C. V. Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região de Abadia dos Dourados–Monte Carmelo, Triângulo Mineiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3., 1991, Cuiabá. **Anais** [...]. Cuiabá: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 155-168.

BROD, J. A.; LEONARDOS, O. H.; MENESES, P. R.; ALBUQUERQUE, M. A. C.; ALMEIDA, R.; BLANCO, S. B. Geoquímica da sequência vulcano-sedimentar de Abadia dos

Dourados e do Complexo Chapada das Perdizes, Triângulo Mineiro – MG. **Revista da Escola de Minas**, Ouro Preto, v. 45, p. 164-166, 1992.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A.; FREITAS-SILVA, F. H.; MARTINS-FERREIRA, M. A. C. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 43, n. 3, p. 461-476, 2013.

COWAN, J.; BEATSON, R.; ROSS, H.; FRIGHT, W.; MCLENNAN, T.; EVANS, T.; CARR, J.; LANE, R.; BRIGHT, D.; GILLMAN, A.; OSHURST, P.; TITLEY, M. Practical implicit geological modelling. In: INTERNATIONAL MINING GEOLOGY CONFERENCE, 5., 2003, Bendigo. **Proceedings [...]**. Bendigo: The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 2003. p. 89-99.

DELVAUX, D.; SPERNER, B. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: NIEUWLAND, D. A. (ed.). **New insights into structural interpretation and modelling**. Geological Society, London, Special Publications, v. 212, p. 75-100, 2003.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; ALVARENGA, C. J. S.; DANTAS, E. L. The northern Brasília belt. In: HEILBRON, M.; CORDANI, U. G.; ALKMIN, F. F. (ed.). **São Francisco Craton, Eastern Brazil: tectonic genealogy of a miniature continent**. Cham: Springer, 2017. p. 205-220.

FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; D'EL-REY SILVA, L. J. H. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. **Boletim de resumos expandidos** [...]. Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994. p. 215-217.

GOMES, J. P. R. **Mapeamento e petrografia do Granito São Geraldo e do Granito dos Coelhos associados ao Complexo Monte Carmelo, Patrocínio – MG**. 2024. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2024.

GONÇALVES, R. R. P. **Mapeamento e petrografia do granito Altinho associado ao Complexo Monte Carmelo, nordeste do povoado de Altinho, Coromandel – MG**. 2023. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2023.

HONORATO, F. R.; SILVA, M. A. D.; PAVANETTO, P.; SILVA, M. N. M. Structural analysis applied to the tectonostratigraphic reconstruction of the Abadia dos Dourados Metavolcano-sedimentary Sequence, southern Brasília Orogen: implications for the West Gondwana assemblage. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 142, art. 104972, 2024.

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

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. Geologia. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL: Folha SE.23 Belo Horizonte**. Rio de Janeiro: DNPM, 1983.

PIAUILINO, P.; VALERIANO, C. M.; PIMENTEL, M. M.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; SCHMITT, R. S. From passive margin to continental collision: geochemical and isotopic constraints for E-MORB and OIB-like magmatism during the Neoproterozoic evolution of the southeastern Brasília Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], v. 106, art. 103091, 2021.

PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; FUCK, R. A.; VIANA, M. G.; JUNGES, S. L.; FISCHEL, D. P.; SEER, H. J.; DANTAS, E. L. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S. l.], v. 14, n. 6, p. 571-585, 2001.

PINHO, J. M. M.; FÉBOLI, W. L.; SIGNORELLI, N.; TULLER, M. P.; BRITO, D. C.; RIBEIRO, J. H.; BAPTISTA, M. C.; SILVA, R. N. **Geologia e recursos minerais das folhas Cabeceira Grande, Unaí, Ribeirão Arrojado, Serra da Aldeia, Serra da Tiririca,**

Paracatu, Guarda-Mor, Arrenegado, Coromandel, Lagamar, Monte Carmelo e Patos de Minas. Belo Horizonte: CPRM, 2017. (Série Geologia do Brasil – PGB).

RAMSAY, J. G. Shear zone geometry: a review. **Journal of Structural Geology**, [S. l.], v. 2, n. 1-2, p. 83-99, 1980.

SALEM, A.; WILLIAMS, S.; FAIRHEAD, D.; SMITH, R.; RAVAT, D. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. **Geophysics**, [S. l.], v. 73, n. 1, p. L1-L10, 2008.

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

SEER, H. J.; MORAES, L. C. Magmatismo granítico neoproterozoico de ambientes intraplaca, arco e colisão no Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 21, n. 2, p. 58-71, 2013.

SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. **Journal of the Geological Society**, London, v. 133, p. 191-213, 1977.

SILVA, A. P. M. **Geologia do Granito Silvano associado ao Complexo Monte Carmelo, norte do distrito de Silvano, Patrocínio – MG**. 2024. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Universidade Federal de Uberlândia, Monte Carmelo, 2024.

SILVA, F. M. **Aplicação de métodos geofísicos, geológicos e detecção remota na investigação da sismicidade induzida na barragem do Castanhão, região nordeste do Brasil**. 2018. Tese (Doutorado em Ciências Geofísicas e da Geoinformação) – Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, Lisboa, 2018.

SILVA, G. F. **Interpretação geológica e geofísica da área de influência da Usina Hidrelétrica de Irapé, MG**. 2014. 93 f. Dissertação (Mestrado em Geociências Aplicadas) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2014.

SPERNER, B.; MÜLLER, B.; HEIDBACH, O.; DELVAUX, D.; REINECKER, J.; FUCHS, K. Tectonic stress in the Earth's crust: advances in the World Stress Map Project. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 212, p. 101-116, 2003.

TAKEHARA, L.; LAUX, J. H. **Área de relevante interesse mineral Batólito Pelotas – Terreno Tijucas: integração geológica-geofísica e recursos minerais, escala 1:500.000**. Porto Alegre: CPRM, 2019. 191 p. (Informe de Recursos Minerais. Série Províncias Minerais do Brasil, n. 20).

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied geophysics**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1990.

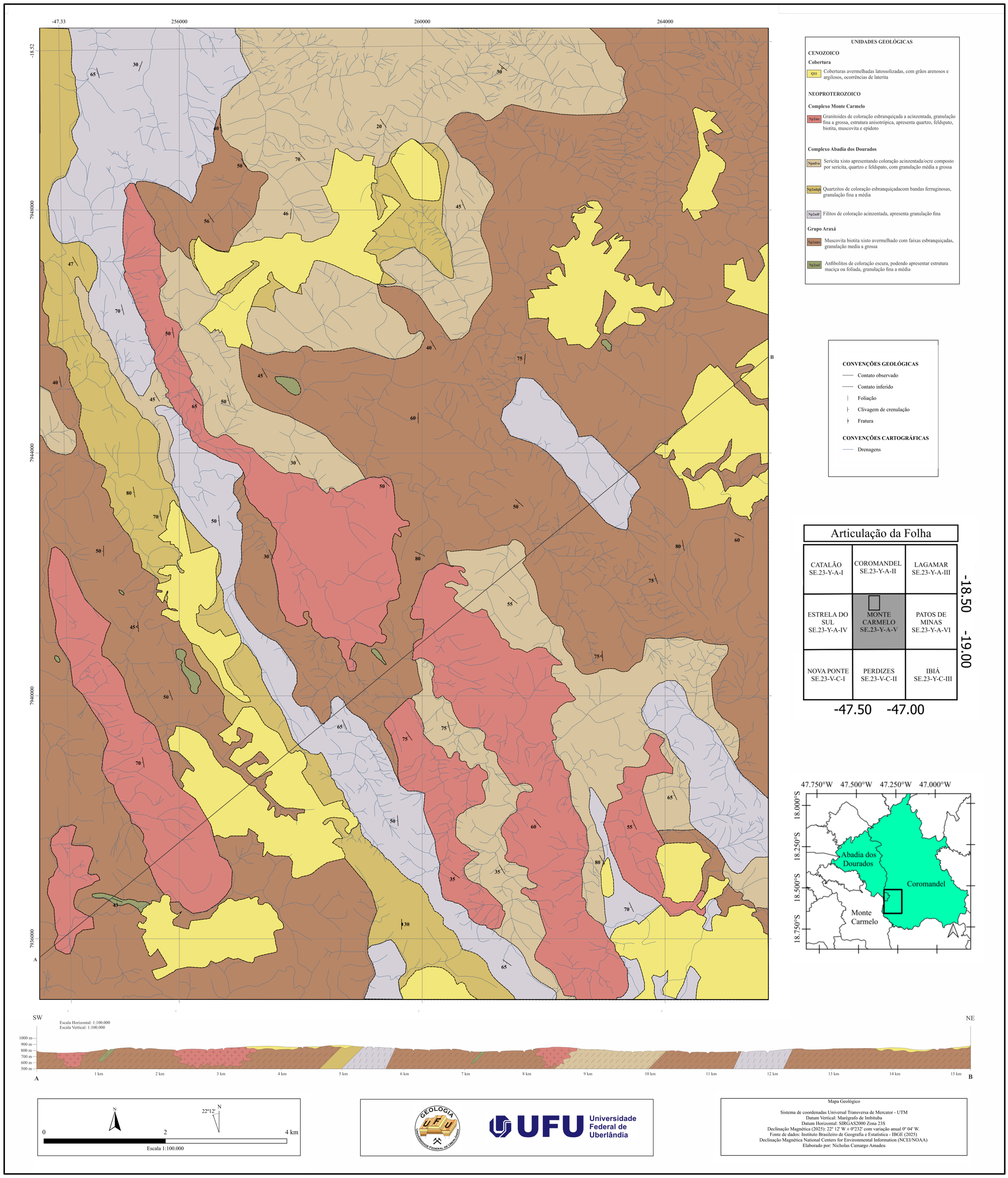
UHLEIN, A.; FONSECA, M. A.; SEER, H. J.; DARDENNE, M. A. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília – setores setentrional e meridional. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 20, n. 2, p. 1-14, 2012.

VALERIANO, C. M.; DARDENNE, M. A.; FONSECA, M. A.; SIMÕES, L. S. A.; SEER, H. J. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (org.). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 575-593.

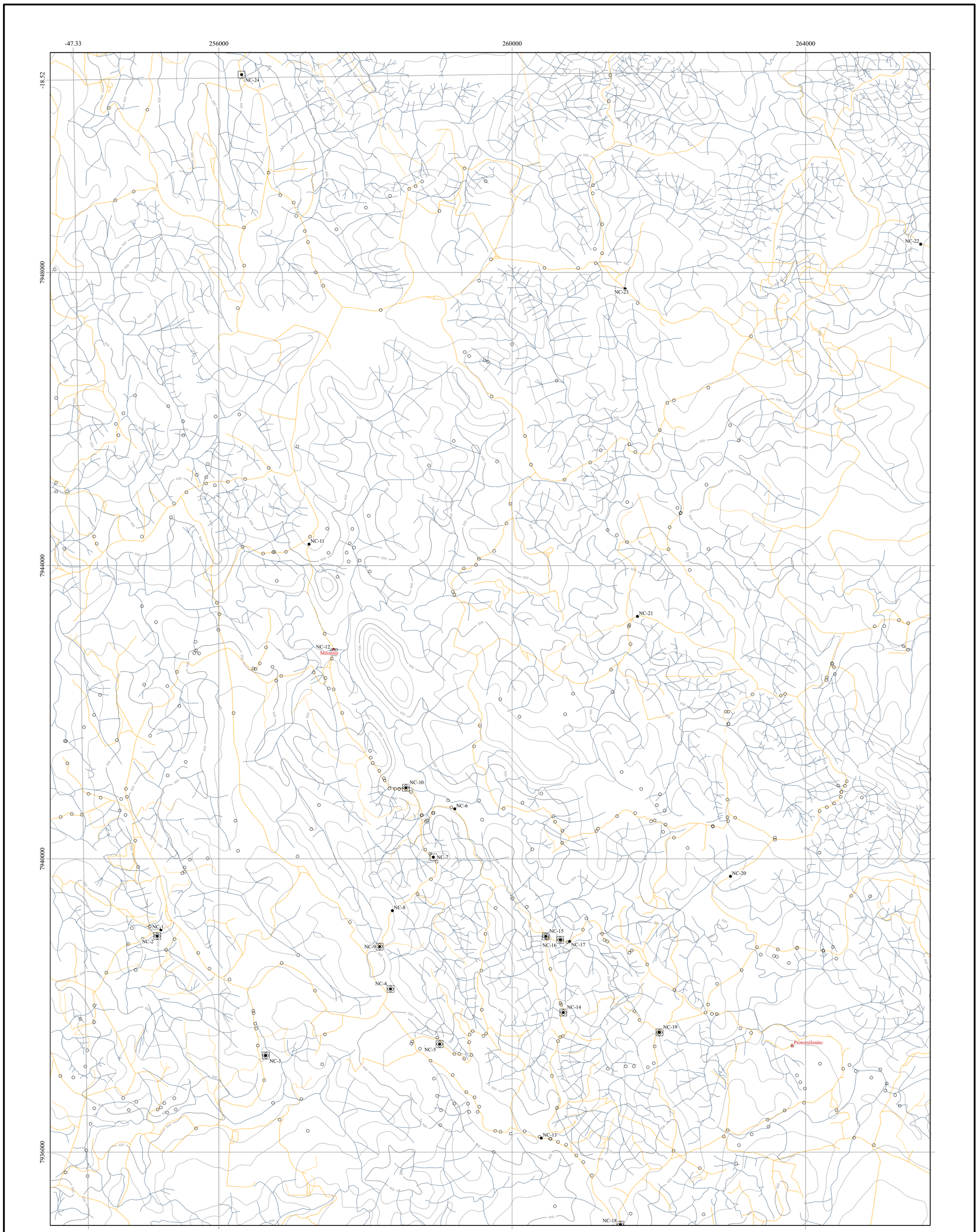
VAUCHEZ, A.; PACHECO NEVES, S.; TOMMASI, A. Transcurrent shear zones and magma emplacement in Neoproterozoic belts of Brazil. In: BOUCHEZ, J. L.; HUTTON, D. H. W.; STEPHENS, W. E. (ed.). **Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics**. Norwell, MA: Kluwer Academic, 1997. p. 275-293.

APÊNDICES

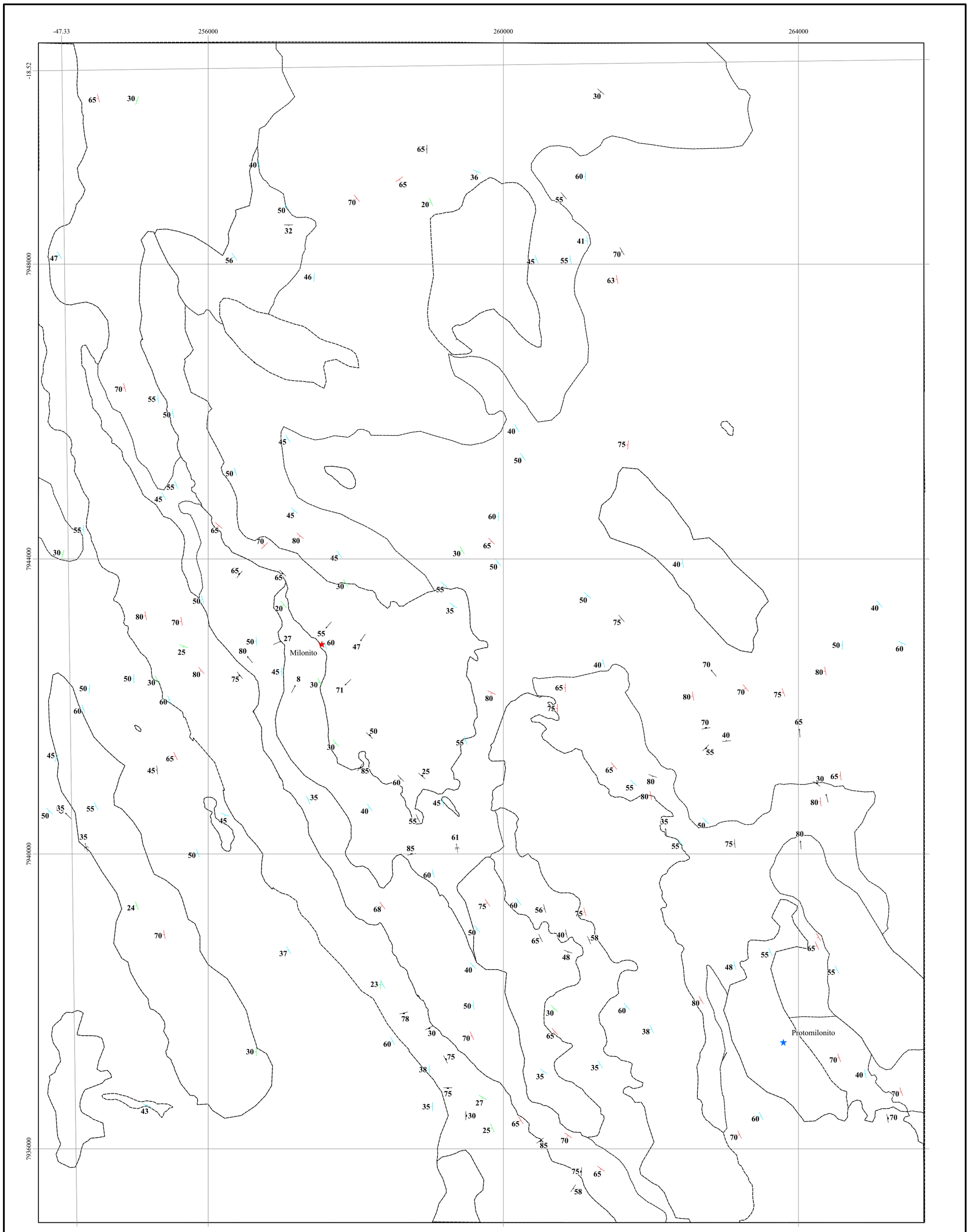
Apêndice A – Mapa Geológico



Apêndice B – Mapa de Pontos



Apêndice C – Mapa Estrutural



Apêndice D – Fichas de descrição de lâminas delgadas

AMOSTRA/LÂMINA: CMC-02-02-53

MACROSCOPIA:

Rocha holocristalina de coloração acinzentada, apresentando estrutura anisotrópica marcada pela orientação preferencial dos minerais micáceos. Possui textura inequigranular e granulação fina a média. Observa-se intensa orientação mineral e segregação em domínios quartzo-feldspáticos alongados, conferindo à rocha aspecto bandado e estirado.

COMPOSIÇÃO MODAL ESTIMADA:

A rocha apresenta matriz recristalizada predominante, correspondendo a aproximadamente 65–70% do volume total da lâmina, enquanto os porfiroclastos e remanescentes minerais representam cerca de 30–35%. A composição mineralógica global estimada é constituída por quartzo (43%), pseudomorfos de feldspatos (plagioclásio e feldspato potássico) (40%), biotita (7%) e muscovita (6%). Como minerais acessórios ocorrem epidoto-clinozoisita, estilpnomelana e minerais opacos em quantidades subordinadas.

MICROSCOPIA:

Os pseudomorfos de feldspatos ocorrem como porfiroclastos isolados ou como agregados fragmentados, apresentando formatos predominantemente anédricos a subédricos e dimensões variando entre aproximadamente 2 mm e 10 mm. Em razão da intensa alteração metamórfica e hidrotermal, as características ópticas primárias encontram-se amplamente obliteradas, dificultando a distinção segura entre plagioclásio e feldspato potássico. Os cristais apresentam forte substituição por agregados microcristalinos de sericita, epidoto-clinozoisita e minerais secundários, caracterizando processos de saussuritização e sericitização. O comportamento mecânico desses minerais foi predominantemente rúptil, evidenciado por fraturamento intragranular, fragmentação e preenchimento de fraturas por minerais secundários.

O quartzo constitui a principal fase da matriz e ocorre tanto disperso em agregados finos quanto organizado em bandas contínuas e fitas policristalinas alongadas (*quartz ribbons*). Os grãos apresentam formatos predominantemente anédricos, forte alongamento segundo a foliação milonítica e contatos irregulares a localmente interlobados. Sob nicóis cruzados, observa-se extinção ondulante generalizada, indicando deformação intracristalina significativa.

A ocorrência de ribbons de quartzo associada à matriz finamente recristalizada evidencia deformação dúctil intensa e importante acomodação da deformação por fluxo cristal-plástico.

A biotita ocorre distribuída ao longo dos corredores de fluxo deformacional e planos de foliação, formando agregados alongados e lentes micáceas orientadas segundo a trama principal da rocha. Apresenta pleocroísmo em tons castanhos a castanho-esverdeados e frequentemente exibe substituição parcial por sericita e minerais opacos. Localmente observa-se intensa oxidação, conferindo coloração castanho-avermelhada aos cristais.

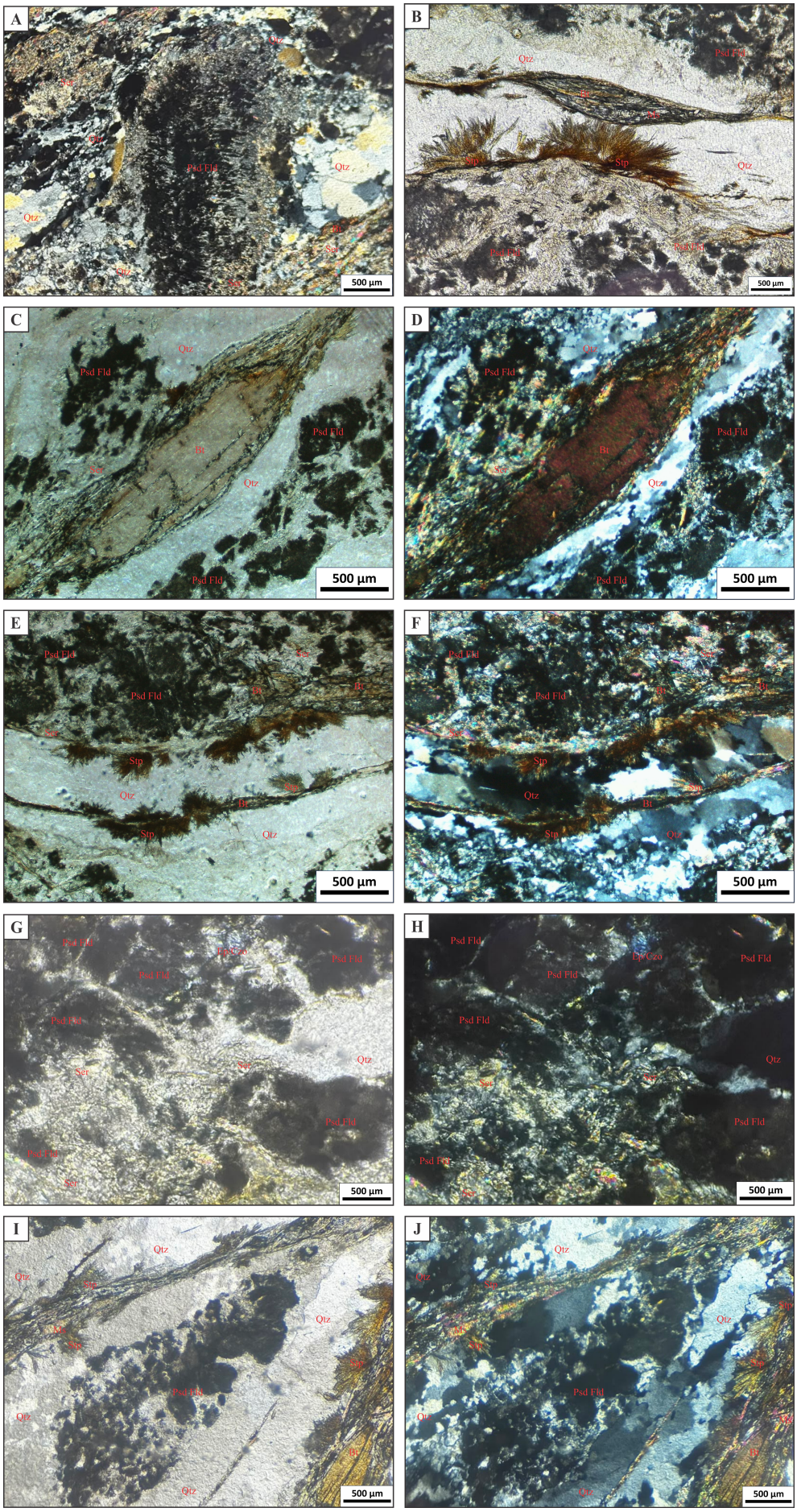
A muscovita e a sericita encontram-se concentradas principalmente na matriz e nas zonas de alteração dos feldspatos, contribuindo para o desenvolvimento da foliação milonítica. Os cristais apresentam hábito tabular a fibrorradiado e forte orientação preferencial.

A estilpnomelana ocorre de forma subordinada sob a forma de agregados aciculares a fibrorradiados, com coloração marrom-dourada característica. Seus cristais encontram-se geralmente associados aos domínios micáceos e às zonas de alteração hidrotermal, sugerindo cristalização durante estágios tardios da evolução deformacional.

O epidoto-clinozoisita ocorre como fase acessória associada principalmente à alteração dos feldspatos e ao preenchimento de microfraturas. Apresenta hábito granular fino e ocorrência localizada nos domínios mais alterados da rocha.

CLASSIFICAÇÃO DA ROCHA:

Granito milonitico, caracterizado por intensa recristalização dinâmica, forte redução da granulação e desenvolvimento de matriz fina dominante, compatível com deformação em condições de baixo grau metamórfico a fácies xisto verde.


A
Qtz
Ser
Psd Fld
Qtz
Qtz
Bt
Ser
Qtz
500 µm
B
Qtz
Psd Fld
Bt
Ser
Stp
Stp
Qtz
Psd Fld
Psd Fld
500 µm
C
Qtz
Psd Fld
Psd Fld
Bt
Ser
Qtz
Psd Fld
500 µm
D
Qtz
Psd Fld
Psd Fld
Bt
Ser
Qtz
Psd Fld
500 µm
E
Psd Fld
Ser
Psd Fld
Bt
Bt
Ser
Stp
Qtz
Bt
Stp
Qtz
500 µm
F
Psd Fld
Psd Fld
Bt
Bt
Ser
Stp
Qtz
Ser
Bt
Stp
Qtz
500 µm
G
Psd Fld
Epi/Czo
Psd Fld
Psd Fld
Psd Fld
Qtz
Ser
Ser
Psd Fld
Psd Fld
Ser
500 µm
H
Psd Fld
Epi/Czo
Psd Fld
Psd Fld
Psd Fld
Qtz
Ser
Ser
Psd Fld
Psd Fld
500 µm
I
Qtz
Qtz
Ser
Qtz
Bt
Stp
Ser
Psd Fld
Qtz
Bt
Qtz
500 µm
J
Qtz
Qtz
Ser
Qtz
Bt
Ser
Psd Fld
Qtz
Qtz
Bt
Qtz
500 µm

AMOSTRA/LÂMINA: CMC-03-07-54A

MACROSCOPIA:

Rocha holocristalina de coloração esbranquiçada, localmente escurecida pela presença de biotita. Apresenta estrutura anisotrópica definida pela orientação preferencial das micas e pela disposição alongada dos domínios quartzo-feldspáticos. Possui textura inequigranular e granulação fina a média, exibindo aspecto bandado.

COMPOSIÇÃO MODAL ESTIMADA:

A rocha apresenta aproximadamente 25–30% de matriz recristalizada e 70–75% de porfiroclastos preservados. A composição mineralógica global estimada é constituída por pseudomorfos de feldspatos (plagioclásio e feldspato potássico) (45%), quartzo (38%), biotita (8%) e muscovita (6%). Como minerais acessórios ocorrem granada e minerais opacos em quantidades subordinadas.

MICROSCOPIA:

Os pseudomorfos de feldspatos constituem a principal fase mineral da rocha, ocorrendo como porfiroclastos subédricos a anédricos com dimensões variando entre aproximadamente 1 mm e 6 mm. Os cristais apresentam alteração moderada por sericitização e saussuritização, concentrada principalmente ao longo de fraturas e bordas. Em alguns indivíduos ainda são preservadas feições ópticas compatíveis com plagioclásio e feldspato potássico, incluindo geminação polissintética e macla em xadrez parcialmente preservadas. O comportamento mecânico foi predominantemente rúptil, expresso por fraturamento discreto e limitada fragmentação dos cristais.

O quartzo ocorre como cristais anédricos e agregados policristalinos distribuídos entre os porfiroclastos feldspáticos. Os grãos apresentam contatos sinuosos a lobados, forte extinção ondulante e evidências de deformação intracristalina. Nas bordas dos cristais maiores observa-se o desenvolvimento localizado de neoblastos finos, interpretados como produto de recristalização dinâmica por *bulging* (BLG) (PASSCHIER; TROUW, 2005), indicando deformação em temperaturas relativamente mais baixas quando comparadas à amostra CMC-02-02-53.

A biotita ocorre como palhetas orientadas segundo a foliação principal da rocha, apresentando pleocroísmo em tons castanhos e associação frequente com muscovita. Os cristais mostram evidências de rotação mecânica, flexão e adaptação ao fluxo deformacional ao redor

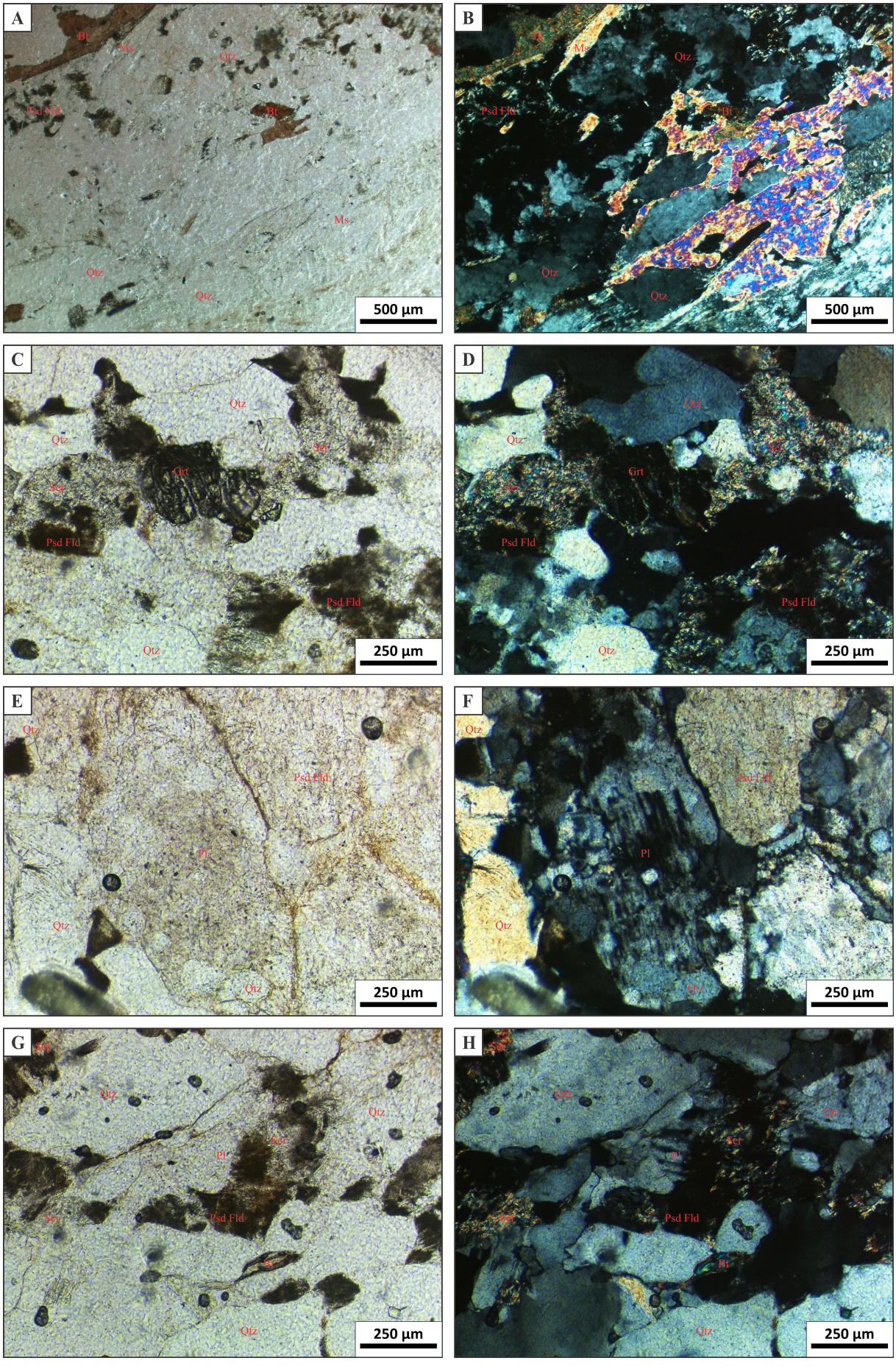
dos domínios quartzo-feldspáticos mais rígidos. Alterações localizadas para minerais opacos e óxidos de ferro são comuns.

A muscovita ocorre como cristais tabulares subédricos a anédricos, fortemente orientados segundo a anisotropia principal da rocha. Em alguns casos apresenta feições de dobramento em microescala (*kinking*) e fraturamento paralelo aos planos de clivagem, contribuindo para a definição do tecido planar deformacional.

Como fase acessória ocorre granada. Os cristais são isotrópicos, apresentam formato subarredondado a irregular, alto relevo e intenso fraturamento interno, permanecendo em extinção durante toda a rotação da platina sob nicóis cruzados.

CLASSIFICAÇÃO DA ROCHA:

Granito protomilonitico, caracterizado pela preservação significativa de porfiroclastos feldspáticos, desenvolvimento subordinado de matriz recristalizada e deformação compatível com condições de baixo grau metamórfico a fácies xisto verde.


A
Bt
Ms
Qtz
Psd Fld
Bt
Ms
Qtz
Qtz
500 µm
B
Bt
Ms
Qtz
Psd Fld
Bt
Qtz
Qtz
500 µm
C
Qtz
Qtz
Ser
Grt
Ser
Psd Fld
Psd Fld
Qtz
250 µm
D
Qtz
Qtz
Ser
Grt
Ser
Psd Fld
Psd Fld
Qtz
250 µm
E
Qtz
Psd Fld
Pl
Qtz
Qtz
250 µm
F
Qtz
Psd Fld
Pl
Qtz
Qtz
250 µm
G
Ser
Qtz
Qtz
Ser
Pl
Ser
Psd Fld
Bt
Qtz
250 µm
H
Ser
Qtz
Qtz
Ser
Pl
Ser
Psd Fld
Bt
Qtz
250 µm