



UNIVERSIDADE FEDERAL DE UBERLÂNDIA

INSTITUTO DE GEOGRAFIA

GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

EWERTON BENETI POLONI

ANÁLISE ESTRUTURAL DAS ZONAS DE CISALHAMENTO LIMEIRA E
CURIANGO NA REGIÃO ENTRE CASCALHO RICO (MG) E ARAGUARI (MG),
FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL

MONTE CARMELO

2025

EWERTON BENETI POLONI

ANÁLISE ESTRUTURAL DAS ZONAS DE CISALHAMENTO LIMEIRA E
CURIANGO NA REGIÃO ENTRE CASCALHO RICO (MG) E ARAGUARI (MG),
FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Instituto de
Geografia da Universidade Federal
de Uberlândia como requisito
parcial para obtenção do diploma
de bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marco
Antônio Delinardo da Silva

Monte Carmelo

2025


Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) Sistema de Bibliotecas da UFU. MG, Brasil.

EWERTON BENETI POLONI


ANÁLISE ESTRUTURAL DAS ZONAS DE CISALHAMENTO LIMEIRA E
CURIANGO NA REGIÃO ENTRE CASCALHO RICO (MG) E ARAGUARI (MG),
FAIXA BRASÍLIA MERIDIONAL

Trabalho de Conclusão de Curso
aprovado para obtenção do título de
bacharel em Geologia da
Universidade Federal de
Uberlândia pela banca examinadora
formada por:


Monte Carmelo, 07 de Maio de 2025

Documento assinado digitalmente
 **EMERSON RODRIGO ALMEIDA**
Data: 06/06/2025 09:02:45-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Emerson Rodrigo Almeida

Documento assinado digitalmente
 **FILIFE GOULART LIMA**
Data: 06/06/2025 09:11:03-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Filipe Goulart Lima

Documento assinado digitalmente
 **MARCO ANTONIO DELINARDO DA SILVA**
Data: 15/06/2025 17:07:02-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Prof. Dr. Marco Antonio Delinardo da Silva

AGRADECIMENTOS

A conclusão deste trabalho representa não apenas o encerramento de uma etapa acadêmica, mas também o reflexo de uma trajetória construída com o apoio e a presença de pessoas essenciais, às quais deixo aqui minha mais sincera gratidão.

Agradeço ao Professor Dr. Marco Antonio Delinardo da Silva, meu orientador, pela orientação dedicada, pela paciência, pelos ensinamentos valiosos e pela confiança depositada em mim ao longo de todo o desenvolvimento deste projeto.

Sou imensamente grato aos meus amigos e irmãos com quem morei durante minha jornada universitária. Foram eles que estiveram comigo nos momentos difíceis e nas vitórias, oferecendo apoio, companheirismo e escuta. Em especial, agradeço ao João Victor Oliveira Cunha e ao Fernando Resende Honorato, grandes amigos e companheiros de campo, sempre prontos a ajudar e ouvir, compartilhar conhecimentos e fortalecer a caminhada.

Agradeço também ao Ítalo Lopes de Oliveira, técnico do LAPREA, pela disponibilidade, atenção e auxílio fundamental na preparação e interpretação das amostras — contribuição indispensável para a realização deste trabalho.

À minha família, minha base e fortaleza: meus pais, Sandra Cristina Beneti e Ewerton Luiz Poloni, por todo amor, incentivo e apoio incondicional, nos momentos bons e, principalmente, nos difíceis. À minha irmã, Bárbara Beneti Poloni, que com carinho, paciência e atenção aos detalhes sempre esteve ao meu lado, contribuindo muito mais do que imagina.

A todos que, de alguma forma, fizeram parte dessa trajetória, minha eterna gratidão.

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo compreender a dinâmica das zonas de cisalhamento na região de Cascalho Rico e Araguari (MG), com ênfase na caracterização estrutural de um possível contato tectônico entre o Grupo Araxá e o Cinturão de Ortognaisses e Granulitos, e estão no âmbito da Faixa Brasília Meridional. As zonas de cisalhamento são estruturas geológicas onde a deformação se concentra de forma localizada, frequentemente associadas a deslocamentos crustais significativos. A metodologia adotada incluiu revisão bibliográfica, elaboração de bases cartográficas e análise estrutural integrando dados de sensoriamento remoto, gamaespectrometria, magnetometria, trabalho de campo e petrografia. A análise de imagens de satélite, mapas gamaespectrométricos e magnetométricos permitiu identificar lineamentos com orientação preferencial NW-SE. A subdivisão radiométrica da área em seis domínios distintos revelou zonas enriquecidas em K, U e Th, associadas à composição litológica da área. Os dados de campo indicaram estruturas associadas a um contexto de zonas de cisalhamento transcorrentes direcionais, como foliações miloníticas, estruturas S-C, porfiroclastos assimétricos e mica-fish, relacionadas a faixas de estiramento sob cisalhamento simples, com componentes de rotação e cisalhamento puro em regime de achatamento. Também foram reconhecidas zonas de encurtamento/compressão, marcadas por dobras isoclinais e fechadas e sobreimpressões de foliações. A interpretação estrutural aponta para uma evolução progressiva dessas zonas, com sobreposição e reativação de estruturas sob regime transpressivo regional progressivo, predominantemente dextral. A integração dos dados geofísicos, estruturais e petrográficos permitiu delimitar as principais zonas de cisalhamento da área, como as zonas Limeira e Curiango, e compreender seu papel na acomodação da deformação orogênica. As interpretações obtidas contribuem para o entendimento da evolução geodinâmica da Faixa Brasília Meridional e evidenciam a importância dessas zonas no registro de processos crustais profundos.

Palavras-chave: Zona de cisalhamento. Análise estrutural. Geofísica. Faixa Brasília. Deformação dúctil. Transpressão.

ABSTRACT

This study investigates the dynamics of shear zones in the Cascalho Rico and Araguari regions (Minas Gerais, Brazil), focusing on the structural characterization of a possible tectonic contact between the Araxá Group and the Orthogneiss and Granulite Belt, within the Southern Brasília Belt. Shear zones concentrate crustal deformation and are often linked to significant tectonic displacements. The methodology combined literature review, cartographic base development, and structural analysis integrating remote sensing, gamma spectrometry, magnetometry, fieldwork, and petrography. Satellite images and geophysical data revealed NW-SE-trending lineaments and six radiometric domains enriched in K, U, and Th, reflecting lithological variations. Field observations identified features typical of strike-slip shear zones, such as mylonitic foliations, S-C structures, asymmetric porphyroclasts, and mica-fish, suggesting simple shear with rotational and flattening components. Evidence of compressional regimes, including isoclinal and tight folds with foliation overprints, was also documented. Structural interpretation indicates progressive evolution under a dextral transpressional regime, with reactivation and overprinting of earlier structures. The integrated data allowed the delimitation of major shear zones, such as the Limeira and Curiango zones, and their role in accommodating orogenic deformation. These results contribute to the understanding of the geodynamic evolution of the Southern Brasília Belt and the significance of shear zones in deep crustal processes.

Keywords: Shear zone. Structural analysis. Geophysics. Brasília Belt. Ductile deformation. Transpression.

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1: MAPA DE LOCALIZAÇÃO.	15
FIGURA 2: VARIACÃO DOS TEORES DE TH, K E U EM ROCHAS ÍGNEAS COM RELAÇÃO A PORCENTAGEM DE SÍLICA.	18
FIGURA 3: FLUXOGRAMA DAS ETAPAS GEOPROCESSAMENTO E GEOFÍSICA.	19
FIGURA 4: SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA DOS PRINCIPAIS TIPOS DE ROCHA.	19
FIGURA 5: COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL FAIXA BRASÍLIA.	22
FIGURA 6: FIGURA A) MAPA RELEVO SOMBREADO COM LINEAMENTOS. FIGURA B) LINEAMENTOS DO RELEVO	29
FIGURA 7: FIGURA A: MAPA CONTAGEM TOTAL. FIGURA B: MAPA CONCENTRAÇÃO DE POTÁSSIO(K). FIGURA C: MAPA CONCENTRAÇÃO DE URÂNIO (U). FIGURA D: MAPA CONCENTRAÇÃO DE TÓRIO (TH)	31
FIGURA 8: MAPA COMPOSIÇÃO TERNÁRIA.	33
FIGURA 9: MAPA CAMPO MAGNÉTICO ANÔMALO.	35
FIGURA 10: MAPA ASA.	36
FIGURA 11: MAPA DERIVADA TILT	37
FIGURA 12: A) LINEAMENTOS INTERPRETADOS A PARTIR DOS DADOS MAGNÉTICOS COM DIAGRAMA DE ROSETA DEMARCANDO A DIREÇÃO PREFERENCIAL NW-SE; B) LINEAMENTOS EXTRAÍDOS A PARTIR DA FOTOINTERPRETAÇÃO COM DIAGRAMA DE ROSETA MOSTRANDO DIREÇÃO PREFERENCIAL NW-SE COM ALGUMAS PEQUENAS VARIAÇÕES.	38
FIGURA 13: MAPA ESTRUTURAL FOTO INTERPRETATIVO.	39
FIGURA 14: MAPA GEOLÓGICO E SEÇÃO GEOLÓGICA.	40
FIGURA 15: FOTO A) PARAGNAISSE MIGMATÍTICO COM ESTRUTURA ESTROMÁTICA, APRESENTANDO LEUCOSSOMA, PALEOSSOMA, E NEOSSOMA NÃO SEGREGADO NAS CONCENTRAÇÕES DE GRT. FOTO B) LEUCOSSOMA QUARTZO-FELDSPÁTICO COM GRANULAÇÃO MÉDIA A GROSSA. FOTO C) PALEOSSOMA COM MACROCRISTAIS DE GRT. FOTO D) PALEOSSOMA DO PARAGNAISSE MIGMATÍTICO, COM PORÇÕES DE LEUCOSSOMA QUARTZO-FELDSPÁTICO.	42
FIGURA 16: FOTO A) FOLIAÇÃO MILONÍTICA NO PARAGNAISSE MIGMATÍTICO, ANASTOMOSADA E CONTÍNUA, COM PAR S-C EM MEIO A FOLIAÇÃO E CRISTAIS DE GRANADA. FOTO B) BOLSÕES QUARTZO-FELDSPÁTICOS EM MEIO A FOLIAÇÃO MILONÍTICA NO PARAGNAISSE MIGMATÍTICO. FOTO C) CRISTAIS DE CLINOZOISITA COM BIRREFRINGÊNCIA AZUL-ESVERDEADA, OCORRENDO EM AGREGADOS COM HÁBITO PRISMÁTICO, ENVOLTOS POR CRISTAIS DE SERICITA, PRODUTO DE ALTERAÇÃO DE FELSPATO POTÁSSICO. FOTO D) CRISTAL DE GRT ENVOLTO POR UMA FOLIAÇÃO MILONÍTICA, COM CRISTAL DE ZIRCÃO INCLUSO EM CLORITA QUE ESTÁ SENDO FORMADA A PARTIR DA CONSUMAÇÃO DE GRANADA. FOTO E) CRISTAIS DE QUARTZO EM FORMATO AMEBOIDE/ARREDONDADO SENDO POSSÍVEIS INCLUSÕES DE MELT PRESERVADAS, ALÉM DE CLORITA APROVEITANDO AS FRATURAS DENTRO DO CRISTAL DE GRANADA E UM CRISTAL DE ZIRCÃO DENTRO DE UM CRISTAL DE QUARTZO AMEBOIDE. FOTO F) CRISTAL DE BIOTITA INCLUSO EM UM CRISTAL DE GRANADA, SENDO PRESERVADA DURANTE A FUSÃO PARCIAL.	44
FIGURA 17: FOTO A: DIATEXITO ORTODERIVADO COM ESTRUTURA ESTROMÁTICA PONTO TJDPE 23. FOTO B: MANCHAS DE LEUCOSSOMA NO DIATEXITO PONTO TJDPE 127. FOTO C: ESTRUTURA ESTROMÁTICA NO DIATEXITO ORTODERIVADO. FOTO D: VEIOS DE QUARTZO CORTANDO A ROCHA PARALELO AO PLANO DA FOLIAÇÃO SM.	45
FIGURA 18: FOTO A) PALEOSSOMA PONTO TJDPE 23. FOTO B) PALEOSSOMA PONTO TJDPE 23 COM CRISTAIS DE GRANADA E ESTRUTURAS EM PATCH REPRESENTADAS POR PEQUENAS MANCHAS ESBRANQUIÇADAS DE COMPOSIÇÃO QUARTZO-FELDSPÁTICA, INDICANDO	

INDÍCIOS DE FUSÃO.....	46
FIGURA 19: FOTO A) LEUCOSSOMA COMPOSTO DE QUARTZO, FELDSPATO, BIOTITA, AFLORAMENTO DO PONTO TJDPE 109 DE UM METATEXITO. FOTO B) LEUCOSSOMA COMPOSTO POR QUARTZO, FELDSPATO E GRANADA DE UMA DIATEXITO, PONTO TJDPE 116. FOTO C) MELANOSSOMA COMPOSTO POR BIOTITA, QUARTZO, FELDSPATO E UMA BANDA QUARTZO-FELDSPÁTICA DE LEUCOSSOMA, PONTO TJDPE 116.	47
FIGURA 20: FOTO A: MELANOSSOMA CORTANDO POR LEUCOSSOMA QUARTZO FELDSPÁTICO, PONTO TJDPE 116. FOTO B: MELANOSSOMA SEGREGADO DA PARTE MAIS LEUCOCRÁTICA.	48
FIGURA 21: FOTO A: FOLIAÇÃO MILONÍTICA E ROCHA INTEMPERIZADA. FOTO B: FOLIAÇÃO MILONÍTICA FÁCIAS COM MENOS QUARTZO NA COMPOSIÇÃO. FOTO C: DOBRAS FECHADAS A ISCLINAIS ASSIMÉTRICAS NA FOLIAÇÃO SN. FOTO D: FOLIAÇÃO SN EM UM MUSCOVITA-QUARTZITO, PARELALA AO BANDAMENTO COMPOSICIONAL.	49
FIGURA 22: FOTO A: ENCLAVE DE ANFIBOLITO COM PORÇÃO DE GRANITO INSERIDA DENTRO, E GRANITO COM MACROCRISTAIS DE K-FELDSPATO ORIENTADOS. FOTO B: FOLIAÇÃO MILONÍTICA SM NO GRANITO. FOTO C: GRANITO ISOTRÓPICO. FOTO D: ENCLAVE DE ANFIBOLITO COM FORMA OVAL NO GRANITO.	50
FIGURA 23: FIGURA A: FOLIAÇÃO SM MARCADA POR BIOTITA(BT). FOTO B: MACROCRISTAIS DE K-FELDSPATO. FOTO C: FAIXA CONCÊNTRICA DE GRANADA (GRT) NO GRANITO MAIS ISOTRÓPICO. FOTO D: ESTRUTURA MILONITICA NO GRANITO.	52
FIGURA 24: MAPA ESTRUTURAL	53
FIGURA 25: FOTO A) FOLIAÇÃO SN PARALELA AO ACAMAMENTO COMPOSICIONAL ASSOCIADA A DOBRAS FECHADAS E ISOCLINAIS. FOTO B) SN+1 PARALELA AO EIXO DE DOBRAS ISOCLINAIS E FECHADAS ASSIMÉTRICAS, OCORRENDO NOS CLORITA-MUSCOVITA XISTO. FOTO C) BLOCO DIAGRAMA ESQUEMÁTICO REPRESENTANDO A SN SENDO TRANSPONDA PELA SN+1. FOTO D) BLOCO DIAGRAMA DELIMITANDO O DESENVOLVIMENTO DA FOLIAÇÃO MILONÍTICA SM PARALELA A FOLIAÇÃO SN+1, VISTO QUE, REPRESENTA UMA COMPRESSÃO COM DIREÇÃO NE-SW, E QUANDO MAIS PRÓXIMO DA ZONA DE CISALHAMENTO, ESSAS ESTRUTURAS TENDEM A FICAR PARALELAS AO PLANO DE CISALHAMENTO. FOTO E) DOBRA FECHADA ASSIMÉTRICA REPRESENTATIVA. FOTO F) DOBRA FECHADA MARCANDO O DESENVOLVIMENTO DA SN+1 AO LONGO DO EIXO DA DOBRA.....	54
FIGURA 26: FOTO A) ESTEREOGRAMA DA FOLIAÇÃO SN COM DIREÇÃO PREFERENCIAL PARA NW. FOTO B) ESTEREOGRAMA DA FOLIAÇÃO SN+1 COM DIREÇÃO PREFERENCIAL PARA SW. FOTO C) ESTEREOGRAMA DA FOLIAÇÃO SM COM DIREÇÃO PREFERENCIAL PARA SW. FOTO D) ESTEREOGRAMA DA LX COM DIREÇÃO DE TRANSPORTE PARA NE.	55
FIGURA 27: FOTO A) BANDAMENTO GNÁISSICO ASSOCIADO A UMA DOBRA ABERTA AFASTADO DA ZONA DE CISALHAMENTO. FOTO B) FOLIAÇÃO MILONÍTICA ANASTOMOSADA COM BOLSÕES QUARTZO-FELDSPÁTICOS ORIENTADOS COM DIREÇÃO DESTAL. FOTO C) MILONITO DERIVADO DO PLUTON ANATÉTICO COM PORFIROCLASTO DE FELDSPATO POTÁSSICO COM EFEITO DOMINO, APRESENTANDO FALHAS SINISTRAS E DIREÇÃO DESTAL. FOTO D) MILONITO DERIVADO DO PLUTON ANATÉTICO, APRESENTANDO SIGMÓIDES DE QUARTZO, PORFIROCLASTOS COM EFEITO DOMINÓ, E PAR S-C DESTRAIS. FOTO E) MILONITO DERIVADO DO PLUTON ANATÉTICO COM PROFIROCLASTO DE FELDSPATO POTÁSSICO DO TIPO SIGMA DESTAL. FOTO F) ULTRAMILONITO DERIVADO DO PLUTON ANATÉTICO COM PAR S-C DESTAL ASSOCIADO A MATRIZ MAIS FINA RETRABALHADA E COM PORFIROCLASTOS DE FELDSPATO POTÁSSICO ROTACIONANDO COM SENTIDO DESTAL	57
FIGURA 28: FOTO A) ESTEREOGRAMA DA FOLIAÇÃO SN COM DIREÇÃO PREFERENCIAL PARA	

SW. FOTO B) ESTEREOGRAMA DA FOLIAÇÃO SM COM DIREÇÃO PREFERENCIAL PARA SW. FOTO C) DESENHO ESQUEMÁTICO 3D DE DOBRA ABERTA DOBRANDO A SN. FOTO D) BLOCO DIAGRAMA REPRESENTANDO A DEFORMAÇÃO ASSOCIADA A ZONA DE CISALHAMENTO NOS GRANITOS E PARAGNAISSE, MOSTRANDO O CONTRASTE REOLÓGICO. FOTO E) BLOCO DIAGRAMA MOSTRANDO A INTERAÇÃO DA FOLIAÇÃO MILONÍTICA QUANDO MAIS PROXIMA DO CENTRO DA ZONA DE CISALHAMENTO. FOTO F) ESTEREOGRAMA DAS LINEAÇÕES MINERAIS COM DIREÇÃO DE TRANSPORTE PARA NE..	58
FIGURA 29: FOTO A) GRANITO MILONITIZADO MARCANDO PAR S-C NA MATRIZ MINERALÓGICA MAIS FINA COM MOVIMENTO DESTAL (AMOSTRA TJDFF 23 F). FOTO B) PORFIROCLASTO DE K-FELDSPATO ESTIRADO E BOUDINADO EM UM INDICANDO UMA DEFORMAÇÃO PROGRESSIVA, ONDELE PRIMEIRO ESTIROU E DEPOIS BOUDINOU. (AMOSTRA TJDFF 23 F). FOTO C) CRISTAIS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS MANTENDO UMA VARIAÇÃO DE CONTATO IRREGULAR E ALGUNS CONTATOS RETOS, ALÉM DA PRESENÇA DE UM CRISTAL DE ZIRCON. (AMOSTRA TJDFF 23 F). FOTO D) FITA DE QUARTZO MARCANDO A RECRISTALIZAÇÃO DINÂMICA, E UM CRISTAL DE ZIRCON PRÓXIMO. (AMOSTRA TJDFF 23 F). FOTO E) MICA FISH DE UM CRISTAL DE BIOTITA GRUPO 6 AO ENTORNO DE CRISTAIS DE QUARTZO RECRISTALIZADOS MANTENDO UM PADRÃO EM MOSAICO E ENVOLTO PELA MATRIZ MAIS FINA (AMOSTRA TJDFF 23 F). FOTO F) PORFIROCLASTO DE K-FELDSPATO DO TIPO Σ DESTAL, SENDO POSSÍVEL OBSERVAR QUE ESTÁ SENDO CONSUMIDO NAS BORDAS PELA MATRIZ MAIS FINA, INDICANDO UMA ALTA PRESSÃO NA DEFORMAÇÃO ...	60
FIGURA 30: COMPARAÇÃO DADOS INDIRETOS COM DADOS DE CAMPO.	62
FIGURA 31: MAPA DOMÍNIOS GAMA ESPECTOMÉTRICOS.	64
FIGURA 32: PERFIL 3D ORIENTADO SW-NE, APRESENTANDO ESFORÇOS DE COMPRESSÃO NE-SW, E ESTIRAMENTO/ACHATAMENTO NW-SE.....	66

Sumário

1. Introdução.....	13
1.1 Área de Estudo.....	15
1.2 Objetivos	15
2. Materiais e Métodos	16
2.1 Revisão Bibliográfica.....	16
2.2 Geoprocessamento e Fotointerpretação.....	16
2.3 Geofísica.....	17
2.4 Trabalho de Campo	20
2.5 Microtectônica.....	20
3. Contexto Geológico Regional.....	20
4. Geologia da região de Araguari e Cascalho Rico (MG)	22
4.1 Litoestratigrafia.....	22
4.1.1 Grupo Araxá	23
4.1.2 Cinturão de Ortognaisses e Granulitos.....	24
4.1.3 Complexo Monte Carmelo.....	26
4.2 Geologia Estrutural.....	26
4.3 Metamorfismo	28
5. Resultados	28
5.1 Imagens de Revelo Sombreado.....	28
5.2 Dados Gamaespectométricos.....	29
5.3 Dados Magnetométricos	33
6. Geologia Local e Petrografia	39
6.1 Gnaisses Migmatíticos.....	41
6.1.1 Paragnaisse Migmatítico.....	41
6.1.2 Ortognaisse Migmatítico.....	44
6.2 Clorita-Muscovita Xisto.....	48
6.3 Plutons Compostos.....	49
7. Análise Estrutural e Cinemática das Zonas de Cisalhamento Limeira e Curiango.....	52
7.1 Domínio estrutural cinemático 1	53
7.2 Domínio Estrutural e Cinemático 2.....	56
7.3. Microtectônica	58
7.4 Análise Geométrica das Zona de Cisalhamentos Limeira e Curiango.....	60
8. Discussão	62
8.1 Fotointerpretação de dados geofísicos e imagens de satélite.....	62
8.2 Cronologia Estrutural e Contraste reológico em Domínios Estruturais distintos.....	65
8.2.1 Contraste reológico dos materiais associado a Transpressão.....	65
8.2.2 Cronologia Estrutural da área	66
9. Conclusão	68

10.	Referências.....	69
------------	-------------------------	-----------

1. Introdução

Uma zona de cisalhamento é caracterizada pela ocorrência de deformação concentrada, evidenciando uma distribuição heterogênea do esforço dentro de uma massa rochosa. Essas zonas podem formar padrões anastomosados e até mesmo deslocar-se mutuamente (Fossen et al., 2017; Davis, Reynolds e Kluth, 2011). São estruturas de deformação localizada, com deslocamento paralelo às paredes da estrutura (Fossen, 2012), cujo desenvolvimento ocorre devido ao acúmulo de deformação (Fossen, 2012). Além disso, representam anomalias reológicas e mecânicas que podem ser reativadas, influenciando a evolução estrutural durante estágios ou fases posteriores da deformação (Fossen et al., 2017).

Zonas de cisalhamento se formam em diversos contextos tectônicos, incluindo limites de placas convergentes, divergentes e transformantes, estando associadas à transcorrência, compressão e extensão, além de ocorrerem sob diferentes condições de pressão, temperatura e taxa de deformação. Os mecanismos deformacionais atuantes nessas zonas variam conforme a mineralogia, o tamanho dos grãos e os litotipos envolvidos, refletindo diretamente as condições físicas presentes durante o processo deformacional (Davis, Reynolds e Kluth, 2011). Essas zonas são caracterizadas por uma deformação heterogênea, na qual certas porções da rocha se deformam mais intensamente do que outras, gerando uma variedade de estruturas e geometrias internas (Davis, Reynolds e Kluth, 2011).

A transpressão representa uma deformação caracterizada por uma combinação entre contração e cisalhamento simples, tanto direcional quanto ao longo do mergulho das zonas de cisalhamento, em diferentes proporções (De Toni, 2024). Assim, produz simultaneamente encurtamento e deslizamento, configurando um regime complexo de deformação (Davis, Reynolds e Kluth, 2011). De acordo com Dewey et al. (1998), a transpressão é uma característica recorrente em diversos contextos geotectônicos, incluindo segmentos de cinturões orogênicos colisionais; margens com subducção ativa; bacias de ante-arco, arco e retro-arco contracionais.

O conceito de transpressão também é abordado por Robin e Cruden (1994) sob duas perspectivas distintas. Na Tectônica Regional, entende-se a transpressão como o deslocamento relativo entre duas regiões adjacentes da litosfera, combinando convergência e transcorrência (Harland, 1971). Já na Geologia Estrutural, refere-se à deformação de uma zona tabular submetida simultaneamente a cisalhamento e

achatamento, impostos pelas suas paredes.

As zonas de cisalhamento podem englobar elementos estruturais tanto de caráter dúctil quanto rúptil e, em muitos casos, manifestam características de ambos os regimes ao longo de sua história evolutiva (Fossen, 2012). No regime rúptil, típico das partes superiores da crosta, os mecanismos deformacionais predominantes envolvem microfraturamentos, deslizamentos friccionais nos contornos dos grãos e rotação rígida de fragmentos, caracterizando as chamadas zonas de cisalhamento rúptil ou friccionais (Fossen, 2012). Em contraste, as zonas de cisalhamento dúcteis, mais comuns na crosta média a inferior, são marcadas por mecanismos cristal-plásticos, como fluência, deslizamento ao longo de discordâncias e geminação, que resultam na deformação coesa e contínua das rochas afetadas (Fossen et al., 2017).

As estruturas geológicas da área de estudo exercem um papel essencial na compreensão da evolução geológico-estrutural da região, localizada no setor meridional da Faixa Brasília, cuja idade é atribuída ao Neoproterozoico. De acordo com Pimentel et al. (2011), essa faixa é marcada por um sistema de dobramentos e empurrões, que resulta na justaposição de terrenos tectonoestratigráficos distintos, como os Grupos Araxá, Ibiá e Serra da Mesa.

Inserido nesse contexto, o Grupo Araxá compreende rochas metassedimentares, metamáficas e metaultramáficas que envolvem o núcleo metamórfico do Complexo Anápolis-Itaçu, conforme discutido por Piuzana (2003). Esse complexo é formado por rochas de alto grau metamórfico e registra variações significativas na intensidade da deformação, que influenciam diretamente o padrão estrutural observado. Ele sobrepõe unidades metassedimentares e ultramáficas do Grupo Araxá, configurando um empilhamento tectônico que se articula com a Nappe Araxá (Valeriano et al., 2008; Seer et al., 2013).

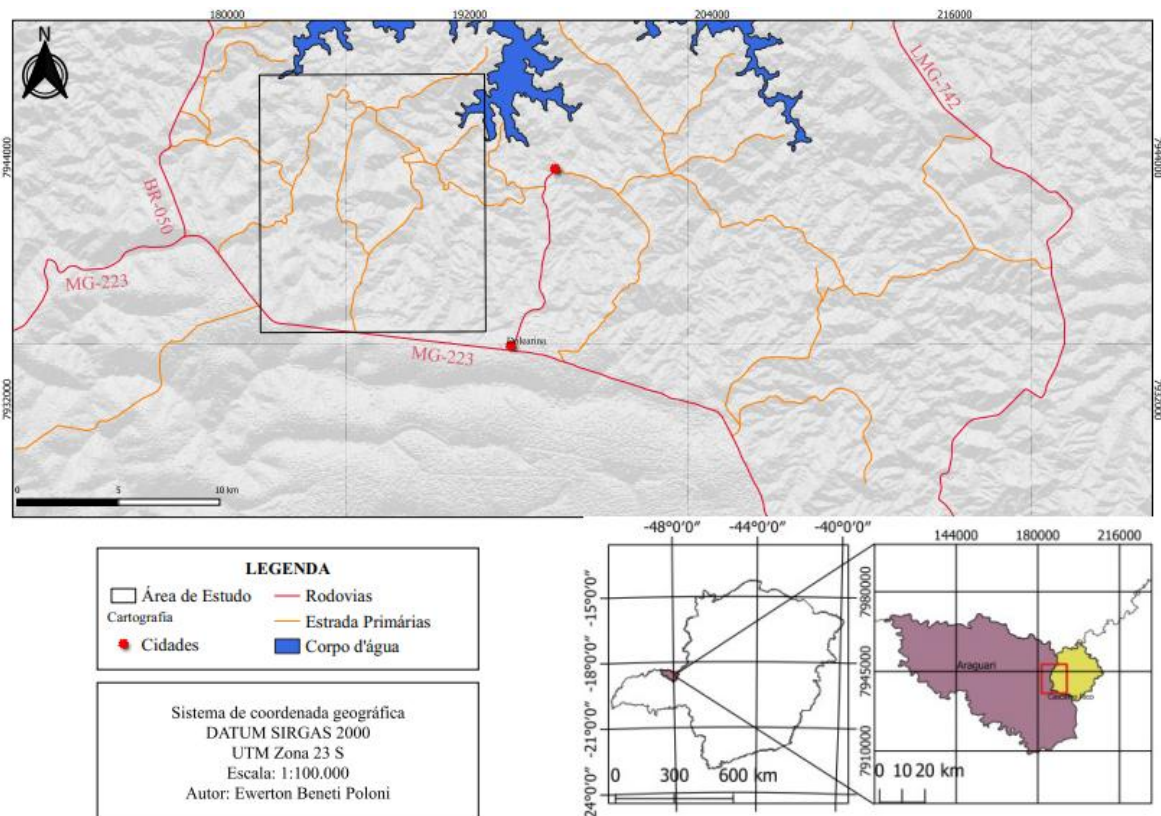
Zonas de cisalhamento são estruturas geológicas essenciais para compreender a evolução tectônica de uma região, pois registram a história da deformação por meio de microestruturas características. A análise dessas zonas permite identificar o tipo e a intensidade da deformação, além de fornecer indícios sobre processos tectônicos em larga escala, como a direção do transporte crustal e o regime tectônico envolvido. Por estarem intimamente ligadas ao contexto geológico em que se formam, essas estruturas possibilitam a reconstrução da gênese e dos estágios evolutivos da deformação. Além de seu valor científico, as zonas de cisalhamento desempenham um papel estratégico na

prospecção mineral, pois frequentemente controlam a localização de importantes mineralizações.

1.1 Área de Estudo

A área de estudo abrange as porções oeste e leste, respectivamente, dos municípios de Cascalho Rico (MG) e Araguari (MG), localizados na região do Triângulo Mineiro e Alto Paranaíba (IBGE, 2018). Essa região está situada na porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília. O acesso à área se dá pela MG-190, a partir de Monte Carmelo, até o trevo que interliga Patrocínio, Estrela do Sul e Monte Carmelo. Em seguida, prossegue-se pela MG-223, passando por Estrela do Sul e Dolearina, atravessando a cidade de Santa Luzia e, posteriormente, seguindo por uma estrada vicinal até chegar a Cascalho Rico.

Figura 1: Mapa de Localização.



Fonte: O autor

1.2 Objetivos

O objetivo deste trabalho é realizar a caracterização e a análise estrutural de zonas de cisalhamento na região entre os municípios de Cascalho Rico e Araguari, considerando distintas escalas de observação. Para atingir o objetivo principal, as

seguintes metas foram determinadas: (i) Identificar lineamentos regionais a partir de dados indiretos; (ii) Caracterizar estruturas associadas aos lineamentos identificados por meio de dados macro e microscópicos; (iii) Elaborar mapas, secções geológicas e blocos diagrama para descrever a deformação nas zonas de cisalhamento identificadas.

2. Materiais e Métodos

A estratégia metodológica adotada para a caracterização e análise estrutural de zonas na região entre Araguari e Cascalho Rico (MG), envolve: levantamento bibliográfico, processamento de dados indiretos, incluindo sensoriamento remoto através de imagens de satélite e dados aerogeofísicos, trabalho de campo e microtectônica.

2.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica de artigos e teses relevantes ao tema contribuiu significativamente para a compreensão do contexto geotectônico da área em estudo. O referencial bibliográfico foi selecionado para incluir trabalhos que abordam o contexto estrutural e metamórfico da região de interesse, para que auxilie na análise estrutural do trabalho. Esse conjunto de dados abrange o contexto da Faixa de Dobramentos Brasília, especialmente em relação às rochas dos Ortognaisses e Granulitos e às rochas do Grupo Araxá. Adicionalmente, serão utilizados os dados já coletados do projeto "Caracterização da Associação Paragenética de Minerais Suscetíveis à Datação pelo Sistema U-Pb nas Rochas do Orogeno Brasília Meridional".

2.2 Geoprocessamento e Fotointerpretação

Nesta fase, o trabalho teve início com a organização e análise das imagens adquiridas a partir da missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), com o objetivo de preparar os dados para a elaboração dos mapas da área de estudo. Os dados SRTM foram obtidos por meio do satélite do United States Geological Survey (USGS) EarthExplorer e têm como finalidade a produção de Modelos Digitais de Elevação (MDE) com resoluções de 30 metros e 90 metros, abrangendo cobertura global. Os modelos digitais de terreno contêm valores de elevação vertical espaçados em intervalos horizontais regulares, definidos a partir de coordenadas de latitude e longitude.

Para a interpretação estrutural do terreno, foram utilizadas ferramentas como o

Hillshade (relevo sombreado), que gera uma representação tridimensional da superfície terrestre em tons de cinza, considerando a posição relativa do sol. Essa técnica é amplamente empregada para análise do relevo e identificação de possíveis lineamentos estruturais. Complementarmente, utilizou-se o plugin Batch Hillshader, o qual permite a simulação de três exposições de luz distintas, utilizando como entrada os dados do MDE, com o objetivo de aprimorar a visualização do terreno e das feições estruturais presentes. A base de dados foi confeccionada no software QGIS 3.28.9.

2.3 Geofísica

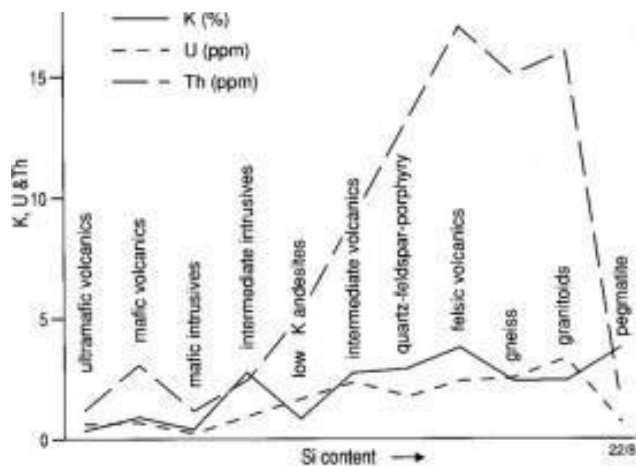
Os dados aerogeofísicos disponibilizados pela CODEMIG provém do aerolevante realizado denominado projeto Araxá-Divinópolis-Patos de Minas apresenta as linhas de vôo com direção N-S, espaçamento entre linhas de voo de 400 m, direção de linha de controle E-W com espaçamento entre elas de 8 km, com altura de voo de 100 m. Os dados aeromagnetométricos foram obtidos pelo sensor Scintre CS-2, e dados gamaespectométricos foram adquiridos com gamaespectrômetros EXPLORANIUM modelo GR-820 (CPRM; CODEMIG; LASA, 2006). De acordo com Kaerey (2009) levantamentos aeromagnetométricos tem o objetivo de investigar e analisar a geologia com base em efeitos anômalos do campo magnético da terra que resulta das propriedades químicas e mineralógicas das rochas (figura 3) em subsuperfície. A intensidade de magnetização das rochas depende exclusivamente do tamanho, forma, quantidade e distribuição dos minerais ferromagnéticos, e pode variar em diferentes tipos de rocha (KEAREY *et al.*, 2009).

O *software* Oasis Montaj na versão 7.0.1 foi empregado para tratamento de dados geofísicos pré-processados possibilitando uma análise indireta das anomalias magnéticas e principais lineamentos presentes na área em estudo. Foram elaborados mapas magnetométricos e gamaespectométricos.

Dados gamaespectométricos são gerados pela leitura da emissão de fontes gama próximas à superfície, são o resultado da desintegração das séries de potássio (K), urânio (U), e tório (TH) (BARBUENA *et al.* 2013). De acordo com Ribeiro *et al.*, (2014) na crosta continental o potássio é encontrado em maior quantidade em rochas ígneas félsicas (figura 4), como granitóides, rochas metamórficas micáceas, feldspáticas e quartzo-feldspáticas. Os minerais mais comuns são feldspatos alcalinos e seus polimorfos como ortoclásio e microclínio, seguido das micas e alguns argilo-minerais,

os polimorfos de feldspato são facilmente lixiviado por ações intempéricas e acumulado em argilominerais (BARBUENA *et al.* 2013). O tório (Th) e o urânio (figura 3), tendo como representante mineral o zircão, monazita, xenotímio. Além disso o urânio pode apresentar uma relação com o potássio em eventos hidrotermais, onde ambos estão presentes, diferente do tório que por apresentar uma menor mobilidade geoquímica (RIBEIRO *et al.* 2014).

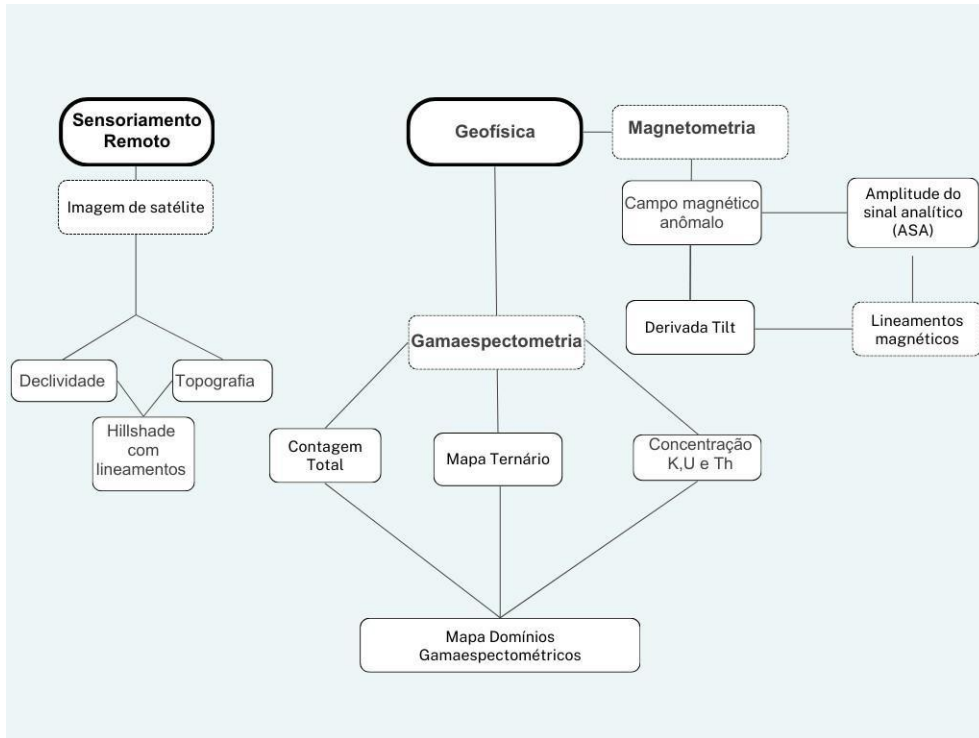
Figura 2: Variação dos teores de Th, K e U em rochas ígneas com relação a porcentagem de sílica.



Fonte: Dickson & Scott 1997

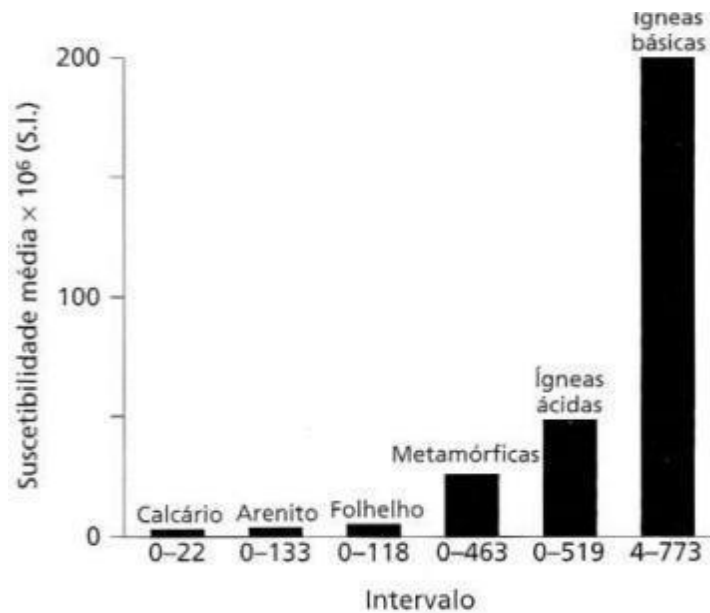
Os dados magnetométricos foram desenvolvidos no sistema de coordenadas SIRGAS 200 UTM 23 S. Estes dados permitiram a geração do mapa de amplitude do sinal analítico (ASA) e derivada tilt ou inclinação do sinal analítico (ISA), facilitando a interpretação das estruturas, enquanto. Dados magnetométricos são utilizados para delimitar contatos e estruturas geológicas, mostrando sinais com grande variação de amplitude, refletindo em fontes em diferentes níveis crustais, com diferentes contrastes de geometria e susceptibilidade magnética (BARBUENA *et al.* 2013). Para melhorar a qualidade dos dados é utilizado diferentes ferramentas que permitem minimizar efeitos magnéticos distintos. Barbuena *et al.* (2013) coloca uma das ferramentas utilizadas a redução ao polo (RTP) permitindo localizar anomalias diretamente nas fontes, sem a influência da inclinação magnética, assim também como a amplitude do sinal analítico (ASA) que envolve operações associadas às derivadas nas direções horizontais x e y, assim como na direção vertical z do campo magnético, sendo fundamental para interpretar a região, uma vez que indica uma mínima dependência em relação à orientação total do campo magnético (NABIGHIAN *et al.* 1974).

Figura 3: Fluxograma das etapas geoprocessamento e geofísica.



Fonte: O autor

Figura 4: Suscetibilidade magnética dos principais tipos de rocha.



Fonte: Kaerey et al. 2009

2.4 Trabalho de Campo

A área de estudo conta com 49 km² para mapeamento que terá início no dia 29/04/2024 e teve duração de 5 dias até o dia 04/05/2024. Durante o campo o foco foi a caracterização de diferentes estruturas e litologias, coleta de amostras e medidas estruturais. As amostras foram coletadas próximas as zonas de cisalhamento, onde as rochas tiveram maior influência da deformação, e foram coletadas de forma orientada em relação ao plano de foliação para auxiliar na análise estrutural. Os mapa base, geológico e estrutural foram desenvolvidos no sistema de coordenadas SIRGAS 2000 UTM 23 S. O mapa base para campo incluiu curvas de nível com intervalos de 50 metros, estradas principais e secundárias, cursos d'água e delimitações das propriedades rurais. As curvas de nível foram adquiridas do banco de dados geográficos do exército (BDGEX). Os lineamentos obtidos foram integrados ao mapa base, adquiridos a partir das interpretações do relevo e geofísicas junto aos polígonos das zonas de cisalhamento que foram interpretadas a partir das principais direções dos morfolineamentos. Com esses dados será realizado caminhamentos perpendiculares a essas estruturas visando abranger uma maior variedade litológica e estrutural.

2.5 Microtectônica

A microtectônica contará com análise de duas laminas, a lâmina TJDFE 23 D e a TJDFE 23 F, visto que essas seções delgadas foram confeccionadas de acordo com a orientação estrutural feita em campo, permitindo uma análise completa das estruturas e deformação. A descrição dessas teve como foco a identificação de estruturas em microescala, com o intuito de abranger estruturas geradas a partir do acúmulo de deformação, como deformações intracristalinas e intercristalinas que ocorrem dentro de grãos minerais, tais como fraturas de grãos, geminações, bandas de deformação e deslizamento em contato de grãos.

3. Contexto Geológico Regional

A área de estudo está situada na Província Tocantins, um sistema orogênico formado devido à convergência de três blocos continentais no Neoproterozoico. A colisão ocorreu a Leste com o Cráton São Francisco, a sudoeste com o Bloco Paranapanema e a noroeste com o Bloco Amazônico, sendo subdividida em três faixas orogênicas distintas: Faixa Brasília, Paraguai e Araguaia (PIMENTEL *et al.*, 2000). Essas faixas

apresentam vergências opostas entre si.

Inicialmente, conforme apontado por Fuck *et al.* (1994), a Província Tocantins foi subdividida em 4 domínios tectônicos distintos: o Maciço de Goiás, de idade arqueana-paleoproterozóica, a Faixa Brasília meso-neoproterozóica, o Arco Magmático de Goiás neoproterozoico.

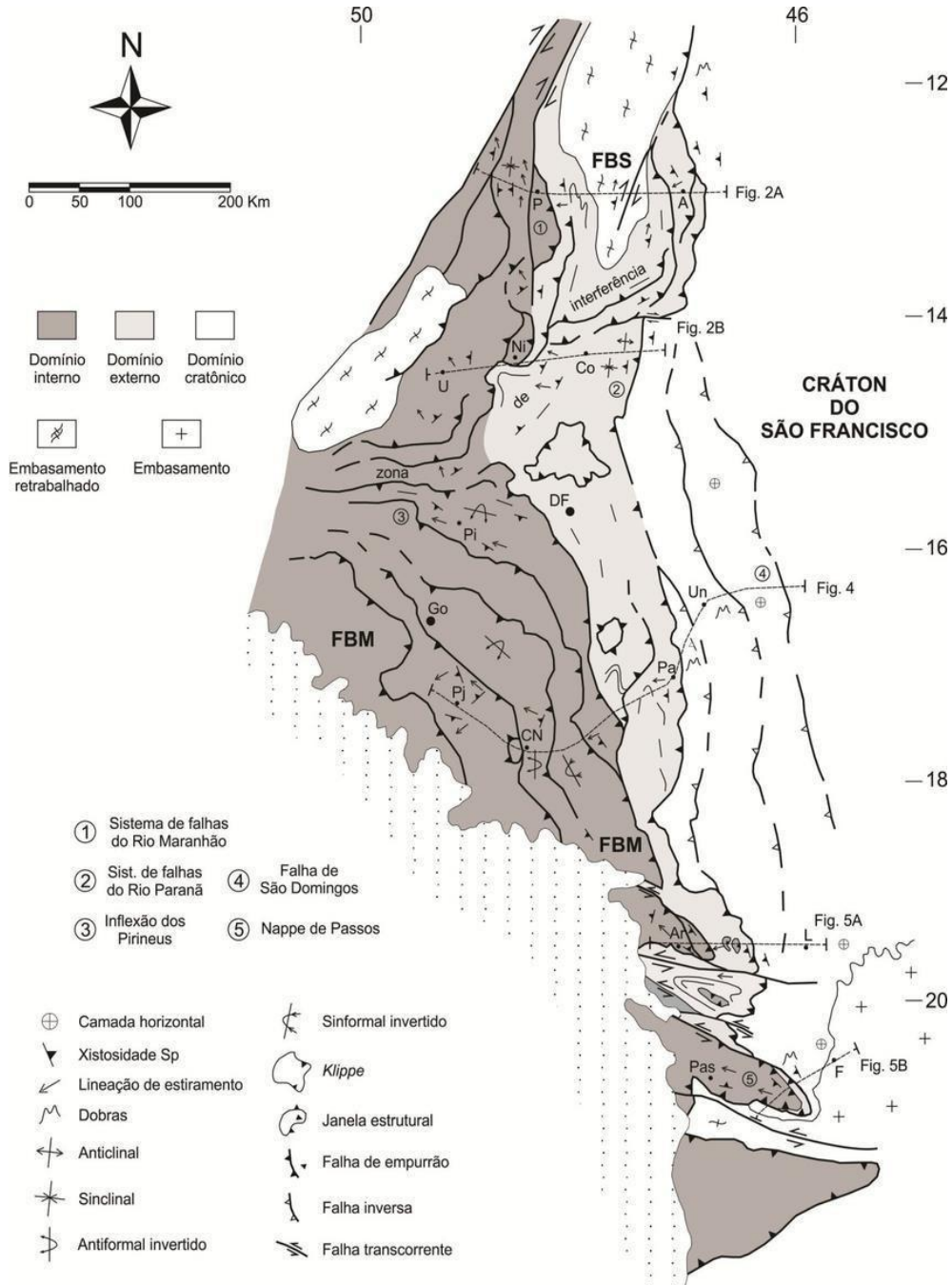
O Maciço de Goiás compreende terrenos granito-*greenstone* de idade arqueana, e terrenos ortognáissicos paleoproterozoicos, cobertos por sedimentos do Grupo Serra da Mesa, que representam uma sequência marinha sílico-carbonatada, além de unidades alóctones do Grupo Araxá (FUCK *et al.* 1994). O Arco Magmático de Goiás é delimitado por sucessões de terrenos ortognáissicos e sequências vulcano sedimentares de idade neoproterozoica conforme definido por Fuck *et al.* (1994).

De acordo com Almeida (1977) o Cráton São Francisco é uma grande unidade tectônica que se consolidou ao término do Ciclo Transamazônico sofrendo deformações de natureza paratectônica. Para Trompette *et al.* (1992) a província brasileira do Cráton do São Francisco representa uma apófise ocidental relacionado ao Cráton do Congo-São Francisco que foi separado em dois na abertura do Oceano Atlântico Sul. O Grupo Bambuí, representa sequências de rochas metassedimentares de materiais carbonáticos, formando a parte mais oriental do Cinturão Brasília e abrangendo grandes partes do Cráton São Francisco, representados por sedimentos depositados em contexto marítimo epicontinental compreendendo três mega ciclos regressivos associados a rápida transgressão marinha sendo evidenciado por fácies marinhas pelíticas. (PIMENTEL *et al.* 2016).

A Faixa de Dobramentos Brasília pode ser segmentada em três domínios estruturais: zona interna, zona externa e domínio cratônico (FUCK *et al.* 1994). Em geral, a zona interna como apontado por Pimentel *et al.* (2011) representa um sistema de nappes compostas pelos Gupos Araxá, Ibiá e Serra da Mesa, gerando uma zona de dobramentos e empurrões. Uhlein *et al.* 2012 coloca que o padrão estrutural no domínio interno é marcado por uma foliação de baixo ângulo geralmente subparalela ao acamamento sedimentar A zona externa é marcada por um domínio *thin-skin* (Uhlein *et al.* 2012) que engloba os Grupos Canastra, Bambuí, Vazante. As rochas presentes nos Grupos Vazante e Canastra são definidas por uma alternância entre materiais carbonáticos e siliciclásticos, originadas em um ambiente de margem passiva, conforme descrito por Valeriano *et al.* (2000). Por outro lado, Seer (1999) estabelece uma correlação dessas

rochas com uma região externa a um antigo ambiente de arco vulcânico, depositadas em um contexto de retroarco.

Figura 5: Compartimentação Estrutural Faixa Brasília.



Fonte: UHLEIN et al.(2012).

4. Geologia da região de Araguari e Cascalho Rico (MG)

4.1 Litoestratigrafia

Neste capítulo, será explorado o contexto litoestratigráfico da zona interna da Faixa

de Dobramentos Brasília, enfatizando as unidades geológicas relacionadas a pesquisa e destacando as litologias que apresentam correlações estruturais e cronológicas na região de Cascalho Rico e Araguari (MG).

4.1.1 Grupo Araxá

O Grupo Araxá ocupa uma posição significativa na região meridional do domínio interno da Faixa de Dobramentos Brasília (SEER *et al.* 2005). De acordo com Seer (1999), as litologias desse grupo compreendem uma sequência máfica subjacente, sobreposta por coberturas pelíticas que passaram por metamorfismo em fácies anfíbolito, no Ciclo Brasileiro. Destacam-se numerosos corpos intrusivos nesse grupo, originados por eventos magmáticos em zonas de cisalhamento de baixo ângulo sob regime compressional (SEER *et al.* 2005).

A presença de rochas máficas e ultramáficas associadas às rochas pelíticas no Grupo Araxá, sugere que a unidade represente uma melange ofiolítica (DRAKE JR., 1980). Klein *et al.* (2008) infere que o Grupo Araxá apresenta aumento do grau metamórfico em direção a oeste, atingindo a fácies anfíbolito, zona da biotita e em algumas seções inicia-se com gnaisses sobrepostos por sequências imaturas, muscovita ou biotita xistos com granada, por vezes estauroлита, cianita, xistos carbonosos e calcixistos e mármore.

Valeriano *et al.* (2004) subdividiram o Grupo Araxá nas unidades A e B, considerando a variação litológica e metamórfica definida por uma estruturação tectônica em nappes e empurrões de baixo ângulo, que se inclinam para leste em direção ao Cráton do São Francisco. A unidade A é composta por muscovita-clorita xistos, granada-muscovita-clorita xistos, biotita-muscovita-quartzo xistos, clorita-quartzo xistos e sericita quartzitos, caracterizando sequências metassedimentares em fácies anfíbolito médio a superior (SABARAENSE, 2016). A unidade B é composta por calci-clorita-biotita xistos, granada-clorita xistos, calci-granada-biotita-quartzo xistos, hornblenda-granada xistos e grafita xistos, com presença de lentes de metacalcário, anfíbolito e quartzitos micáceos, que representam rochas metassedimentares em fácies anfíbolito (SABARAENSE, 2016).

Pimentel *et al.* (1999) indicaram, inicialmente, que as rochas metassedimentares foram depositadas aproximadamente entre ca. 0,7 a 0,9 Ga. No entanto, análises de U-Pb em cristais de zircão detrítico do Grupo Araxá revelaram fontes paleoproterozoicas

e neoproterozoicas (ca. 679 a 2332 Ma) na região de Caldas Novas – GO, ampliando o espectro possível de áreas-fonte e sugerindo uma possível conexão com rochas do Maciço de Goiás (NAVARRRO *et al.* 2017). Falci *et al.* (2018) mostraram uma mudança de proveniência sedimentar nesta unidade ao longo da Nappe de Araxá, caracterizada por fontes neoproterozoicas (ca. 790 Ma) na porção noroeste da estrutura e fontes paleoproterozoicas a arqueanas (ca. 3086 Ma) na porção sudeste da estrutura. Neste contexto, os autores sugeriram que porção leste-sudeste do Grupo Araxá foi depositada em um ambiente marinho profundo, ao longo de uma margem passiva do Cráton São Francisco e as rochas sedimentares localizadas a oeste-noroeste foram depositadas em bacias sin-orogênicas, originadas de áreas elevadas durante a orogênese brasileira (Falci *et al.* 2018).

4.1.2 Cinturão de Ortognaisses e Granulitos

O Cinturão de Granulitos e Ortognaisses é composto por três distintas associações geológicas. Em seu núcleo arqueano, encontram-se granito-*greenstones*, cercados por unidades do Paleoproterozoico. Entre elas, estão rochas metassedimentares do Grupo Serra da Mesa, datadas do meso-paleoproterozóico, e complexos estratificados de rochas máficas- ultramáficas em Barro Alto, Niquelândia e Canabrava, originados no meso-neoproterozóico (GIUSTINA *et al.* 2009).

As rochas máficas-ultramáficas dos Complexos Barro Alto, Niquelândia e Canabrava de idade neoproterozóica e exibem evidências de metamorfismo regional, predominantemente nas fácies anfibolito/granulito (MORAES; FUCK, 2000). Essa estrutura encontra-se separada do Grupo Serra da Mesa e da Sequência Campinorte por zonas de cisalhamento de caráter regional, com direções preferenciais NW-SE e N-S (GIUSTINA *et al.*, 2009).

O Complexo Uruaçu é composto por gnaisses e rochas ortoderivadas metamorfizadas nas fácies anfibolito e granulito, com associações migmatíticas de composição quartzo- diorítica e augen gnaisses, apresentando porfiroclastos de K-feldspato (GIUSTINA *et al.*, 2011). Datações realizadas em grãos de zircão encontrados nos ortognaisses revelam idades de cristalização de 690-650 Ma. As idades obtidas pelo método Sm-Nd (Tdm) nos ortognaisses variam de 1,5 a 1,1 Ga, com valores negativos de ϵ_{Nd} , indicando uma fusão de crosta mais antiga, possivelmente caracterizada como um evento magmático neoproterozóico simultâneo ao metamorfismo de alto grau,

resultante da colisão dos Crátons Amazônico e São Francisco durante a Orogenia Brasileira (GIUSTINA *et al.*, 2011).

O Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu é composto por um conjunto de rochas gnáissicas de alto grau, orto quanto paraderivadas, exibindo coloração esverdeada e textura fina a média intensamente milonitizadas. Estas rochas estão associadas a processos retrometamórficos e incluem lentes de granulitos anfibolitizados, intercaladas em faixas granulíticas e imbricadas tectonicamente com as rochas metassedimentares do Grupo Araxá (LACERDA FILHO *et al.*, 2004). Klein (2008) divide essas rochas em três agrupamentos: Ortognaisse Goiandira, Ortognaisse Ipameri e Ortognaisse Nova Aurora.

O Ortognaisse Goiandira, de acordo com Oliveira (1994), é descrito como uma unidade composta por rochas granito-gnáissicas e migmatíticas, formadas durante o processo de granulitização regional. Inicialmente, essa unidade foi considerada parte basal do Grupo Araxá (BARBOSA, 1966). Conforme Klein (2008), essas rochas são compostas por granitóides cálcio-alcálicos de baixo teor de potássio, metamorfizados na fácies anfibolito alto/granulito. Elas incluem meta-tonalitos, meta-tonalitos aluminosos, metagranitos, metagranodioritos e migmatitos com vestígios de rochas supracrustais granulitizadas, que gradualmente transicionam para gnaisses quartzo-feldspáticos migmatizados. A composição mineralógica abarca quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, muscovita, granada e hornblenda, características do metamorfismo de fácies anfibolito. Por meio de análises isotópicas de Sm/Nd, identificou-se duas fontes distintas para o magma: uma juvenil neoproterozoica e outra resultante da fusão de crosta meso e paleoproterozoica (Klein, 2008). As idades desses gnaisses correspondem às dos granitos sin-colisionais que intrudiram os metassedimentos do Grupo Araxá (SEER; MORAES, 2013).

Os Ortognaises de Ipameri foram formados há aproximadamente 790 milhões de anos, conforme determinado pela datação U/Pb em cristais de zircão. Essas rochas são principalmente compostas por monzogranitos e tonalitos, exibindo uma composição predominantemente cálcio-alcálica e uma tendência a serem peraluminosas. Por meio da análise da relação entre elementos de alta afinidade por íons de grande porte (LILE) e elementos terras raras pesados (ETRP), essas rochas demonstram similaridades com ambientes de arco associados a margens ativas (Klein, 2008).

Os Ortognaises Nova Aurora apresentam idades de cristalização situadas entre

1260- 1220 milhões de anos, determinadas por meio da razão U/Pb em cristais de zircão. Estas rochas são compostas por muscovita-biotita gnaisses, granada-muscovita-biotita gnaisses com composições que variam entre monzogranitos e granodioritos, classificados como cálcio- alcalinos a alcalinos (Klein, 2008).

4.1.3 Complexo Monte Carmelo

De acordo com Seer e Moraes *et al.* (2013), o Complexo Monte Carmelo é representado por granitoides metaluminosos a peraluminosos e gnaisses milonitizados de coloração cinza. A mineralogia é constituída de quartzo, feldspato potássico e estudos mais recentes mostram amostras de tonalitos, sienogranitos e monzogranitos que são caracterizados pela ocorrência de minerais acessórios como titanita, zircão, apatita, muscovita e granada (SEER; Moraes 2013). Barbosa *et al.* (1970) afirmam que os contatos entre os granitoides e as rochas do Grupo Araxá são graduais, podendo apresentar diferentes graus de deformação, resultando em xistosidades nos granitos e até mesmo em gnaisses bandados, o que pode estar relacionado a zonas de transição. Nas margens do batólito, ocorre uma deformação extrema, resultando em uma foliação principal de baixo ângulo associada à foliação regional, além de ser possível observar feições cataclásticas entre as rochas do Grupo Araxá e os granitoides (BARBOSA *et al.*, 1970).

O Complexo Monte Carmelo constitui o segundo de três episódios de granitogênese associados ao Grupo Araxá, ocorridos durante o Neoproterozoico (há 790 milhões de anos), e está ligado a eventos magmáticos pré-colisionais, sendo parcialmente retrabalhado durante um evento colisional há 630 milhões de anos. Os dados de ϵNd negativos e TDM de 1.29 Ga sugerem que sua origem se deu a partir de fontes juvenis do Mesoproterozoico (SEER e MORAES, 2013).

4.2 Geologia Estrutural

Existem diversos trabalhos sobre a porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília que foram desenvolvidos ao longo do tempo que potencializam a ideia para um modelo de evolução crustal. Os trabalhos utilizados são de Santo (2019), Dias (2011), Navarro *et al.* (2013) e Santos (2021), Uhlein *et al.* (2012), Seer (1999), Seer *et al.* (2001) e Klein (2008). Compilando e interpretando os dados é possível evidenciar uma

possível evolução crustal abordada em 4 diferentes fases deformacionais.

- Fase D1

Para Santos (2019) a fase D1 é vista por uma xistosidade (S1) paralela ao acamamento composicional nos xistos e bandamento gnáissico nos ortognaisses, e é transposta pela foliação S2. A S1 pode ser identificada em zonas de charneira de dobras D2. Lineações minerais são pouco vistas devido a eventos posteriores, não preservando estruturas pretéritas.

- Fase D2

A foliação formada durante a fase D2 está associada à formação de nappes com orientação WNW-ESE, os quais são responsáveis pela ocorrência de dobramentos isoclinais, foliações S-C, lineações minerais e transposição de estruturas pretéritas. Esta fase D2 ocorreu durante um regime dúctil, simultaneamente ao metamorfismo das unidades principais (DIAS *et al.* 2011). De acordo com Santos (2019), a foliação S2 é heterogênea, mas apresentam direção principal NW-SE, manifestando-se como uma única foliação sem sinais de deformação posterior, ou sendo transposta pela fase D3. Segundo a autora, os dobramentos assimétricos apertados e abertos (F2) geram planos axiais paralelos a foliação S2. Klein (2008) observa que a foliação S2 é determinada pela orientação de muscovita, clorita e quartzo achatado, e as lineações de estiramento são representadas por fibras de quartzo alongadas, presentes em rochas mais ricas em quartzo ou em veios dentro de unidades xistosas. Os profiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio, exibem deformação e rotação ao longo do plano de foliação milonítica principal em rochas granitoides (Klein *et al.*, 2008).

- Fase D3

Seer (1999) e UHLEIN *et al.* (2012) marcam a terceira fase pelo desenvolvimento da foliação S3, caracterizada como uma clivagem. de crenulação espaçada, que transpõe foliações pretéritas em diferentes direções, ora com foliação S2 completamente transposta ou com a foliação S2 pouco crenulada e a foliação S3 pouco desenvolvida (SANTOS, 2019). Para Santos (2019) associado a foliação S3 ocorrem lineações minerais Lm3 com direção preferencial para E-W e baixo ângulo de caimento de 78/02 e eixos de crenulação D3 com atitudes preferenciais para SE (160/21). Seer *et al.* (2001) ainda descreve que o evento D3 provocou o truncamento de estruturas anteriores em função do desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes, subverticais e sinistrais.

- Fase D4

Santos (2019) coloca esta fase como sendo a última, sendo identificada nas unidades do compartimento SW da Faixa Brasília, por meio de dobras abertas e suaves com seus planos axiais afetando toda a estrutura pretérita. Dias (2011) interpreta as dobras geradas com eixo WNW-ESE responsáveis pela estruturação sinformal das rochas na região e correlacionadas as zonas de cisalhamento subverticais com falhas direcionais sinistrais. Seer *et al.* (2001) propõe que o evento pode ter ocorrido na região da Nappe de Áraxa, mas as estruturas são mascaradas pelo evento D3.

4.3 Metamorfismo

Na porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília, Navarro *et al.* (2013) inferem que as associações metamórficas nas rochas metassedimentares do Grupo Araxá são típicas da fácies anfíbolito médio a superior, marcada pela associação biotita + plagioclásio + granada; granada + plagioclásio + biotita + estaurolita + cianita. Infere também que o retrometamorfismo é caracterizado regionalmente pela presença de clorita substituindo a biotita e granada.

Santos (2019) define três estágios metamórficos diferentes, sendo M1 associado à fase D1, o metamorfismo principal M2 associado à D2, e o retrometamorfismo M3 associado às fases D3 e D4, representado pela substituição de minerais do metamorfismo principal por minerais de temperatura mais baixa. O metamorfismo M2 está relacionado à associação mineralógica granada + silimanita + biotita + muscovita + quartzo e granada + estaurolita + biotita + muscovita nas rochas metassedimentares.

5. Resultados

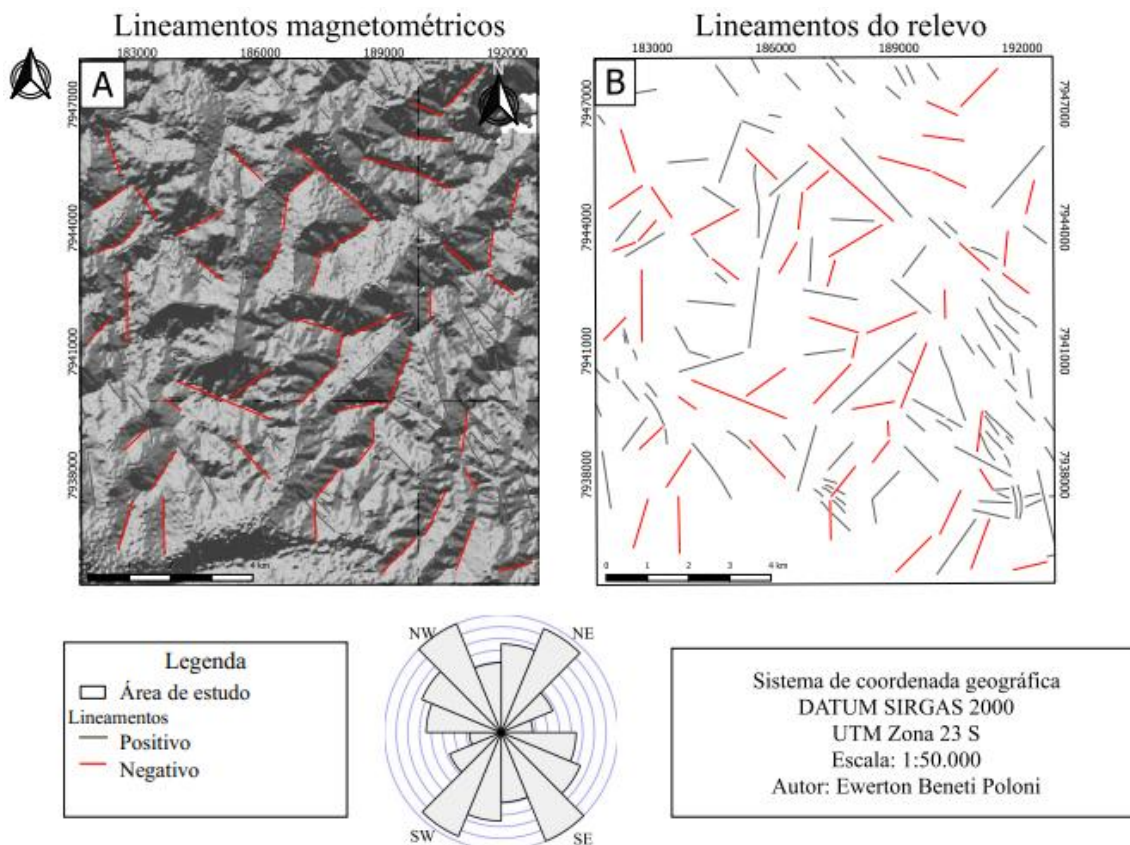
5.1 Imagens de Revelo Sombreado

As imagens de relevo sombreado foram extraídas a partir de dados de elevação obtidos por dados SRTM. O processamento das imagens considerou a combinação de três posições para a fonte de iluminação (azimutes 0°, 45° e 315°) e uma altitude, definida pelo ângulo e inclinação de 45°, constante. A figura 6A mostra a representação tridimensional da superfície do terreno obtida por meio do processamento descrito na sessão 2.2 do capítulo materiais e métodos processamento. A representação da superfície do terreno permitiu a extração de morfolineamentos a partir da orientação de

cristas e vales dentro da área de estudo (Fig. 6B).

Na imagem é possível notar uma faixa delgada de lineamentos com espessura aproximada de 2km na porção Leste da área de estudo com uma maior densidade de lineamentos (Fig. 6A). Os lineamentos destas porções apresentam direção NNW-SSE, são pouco espaçados, e retilíneos, apresentando comprimento variando entre 0,5-1,5 km (Fig.6B). As porções centrais e a oeste mostram uma maior diversidade na direção dos lineamentos, que apresentam direção ENE, WNW, E-W e NE (Fig. 6A). Estes lineamentos são mais espaçados, tem baixa densidade e são retilíneos (Fig. 6B) são um pouco mais espaçados, apresentando comprimentos que variam entre 0,5km e 1km.

Figura 6: Figura A) Mapa Relevo Sombreado com lineamentos. Figura B) Lineamentos do relevo



Fonte: O autor

5.2 Dados Gamaespectrométricos

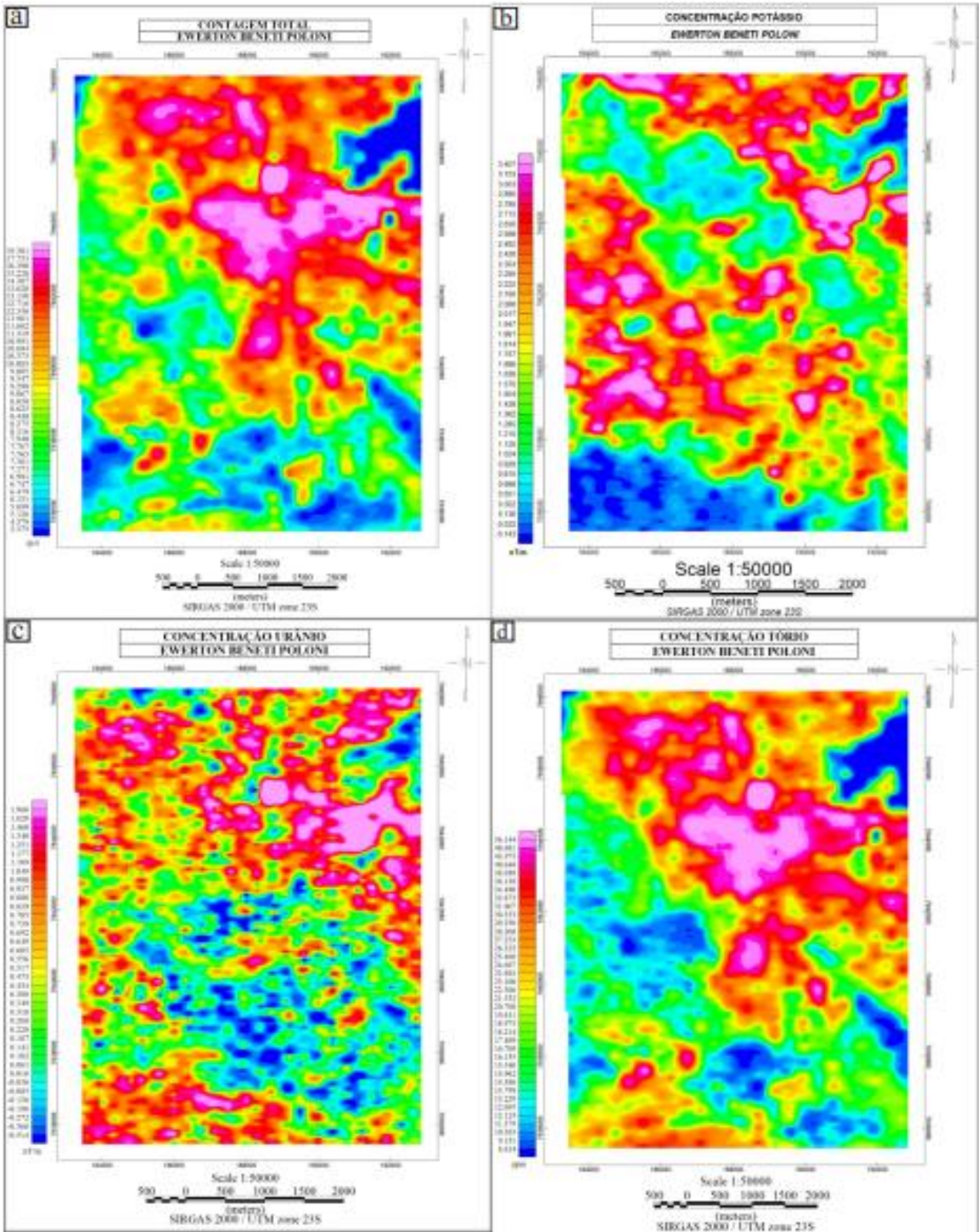
O processamento dos dados gamaespectrométricos permitiu a geração de mapas de contagem total dos três principais radioelementos (K, Th e U; Fig. 7A), bem como mapas individuais de concentração de potássio (K; Fig. 7B), urânio (U; Fig. 7C) e tório (Th; Fig. 7D). O mapa de contagem total revela que a porção nordeste da área de estudo

concentra os maiores valores dos três elementos (Fig. 7A).

O mapa de potássio (K; Fig. 7B) evidencia maior concentração deste elemento nas porções norte e centro-oeste da área, representadas por tonalidades mais quentes (avermelhadas). O mapa de urânio (U; Fig. 7C) mostra que os principais picos de concentração ocorrem nas porções nordeste, noroeste e sudoeste, identificadas por cores intensas como vermelho e rosa. As áreas com cores mais frias indicam menor concentração desse elemento.

Já o mapa de tório (Th; Fig. 7D) apresenta maior concentração nas regiões norte, noroeste e centro-leste da área de estudo, também representadas por tonalidades avermelhadas. Em contraste, as áreas de baixa concentração são indicadas por cores frias, como o azul.

Figura 7: Figura a: Mapa Contagem Total. Figura b: Mapa Concentração de Potássio(K). Figura c: Mapa Concentração de Urânio (U). Figura d: Mapa Concentração de Tório (Th)

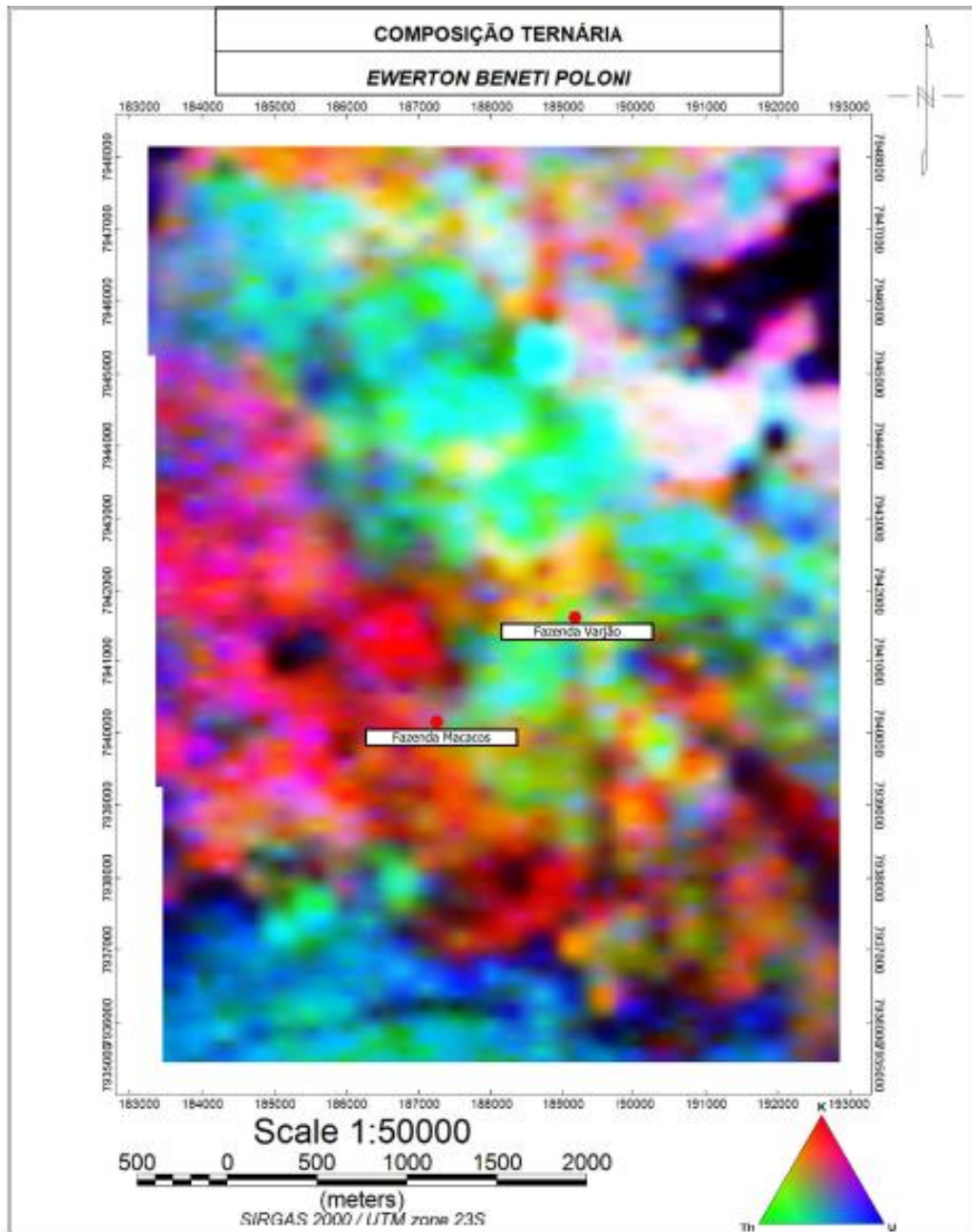


Fonte: O autor

Os mapas de concentração de cada radionuclídeo foram combinados em uma composição ternária. O Mapa Ternário (Figura 8) foi gerado com o objetivo de mostrar como estes elementos se combinam na área, tendo regiões de altas e baixas concentrações. Foram identificados quatro domínios que apresentam proporções distintas desses elementos.

O primeiro domínio, localizado na porção oeste e sudoeste é identificado pela tonalidade avermelhada, denotando uma alta concentração de potássio. O segundo domínio, situado nas porções sul da área de estudo e parte noroeste e nordeste, mostra a sobreposição de altas concentrações de U, K e Th. O terceiro domínio ocupa a região central, marcada por uma coloração verde claro, estendendo-se pelas porções noroeste e sudeste. Este domínio está associado à elevada presença de tório (Th). O quarto domínio é delineado pela coloração rosada/esbranquiçada na região NE da área de estudo. O quinto domínio é caracterizado pela coloração amarelada que aparece na região central da área seguindo em alguns pontos para leste. Está relacionado a concentração de Urânio e Potássio associados. O sexto domínio são as áreas com cores de interferência mais escuras, podendo indicar uma menor presença desses elementos.

Figura 8: Mapa Composição Ternária



Fonte: O autor.

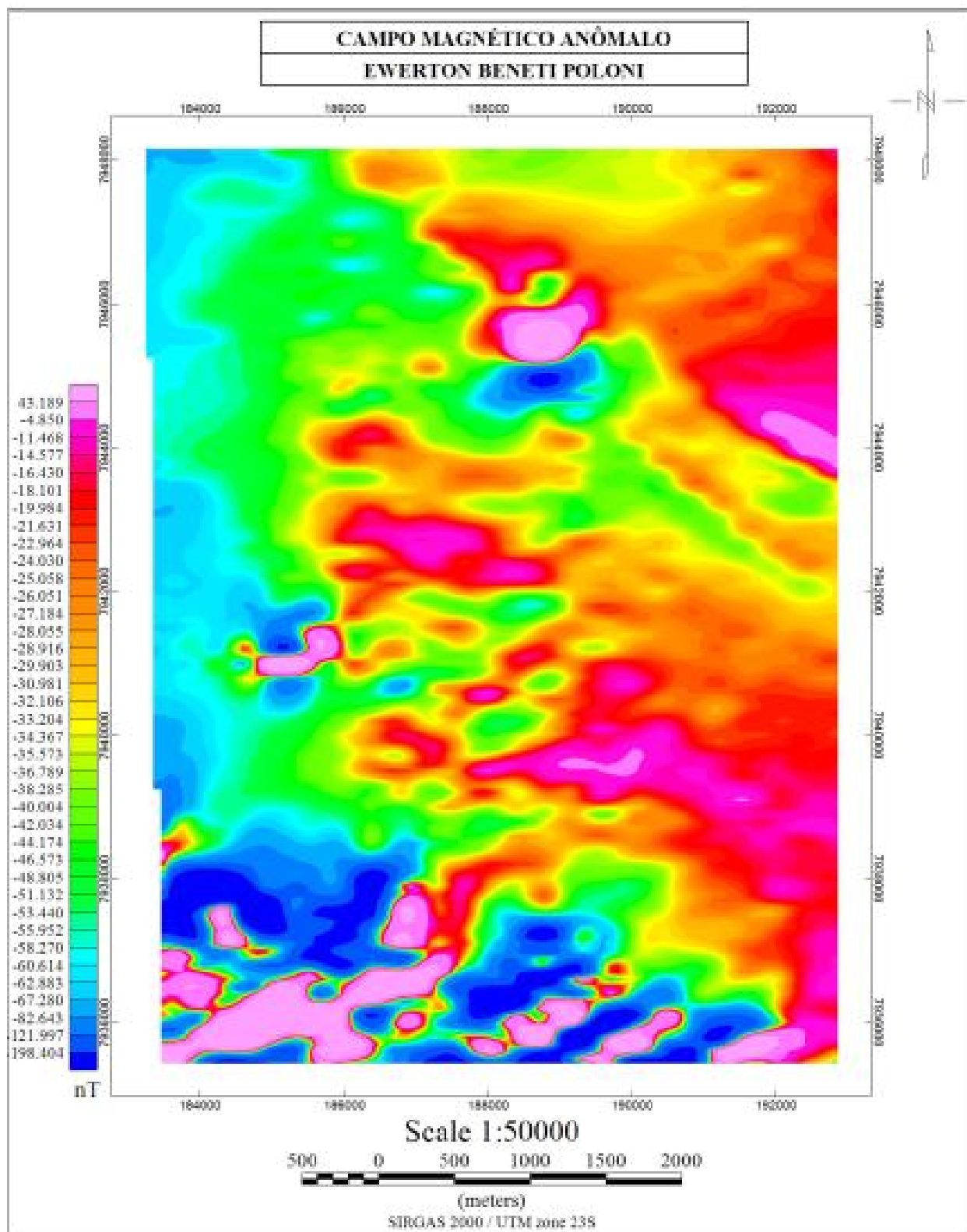
5.3 Dados Magnetométricos

O processamento dos dados magnetométricos foi feito com o objetivo de entender e caracterizar o padrão das anomalias magnéticas na área de estudo. O processamento permitiu, inicialmente, a geração do mapa do Campo Magnético Anômalo (figura 9). A partir deste mapa, foram gerados os produtos dois produtos: (i) mapa de Amplitude do Sinal Analítico (ASA; figura 10); e (ii) mapa de Derivada Tilt (figura 11).

O mapa do campo magnético anômalo (Figura 9) mostra as anomalias positivas e negativas que apresentam um caráter dipolar, auxiliando também na interpretação estrutural da área, onde é aplicado filtros para tratamento dos dados. Os mapas de ASA (Fig. 10) e de derivada Tilt (Fig. 11) permitiram a categorização de domínios com base na intensidade magnética. Os dados de amplitude do sinal analítico e Derivada Tilt revelam anomalias magnéticas lineares com orientação noroeste-sudeste (NW-SE) em praticamente toda a área de estudo, entretanto, ocorrendo também com direções NE-SW.

Essas anomalias magnéticas podem representar delimitações de corpos rochosos ou estruturas em profundidade que influenciam superficialmente. Com a interpretação desses dados, foi possível traçar lineamentos com o intuito de mostrar a direção preferencial e auxiliar na interpretação estrutural da área, como é mostrado na figura 12-A e B, que representa uma comparação entre os morfolineamentos traçados a partir do relevo sombreado e a partir dos dados magnetométricos, e por final gerado um mapa estrutural fotointerpretativo integrando todos os dados.

Figura 9: Mapa Campo Magnético Anômalo.



Fonte: LASA 2006

Figura 10: Mapa ASA

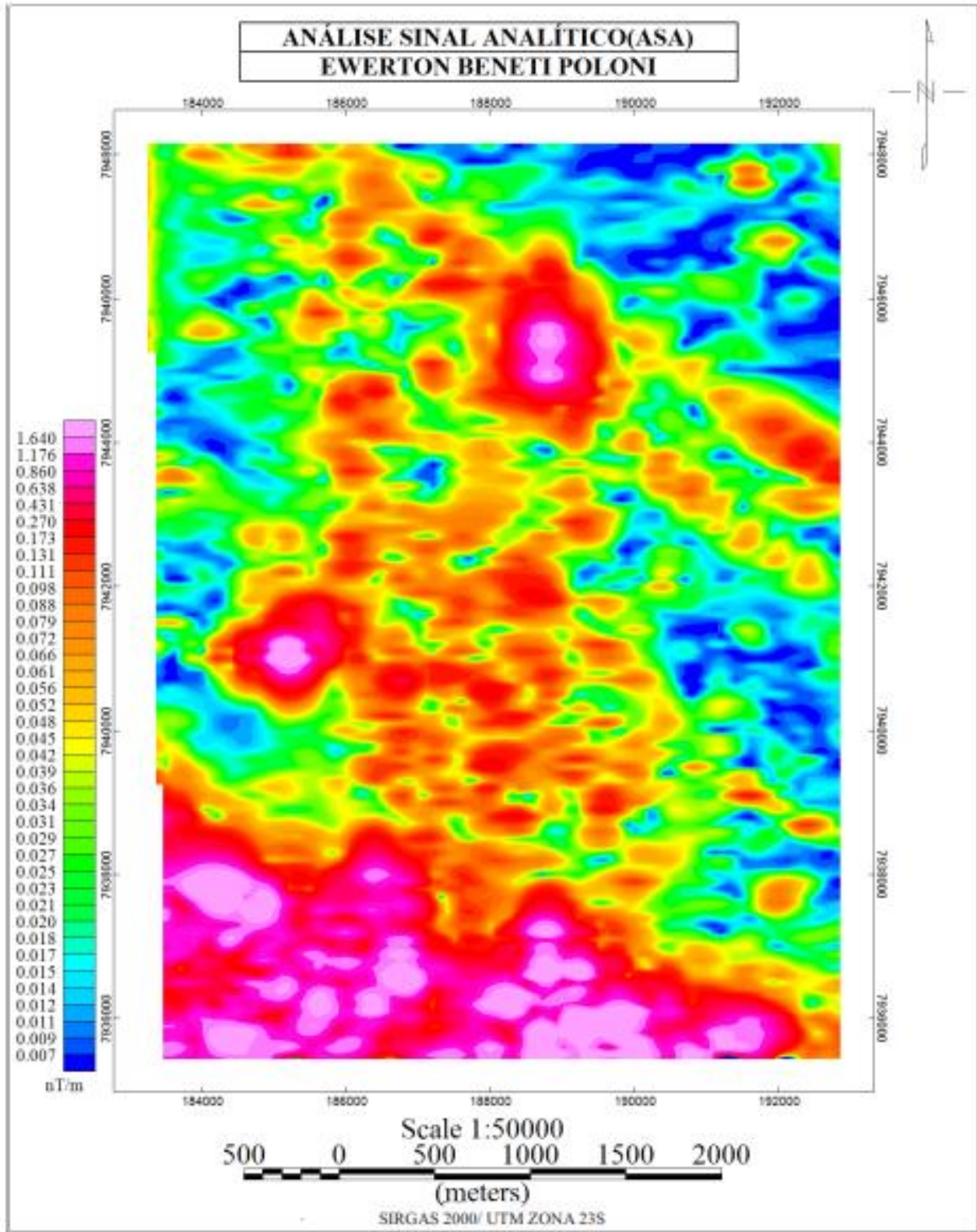


Figura 11: Mapa Derivada Tilt

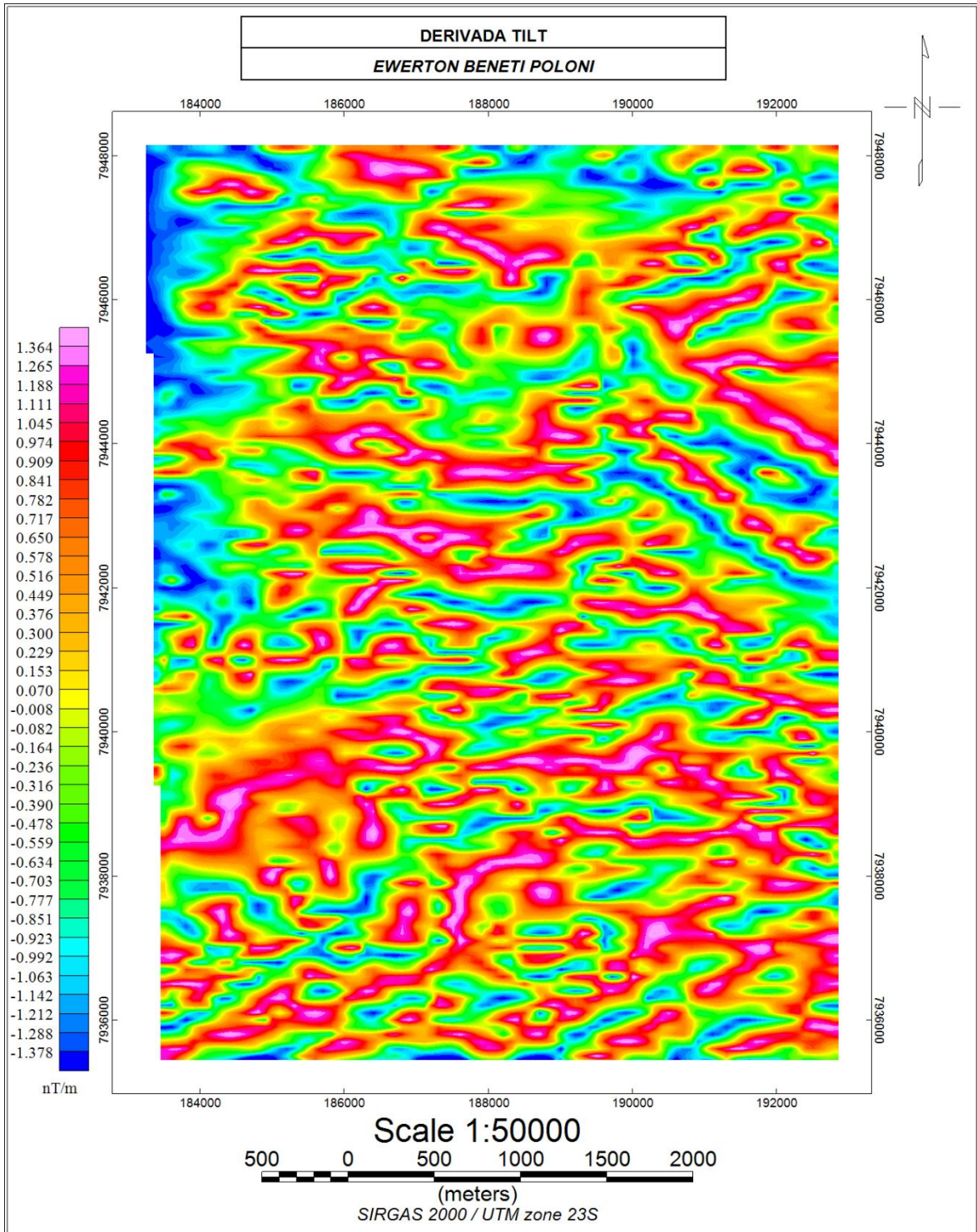
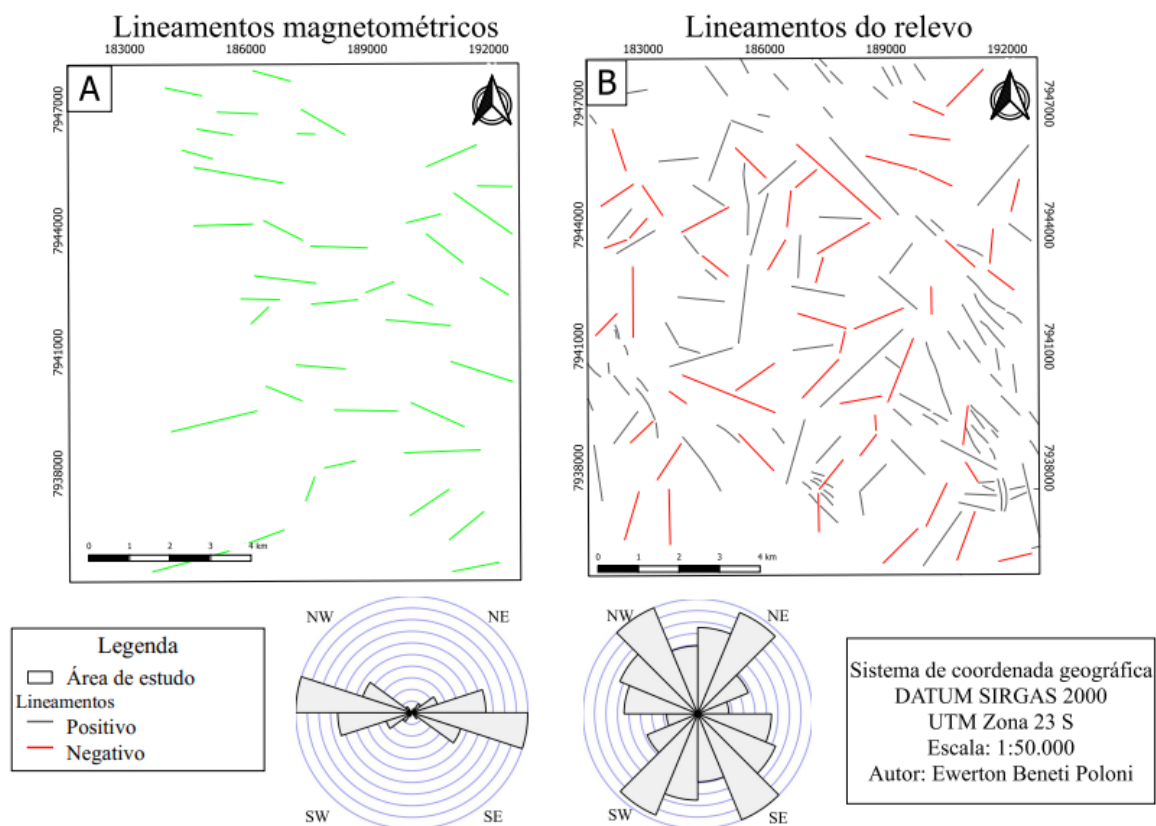


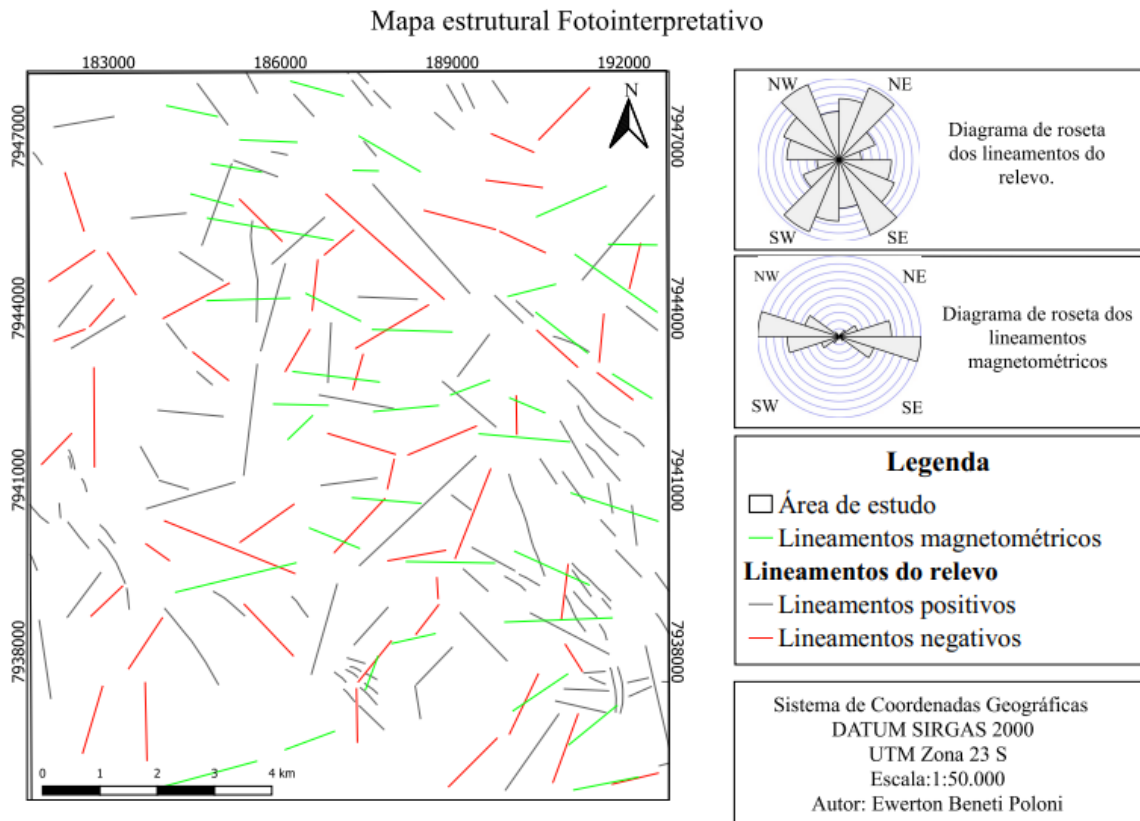
Figura 12: A) Lineamentos interpretados a partir dos dados magnéticos com diagrama de roseta demarcando a direção preferencial NW-SE; B) Lineamentos extraídos a partir da fotointerpretação com diagrama de roseta mostrando direção preferencial NW-SE com algumas pequenas variações.



Fonte: O autor

Com base nos dados magnetométricos e na fotointerpretação do relevo, foi elaborado o mapa estrutural fotointerpretativo (Figura 13). Esse mapa evidencia as direções preferenciais dos lineamentos, indicando que os lineamentos associados ao relevo negativo apresentam predominância na direção SW-NE, o que demonstra certa similaridade com os lineamentos definidos a partir dos dados magnetométricos, cuja direção predominante é WNW-ESE, com variações também na direção SW-NE. Por sua vez, os lineamentos de relevo positivo apresentam direção preferencial NW-SE, igualmente compatível com os lineamentos identificados nos dados magnetométricos.

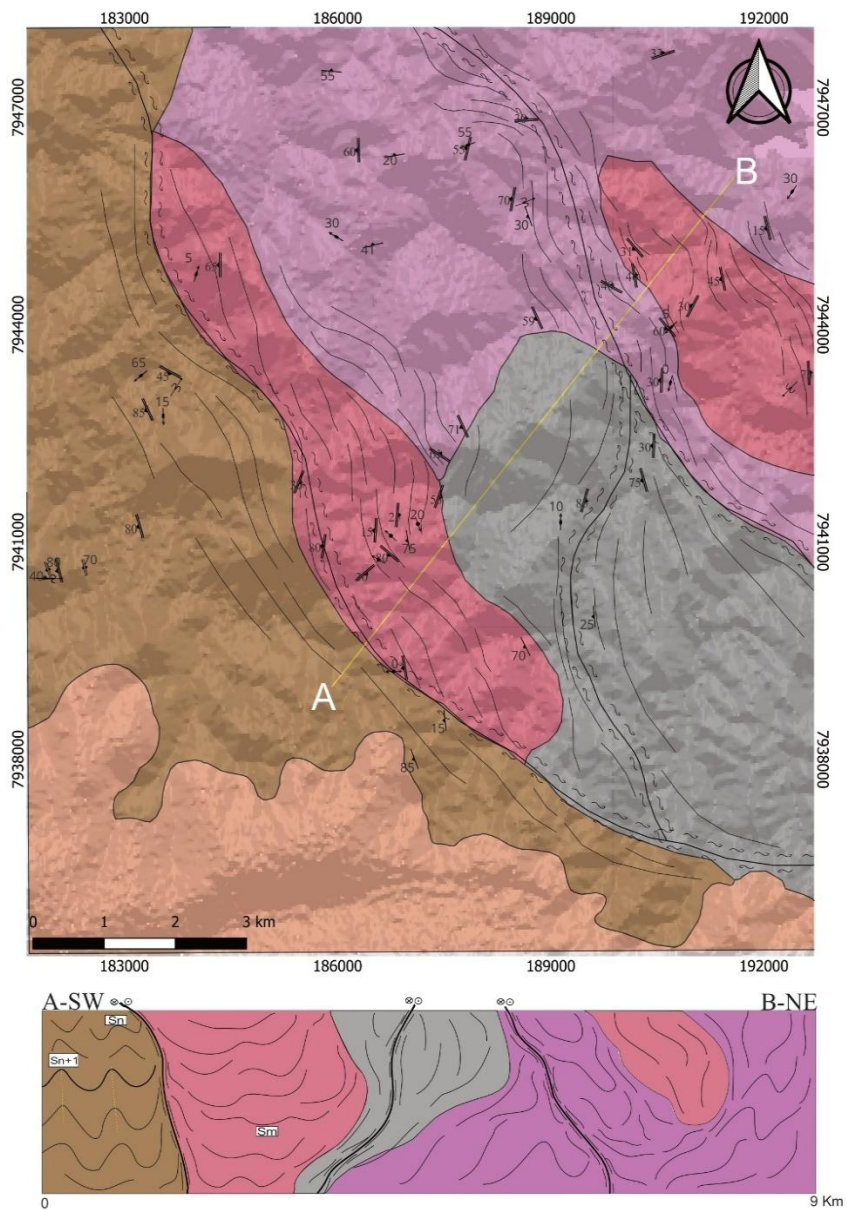
Figura 13: Mapa Estrutural Foto Interpretativo.



6. Geologia Local e Petrografia

As unidades reconhecidas durante o trabalho de campo foram as rochas do Grupo Araxá, e Cinturão de Ortognaisses e Granulitos. As rochas do Grupo Araxá na área de estudo constituem Clorita-Muscovita Xistos, ja no Cinturão de Ortognaisses e Granulitos foram reconhecidos Gnaisses migmatíticos, sendo ortoderivados e paraderivas. O mapa geológico, incluído no apêndice número 8, foi estruturado a partir das análises macroscópicas e microscópicas, por influência dos dados geofísicos e de imagens de satélite

Figura 14: Mapa Geológico e Seção Geológica.



LEGENDA

Cretaceo

Bacia Sedimentar do Paraná

Neoproterozoico

Granitóides indiferenciados

Plutons Anatóticos

Metapelitos

Clorita-Muscovita Xisto

Contexto Migmatítico

Ortognaisses Migmatíticos

Paragnaisse Migmatítico

Estruturas

Zona de Cisalhamento Destral

Traços de Foliação

Foliação de Xistosidade transposta

Foliação Milonítica

Foliação de Xistosidade

Lineação Mineral

dobra assimétrica aberta

dobra fechada

dobra fechada assimétrica

Dobra suave

dobra aberta

Fonte: O autor

6.1 Gnaisses Migmatíticos

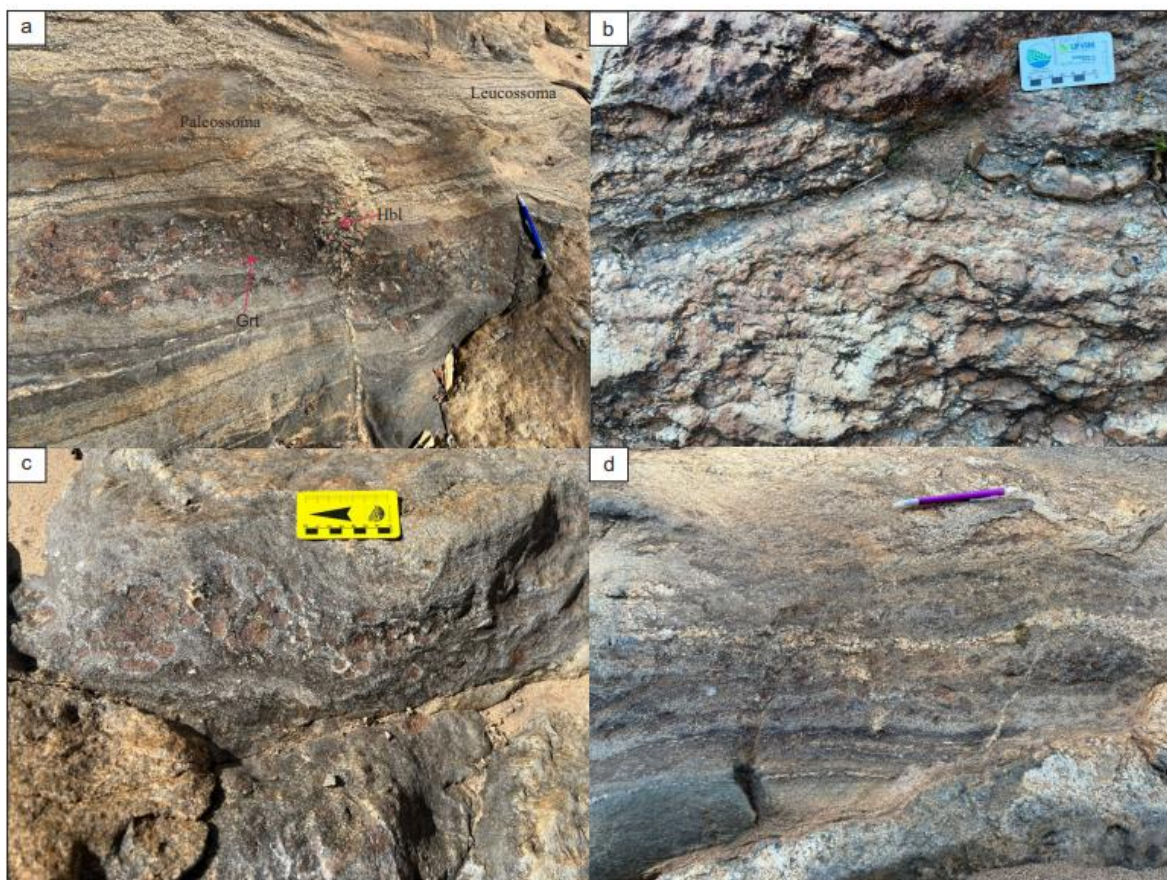
Para poder classificar e analisar esta litologia foi utilizado os critérios de SAWYER (2008) para descrição das morfologias dos migmatitos.

6.1.1 Paragnaisse Migmatítico

A rocha ocorre na maior parte da área em corpos de tamanhos variados, aflorando sob a forma de matacões, blocos rolados, cortes de estrada, lajedos em drenagens e em áreas cobertas por vegetação. Essa litologia representa cerca de 26% da área de estudo, predominando na porção sudoeste e estendendo-se também para a região nordeste. Quando fresca, apresenta coloração cinza-escuro; sob intemperismo, adquire tonalidades avermelhadas e rosadas, sendo uma das rochas mais comuns da região.

A fusão parcial nessas rochas ocorreu de forma sin-tectônica, permitindo que o leucossoma gerado se alojasse ao longo das estruturas planares preexistentes, resultando em uma estrutura estromatítica (Figura 15-a). O paleossoma dessa unidade é composto por quartzo (50%), feldspato potássico (15%), plagioclásio (5%), granada (8%), biotita (7%), muscovita (6%), clorita (4%), grafita (2%) e minerais acessórios (zircão, apatita, epidoto) (3%), sendo classificado como um gnaisse feldspato-granada-muscovita-biotita (Figuras 15-a, c, e, d). O neossoma ocorre de forma não segregada, com porções de granada, e é composto por quartzo (25%), feldspato (30%), granada (15%) e biotita (15%). O leucossoma, por sua vez, é composto por quartzo, feldspato potássico, granada e biotita (Figuras 15-a, e, b).

Figura 15: Foto a) Paragnaisse Migmatítico com estrutura estromática, apresentando Leucossoma, Paleossoma, e Neossoma não segregado nas concentrações de Grt. Foto b) Leucossoma quartzo-feldspático com granulação média a grossa. Foto c) Paleossoma com macrocristais de Grt. Foto d) Paleossoma do Paragnaisse Migmatítico, com porções de Leucossoma quartzo-feldspático.



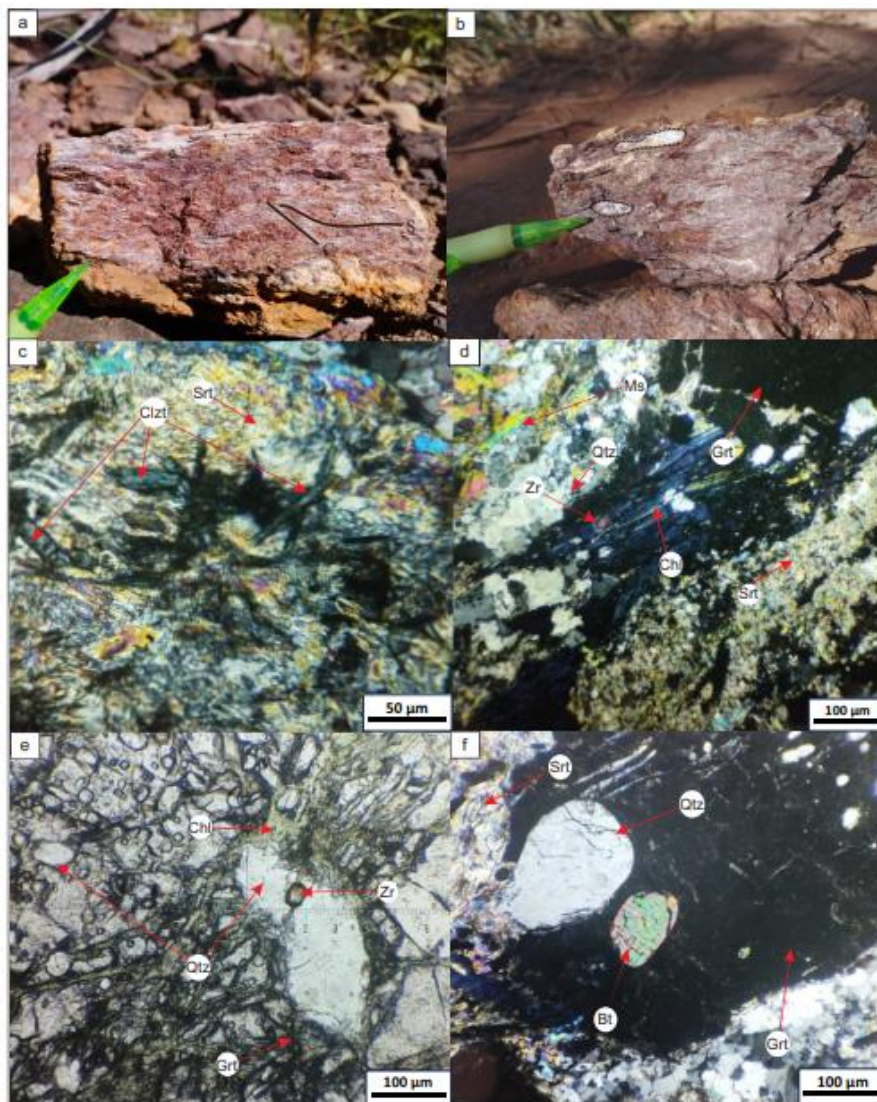
Quando mais próximas da zona de cisalhamento, o bandamento gnáissico (Sn) é transposto por uma foliação milonítica (Sm), anastomosada, contínua e penetrativa, apresentando cristais de granada ao longo do plano de foliação (Figura 16-a). Em alguns locais de campo, foram identificados bolsões hololeucocráticos de composição quartzo-feldspática nesta litologia, especialmente nas rochas mais intemperizadas (Figura 16-b). Esses bolsões ocorrem frequentemente próximos ao contato com os plutons anatóxicos e com a zona de cisalhamento.

Nesta unidade, foi descrita a lâmina TJDPE 23 D, analisada em microscópio, classificada como granada-muscovita-biotita gnaiss. Observou-se a presença de cristais de clinozoisita, com hábito prismático e birrefringência azul-esverdeada, ocorrendo em vários agregados, em meio a uma matriz fina de sericita, possivelmente produto de alteração do feldspato potássico (Figura 16-c). Cristais de zircão também ocorrem na lâmina, apresentando alto relevo e hábito anédrico a subédrico, por vezes incluídos nos

cristais de granada e clorita (Figuras 16-c e 16-f).

Os cristais de granada preservam estruturas pretéritas à deformação, além de apresentarem indícios de fusão parcial, visto que, em seu interior, é possível observar cristais de quartzo com forma arredondada/ameboide preservadas no interior dos cristais (Figura 16-e). Essas inclusões são anteriores à deformação associada. Além disso, os cristais de granada são envoltos por uma foliação anastomosada e encontram-se parcialmente consumidos por clorita, o que indica um metamorfismo de baixo grau, na fácies xisto verde inferior (Figuras 16-d e 16-f). A biotita, comumente encontrada preservada dentro dos cristais de granada, apresenta forma anédrica e extinção paralela (Figura 16-f).

Figura 16: Foto a) Foliação milonítica no Paragnaisse Migmatítico, anastomosada e contínua, com par S-C em meio a foliação e cristais de Granada. Foto b) Bolsões quartzo-feldspáticos em meio a foliação milonítica no Paragnaisse Migmatítico. Foto c) Cristais de Clinozoisita com birrefringência azul-esverdeada, ocorrendo em agregados com hábito prismático, envoltos por cristais de sericita, produto de alteração de feldspato potássico. Foto d) Cristal de Grt envolto por uma foliação milonítica, com cristal de zircão incluído em clorita que está sendo formada a partir da consumação de granada. Foto e) Cristais de quartzo em formato ameboide/arredondado sendo possíveis inclusões de melt preservadas, além de clorita aproveitando as fraturas dentro do cristal de granada e um cristal de zircão dentro de um cristal de quartzo ameboide. Foto f) Cristal de Biotita incluído em um cristal de granada, sendo preservada durante a fusão parcial.



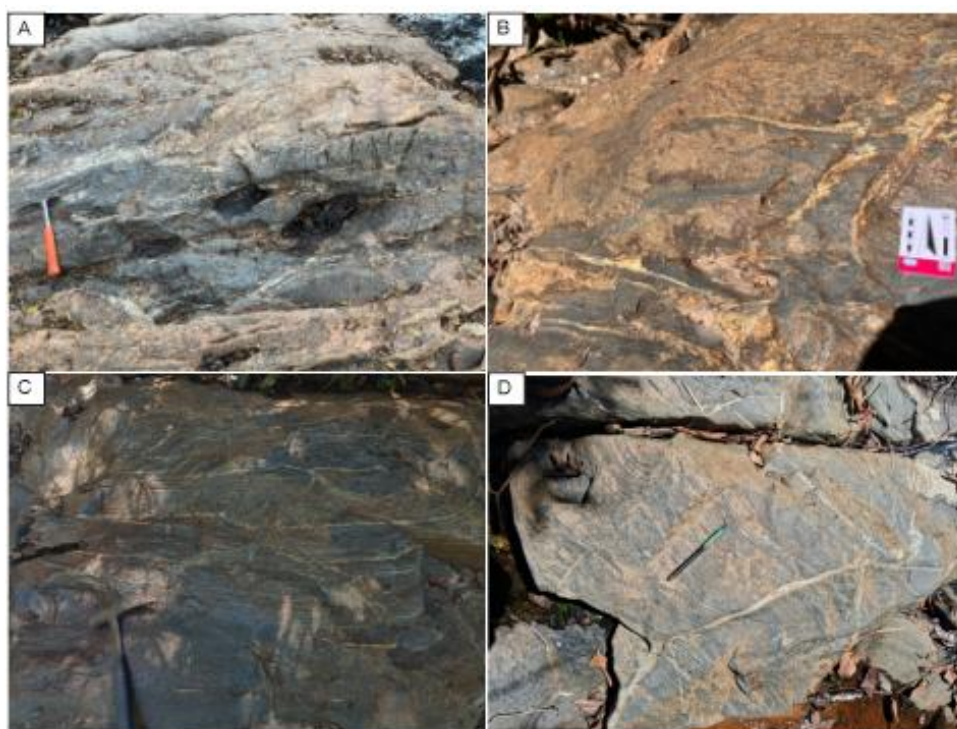
6.1.2 Ortognaisse Migmatítico

Esta unidade ocupa cerca de 21% da área de estudo, aflorando, na maioria das vezes, sob a forma de blocos in situ ou rolados nas porções mais elevadas, e, nas áreas mais baixas, como lajedos em leitos de drenagem. As rochas estão localizadas na porção sudeste do mapa e são classificadas como ortognaisses migmatíticos. São constituídas por paleossoma composto por quartzo, hornblenda, granada e anfibólio, além da presença de alguns anfibólitos sem granada. O neossoma é formado por leucossomas

tonalíticos e melanossomas ricos em granada e hornblenda. Apresentam metatexitos com estrutura estromática (Figura 17-A) e, em algumas partes, ocorrem manchas de leucossoma sem estrutura definida (Figura 17-B), além da presença de veios que acompanham a foliação milonítica da rocha (Figura 17-D).

As principais morfologias de segunda ordem associadas a esses migmatitos são as estruturas em patch e estromática.

Figura 17: Foto A: Diatexito ortoderivado com estrutura estromática ponto TJDFE 23. Foto B: Manchas de Leucossoma no diatexito ponto TJDFE 127. Foto C: Estrutura estromática no diatexito ortoderivado. Foto D: Veios de quartzo cortando a rocha paralelo ao plano da foliação Sm.

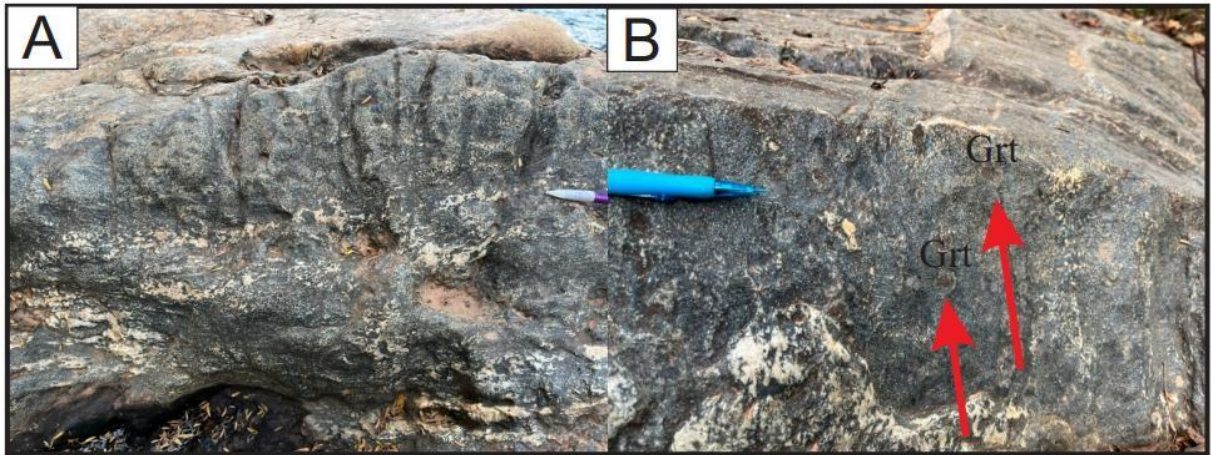


Paleossoma

O paleossoma é caracterizado por anfibolitos de coloração preta a cinzentada, granulação média a grossa, compostos por hornblenda (60%), plagioclásio (15%), quartzo (15%) e granada (10%). A rocha apresenta cristais orientados por uma foliação milonítica contínua, com textura nematoblástica. No entanto, é mais comum ocorrer uma textura granoblástica, e veios de quartzo aparecem cortando a rocha, paralelamente à foliação. A granada ocorre na forma de alguns macrocristais e, em alguns pontos, torna-se ausente, além da presença de estruturas em patch presentes, demarcando indícios de início de fusão parcial

destas rochas (Figura 18-A e B).

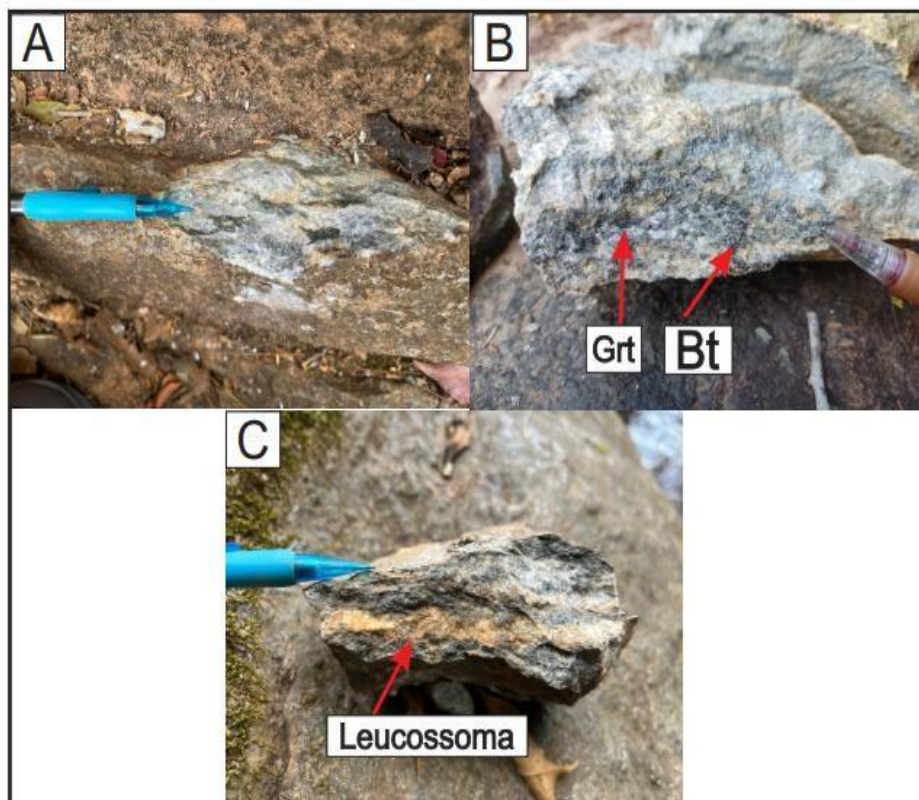
Figura 18: Foto A) Paleossoma ponto TJDFF 23. Foto B) Paleossoma ponto TJDFF 23 com cristais de granada e estruturas em patch representadas por pequenas manchas esbranquiçadas de composição quartzo-feldspática, indicando indícios de fusão.



Neossoma

O Neossoma é composto por um leucossoma quartzo-feldspático, composto por granada (18%), biotita (12%), e por vezes hornblenda (5%), quartzo (30%) e feldspato (35%), apresenta uma coloração esbranquiçada, podendo variar de hololeococrático e leucocrático, apresenta uma granulação mais grossa.(Figura 19-A e B)

Figura 19: Foto A) Leucossoma composto de quartzo, feldspato, biotita, afloramento do ponto TJDFF 109 de um metatexito. Foto B) Leucossoma composto por quartzo, feldspato e granada de uma diatexito, ponto TJDFF 116. Foto C) Melanossoma composto por biotita, quartzo, feldspato e uma banda quartzo-feldspática de leucossoma, ponto TJDFF 116.



Melanossoma

O Melanossoma dos Gnaisses ortoderivados preservam a segregação de minerais máficos e félsicos que marcam bandas leucocráticas, desenvolvendo uma granulação média a grossa em porções do resíduo ou protólito, compostos essencialmente por biotita (65%), e hornblenda (35%). (Figura 20-B) Quando alterado a granada é substituída por clorita e/ou biotita, também ocorrendo por vezes cristais de hornblenda associados. É possível que ocorra bandas de leucossoma associadas, ou alguns pequenos bolsões quartzo-feldspáticos, de acordo com a imagem 20-A e B.

Figura 20: Foto A: Melanossoma cortando por Leucossoma quartzo feldspático, ponto TJDPE 116. Foto B: Melanossoma segregado da parte mais leucocrática.



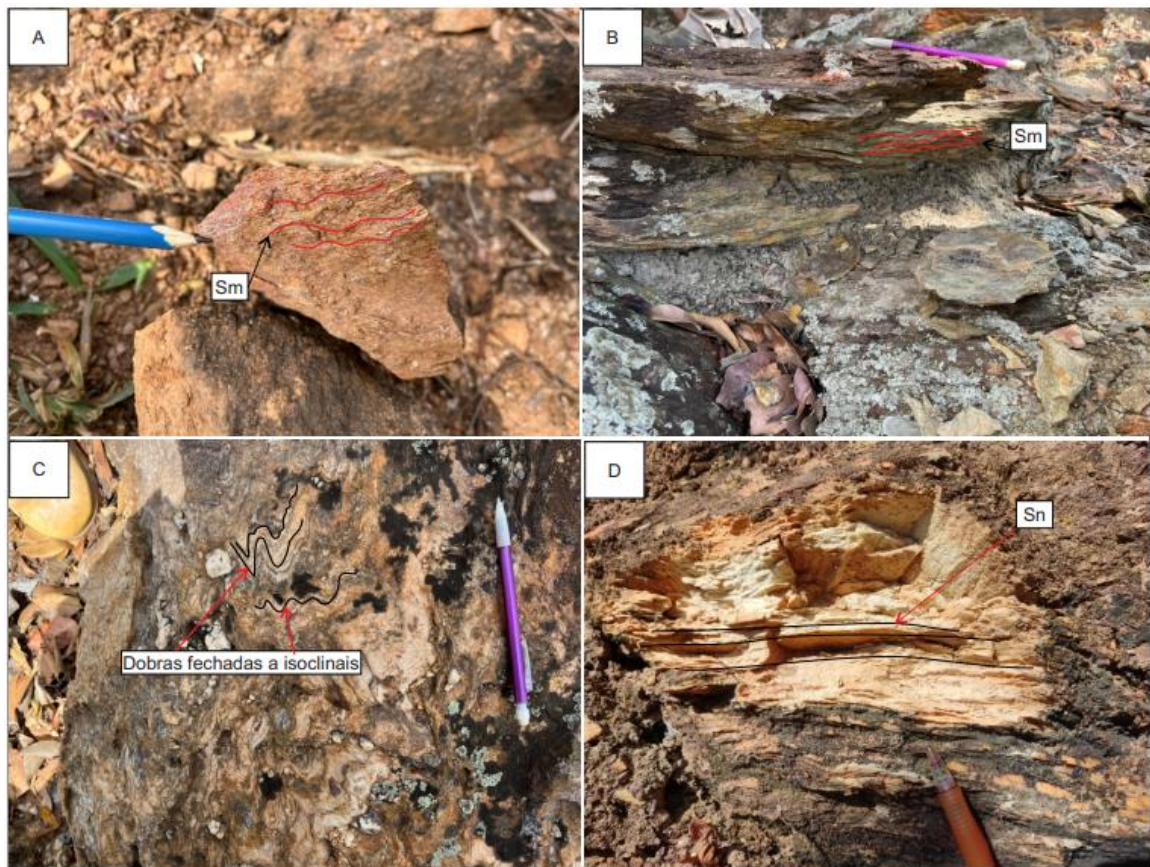
6.2 Clorita-Muscovita Xisto

Essa unidade abrange aproximadamente 34% da área total e ocorre predominantemente na porção oeste da região estudada, estendendo-se por cerca de 16 km. Os afloramentos aparecem principalmente como lajedos e cortes de estrada, mas também podem surgir, ocasionalmente, como blocos isolados em meio à vegetação.

Apresenta uma foliação milonítica (S_m) contínua e anastomosada (Figura 21-A e B), coloração cinza-claro e, quando intemperizada, exibe tonalidade avermelhada. É caracterizada por uma textura xistosa e estrutura lepidoblástica. Em áreas mais afastadas da zona de cisalhamento, preserva a xistosidade (S_n) paralela ao bandamento composicional (Figura 21-D), apresentando dobras isoclinais a fechadas (Figura 21-C).

É composta por muscovita (55%), quartzo (28%), clorita (15%) e 2% de minerais acessórios (como zircão). Além disso, foi identificada uma fácies com maior porcentagem de quartzo, sendo classificada como um muscovita-quartzito (Figura 21-D).

Figura 21: Foto A: Foliação Milonítica e rocha intemperizada. Foto B: Foliação milonítica fácies com menos quartzo na composição. Foto C: Dobras fechadas a isoclinais assimétricas na Foliação Sn. Foto D: Foliação Sn em um Muscovita-quartzito, paralela ao bandamento composicional.



6.3 Plutons Compostos

Esses plutons ocupam 19% da área de estudo e são considerados sin-tectônicos, tendo se originado por fusão parcial de paragnaisses e ortognaisses. Apresentam foliação magmática, evidenciada pela orientação preferencial dos cristais de feldspato potássico — alinhamento que se desenvolveu durante a cristalização do granito, simultaneamente à deformação associada às zonas de cisalhamento, que ocorreram durante a solidificação do pluton.

Essas rochas afloram, geralmente, em cotas elevadas, como blocos e matacões (in situ ou deslocados) e, por vezes, em cortes de estrada e lajedos. Apresentam variedades faciológicas classificadas com base na composição modal e na assembleia mineralógica, sendo divididas em duas fácies.

O Pluton 1 possui dimensão aproximada de 12 km, com forma alongada e ameboide, localizado na porção leste da área de estudo (Figura 14). A rocha é leucocrática, de cor cinza-escuro (ou branca, quando moderada ou intensamente

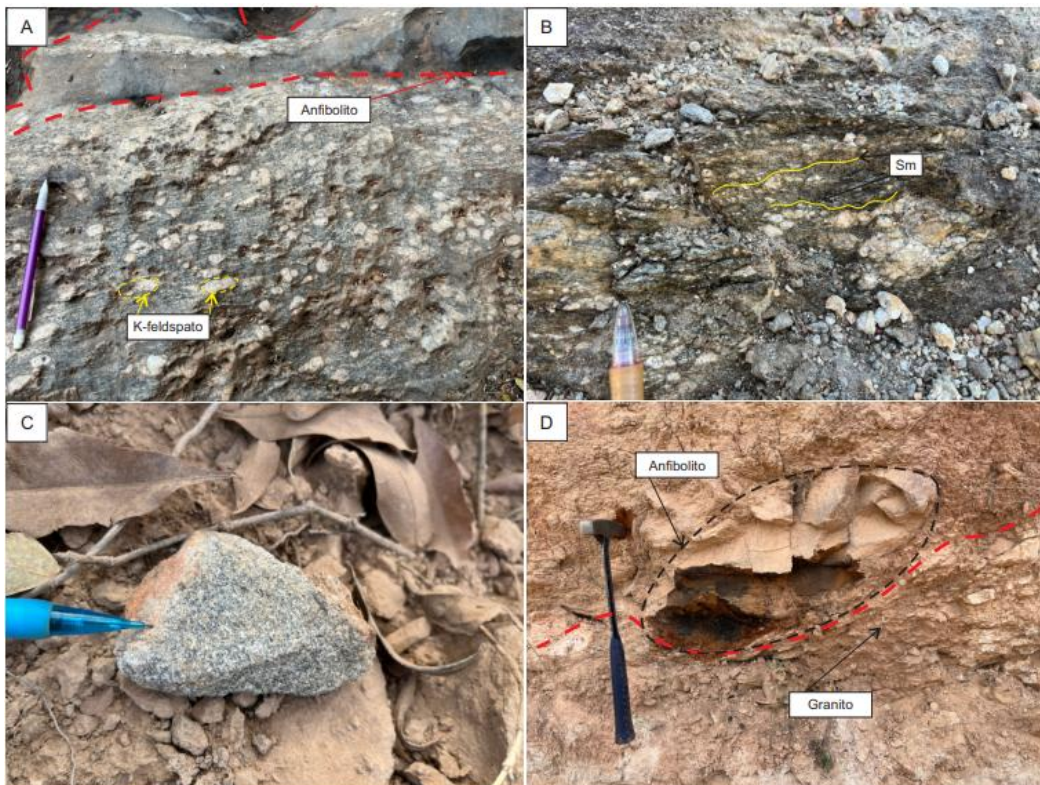
intemperizada), com granulação média e textura porfirítica, apresentando macrocristais de K-feldspato com 3 a 5 cm (Figura 22-A). Sua composição é: K-feldspato (40%), quartzo (35%), biotita (10%), plagioclásio (5%), hornblenda (5%), minerais opacos (2%) e zircão (3%), confirmando sua natureza leucocrática.

O granitóide contém diversos enclaves de anfibolitos, com tamanhos variando entre 1,5 cm e 0,7 m, orientados segundo a direção WSW–ENE (Figura 22-A e C).

Essas rochas estão concentradas na região leste do mapa e são classificadas como granitos leucocráticos porfiríticos e inequigranulares, com foliação anastomosada e espaçada. Observa-se uma diminuição da granulação devido à influência da zona de cisalhamento, marcada por bandas de deformação que geram milonitos com 50–60% de matriz, contendo porfiroclastos de feldspato potássico.

Além disso, são encontrados blocos de anfibolitos associados a esses granitos, ocorrendo na forma de enclaves máficos, que podem ser classificados como xenólitos incorporados da rocha encaixante, como ilustrado nas Figuras 22-A e 22-D.

Figura 22: Foto A: Enclave de anfibolito com porção de granito inserida dentro, e granito com macrocristais de K-feldspato orientados. Foto B: Foliação milonítica Sm no granito. Foto C: Granito isotrópico. Foto D: Enclave de anfibolito com forma oval no Granito.



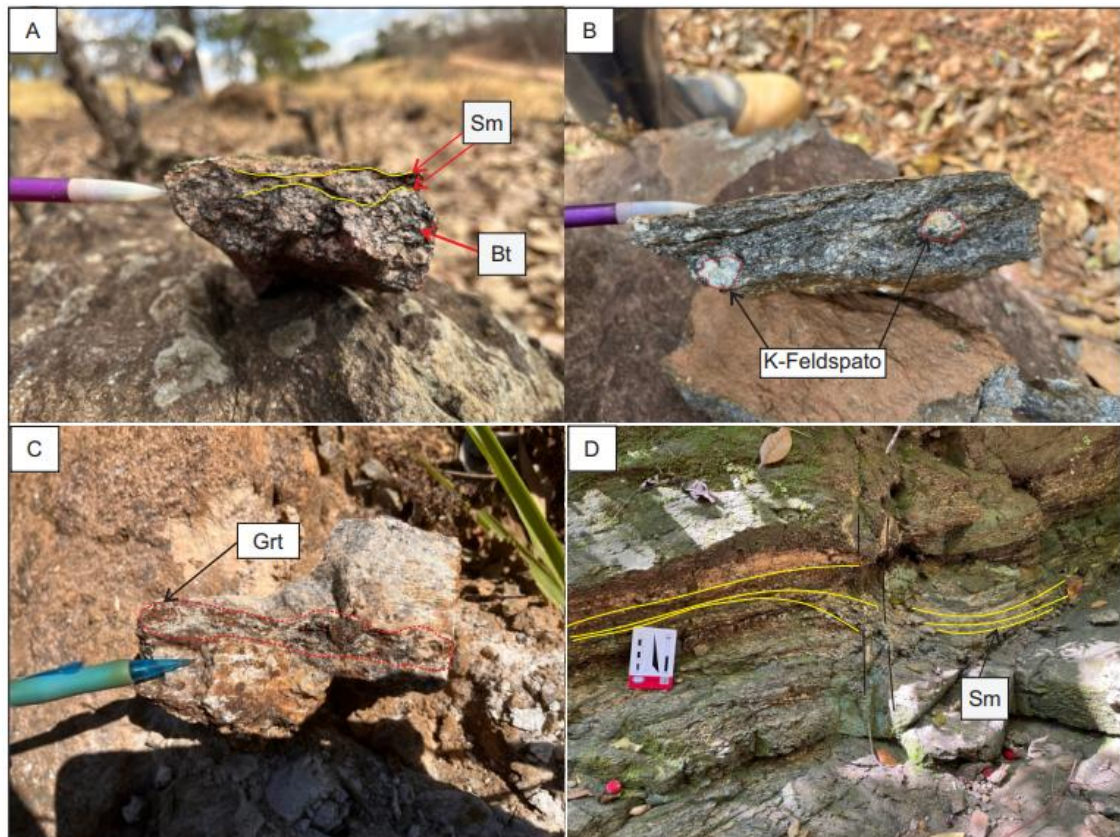
O segundo pluton possui dimensão aproximada de 10 km de extensão, com forma alongada e ameboide, localizado na porção centro-oeste da área de estudo, ocorrendo sob a forma de blocos, matacões e lajedos (Figura 14). A rocha é leucocrática e apresenta coloração que varia de cinza-claro a cinza-escuro (ou branca, quando moderadamente ou intensamente intemperizada), com granulação fina a média e textura porfirítica, exibindo macrocristais de K-feldspato com dimensões entre 1 e 2 cm (Figura 23-A e B).

A mineralogia dessa rocha é predominantemente composta por quartzo (35%), K-feldspato (25%), biotita (18%), muscovita (5%), plagioclásio (5%) e granada (10%), além de 2% de minerais acessórios, como zircão. Em algumas localidades, os cristais de K-feldspato aparecem como macrocristais, conferindo à rocha a textura porfirítica observada na Figura 23-B.

Observa-se que, nas proximidades da zona de cisalhamento, ocorre a formação de milonitos derivados deste granitoide (fácies dois), os quais são classificados como ultramilonitos, contendo aproximadamente 10% de porfiroclastos e 90% de matriz, conforme ilustrado nas Figuras 23-B e 23-D. Há uma evidente diminuição da granulação, decorrente da influência da zona de cisalhamento, marcada por bandas de deformação. Nessas regiões deformadas, a rocha apresenta textura lépido/nematoblástica e estrutura milonítica (Figura 23-D).

Quando isotrópica, a rocha exhibe cristais de granada com dimensões variando entre 0,5 cm e 1 cm, organizados em faixas concêntricas, como mostrado na Figura 23-C.

Figura 23: Figura A: Foliação Sm marcada por Biotita(Bt). Foto B: Macrocristais de K-feldspato. Foto C: Faixa concêntrica de granada (Grt) no granito mais isotrópico. Foto D: Estrutura milonítica no granito.



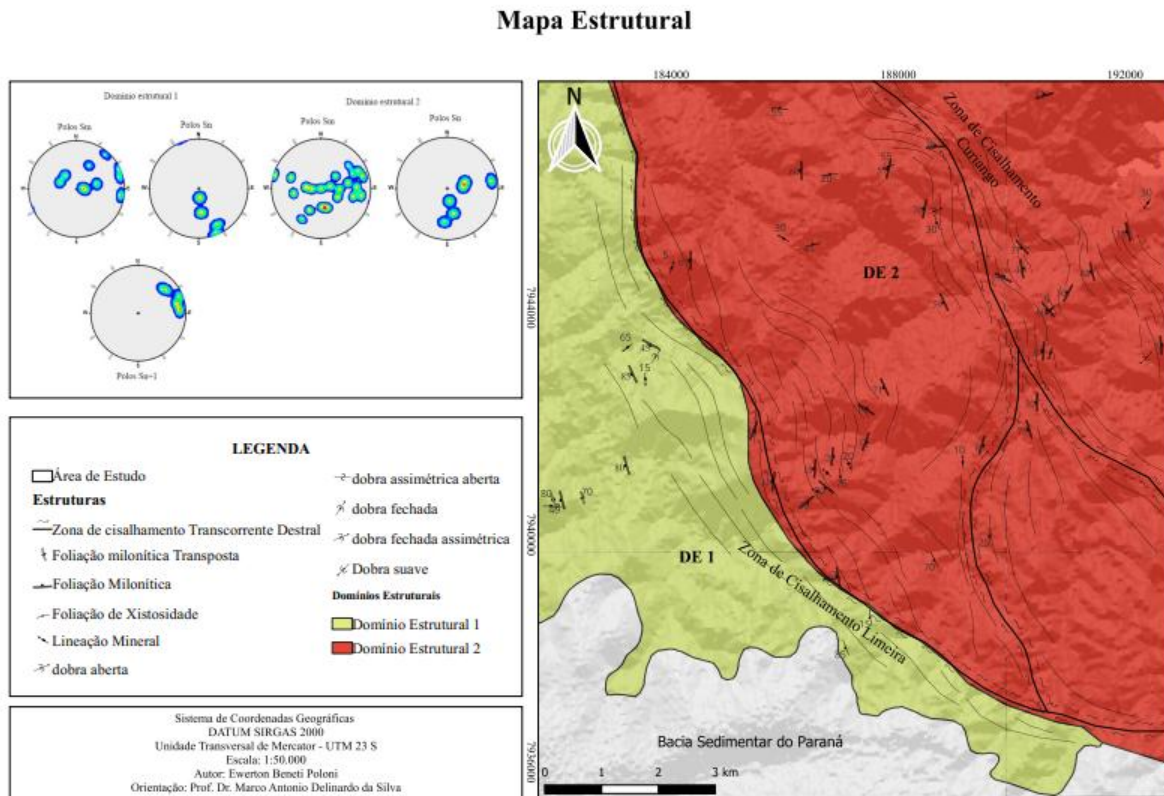
7. Análise Estrutural e Cinemática das Zonas de Cisalhamento Limeira e Curiango

As estruturas observadas em campo têm como objetivo permitir uma análise mais detalhada e precisa dos dados geológicos. As medidas estruturais obtidas foram classificadas e denominadas da seguinte forma: foliação/xistosidade (S_n), associada à xistosidade e ao bandamento gnáissico; foliação/xistosidade transposta (S_{n+1}); foliação milonítica (S_m); dobras abertas, fechadas e isoclinais assimétricas; lineações minerais.

Essas estruturas foram agrupadas em dois domínios estruturais cinemáticos, a partir dos quais foi elaborado um mapa estrutural (Figura 14). A interpretação considerou um contexto de transpressão associado às zonas de cisalhamento, com base no regime tectônico e na direção do transporte tectônico.

Um dos domínios é caracterizado por um regime de encurtamento/compressão com direção NE–SW, enquanto o outro está associado a um regime extensional direcional da crosta, com direção NW–SE.

Figura 24: Mapa Estrutural



7.1 Domínio estrutural cinemático 1

Neste primeiro domínio, registra-se um contexto compressivo, com evidências claras de sobreposição estrutural e dobras associadas. A xistosidade inicial (S_n) manifesta-se como planos bem definidos e contínuos, paralelos ao acamamento composicional (Figura 25-a). Essa estrutura é especialmente desenvolvida nos cloritomuscovita xistos, rochas compostas por filossilicatos menos competentes, que facilitam a acomodação da deformação devido ao seu baixo contraste reológico.

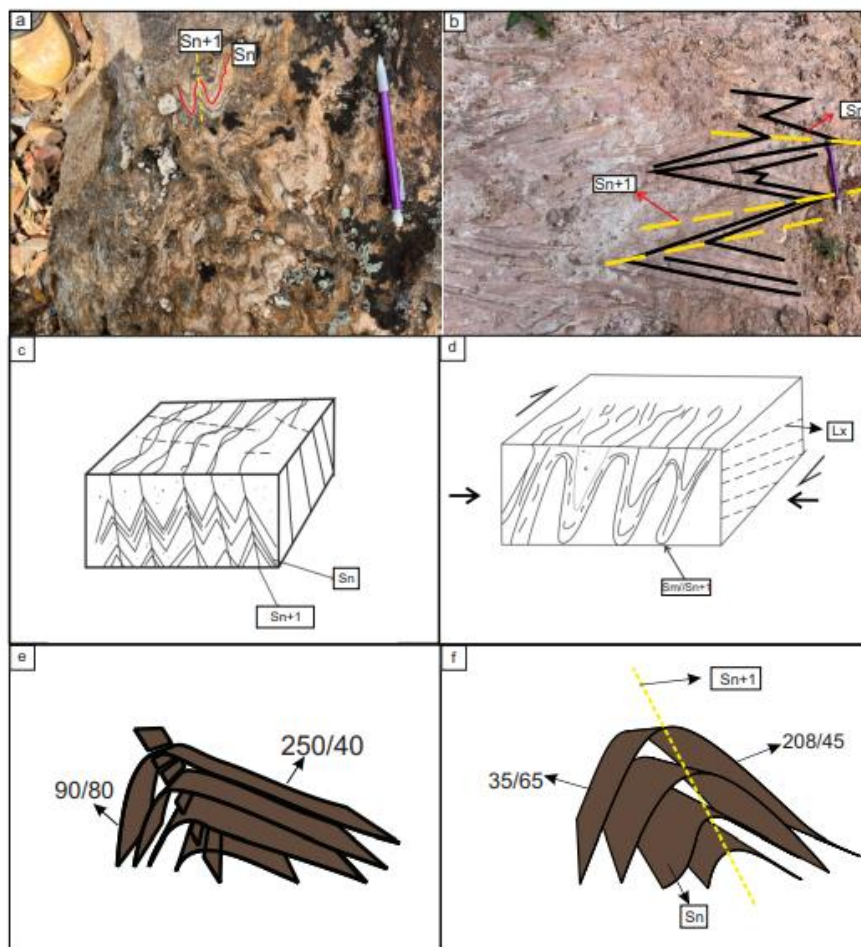
Uma segunda foliação planar, interpretada como S_{n+1} , desenvolve-se posteriormente. Essa estrutura ocorre paralela aos eixos de dobras isoclinais e fechadas que afetam a S_n , sendo caracterizada como uma xistosidade transposta (Figura 25-b e c). Forma superfícies alongadas, marcando a sobreposição progressiva da deformação.

Na sequência, desenvolve-se a foliação milonítica (S_m), típica de zonas de cisalhamento. Essa estrutura possui caráter penetrativo e textura anastomosada, sendo bem evidenciada pela orientação preferencial de minerais placoides (Figura 25-d). Em zonas mais próximas ao núcleo da Zona de Cisalhamento Limeira, essa foliação torna-

se mais densa e contínua, paralela a S_{n+1} . Indicadores cinemáticos, como pares S-C, estão presentes nos clorita-muscovita xistos e refletem intensa deformação com deslocamento destral.

As dobras observadas neste domínio são predominantemente isoclinais, mas também ocorrem dobras fechadas e abertas. Suas geometrias variam de inclinadas a retas e estão diretamente associadas à foliação S_{n+1} (Figuras 25-a a 25-f). As lineações minerais acompanham essas estruturas dobradas e a foliação milonítica. São compostas por minerais orientados, geralmente com orientação oblíqua, que registram o estiramento mineral e o fluxo tectônico.

Figura 25: Foto a) Foliação S_n paralela ao acamamento composicional associada a dobras fechadas e isoclinais. Foto b) S_{n+1} paralela ao eixo de dobras isoclinais e fechadas assimétricas, ocorrendo nos Clorita-Muscovita Xisto. Foto c) Bloco diagrama esquemático representando a S_n sendo transposta pela S_{n+1} . Foto d) Bloco diagrama delimitando o desenvolvimento da foliação milonítica S_m paralela a Foliação S_{n+1} , visto que, representa uma compressão com direção NE-SW, e quando mais próximo da zona de cisalhamento, essas estruturas tendem a ficar paralelas ao plano de cisalhamento. Foto e) Dobra fechada assimétrica representativa. Foto f) Dobra fechada marcando o desenvolvimento da S_{n+1} ao longo do eixo da dobra.



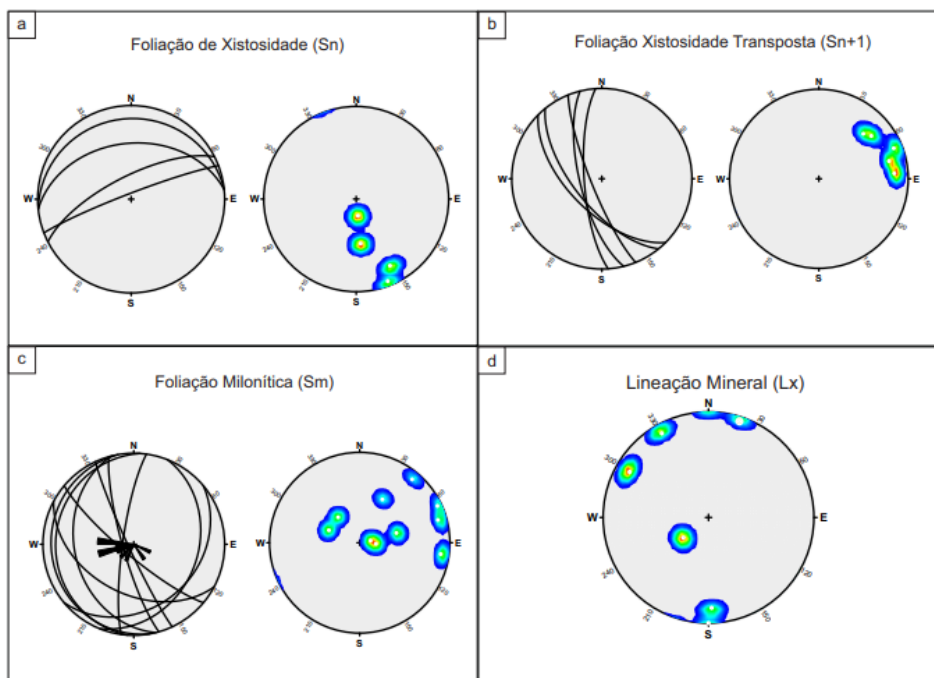
As feições estruturais refletem um regime compressivo com orientação principal de encurtamento NE–SW. A foliação primária (S_n), interpretada como uma xistosidade regional, apresenta direção preferencial NW e mergulhos médios entre 45° e 50° (Figura 26-a).

Posteriormente, desenvolve-se a foliação S_{n+1} , interpretada como uma xistosidade transposta, que se instala paralelamente aos eixos de dobras isoclinais e fechadas que deformam a S_n . Essa nova foliação exhibe direção predominante para SW (Figura 26-b). A S_{n+1} registra uma reorganização interna das estruturas anteriores, representando uma fase de deformação mais intensa e localizada, associada a compressão e sobreimpressão tectônica.

As dobras presentes nesse domínio são predominantemente isoclinais, embora também ocorram dobras fechadas e abertas, com geometrias variando entre inclinadas e retas. Os eixos das dobras mergulham suavemente para NW.

As lineações minerais, geralmente com orientação oblíqua, acompanham tanto as estruturas dobradas quanto a foliação milonítica. São marcadas pela orientação alongada dos minerais, indicando uma direção de transporte predominante para NE (Figura 26-d).

Figura 26: Foto a) Estereograma da foliação S_n com direção preferencial para NW. Foto b) Estereograma da foliação S_{n+1} com direção preferencial para SW. Foto c) Estereograma da foliação S_m com direção preferencial para SW. Foto d) Estereograma da L_x com direção de transporte para NE.



7.2 Domínio Estrutural e Cinemático 2

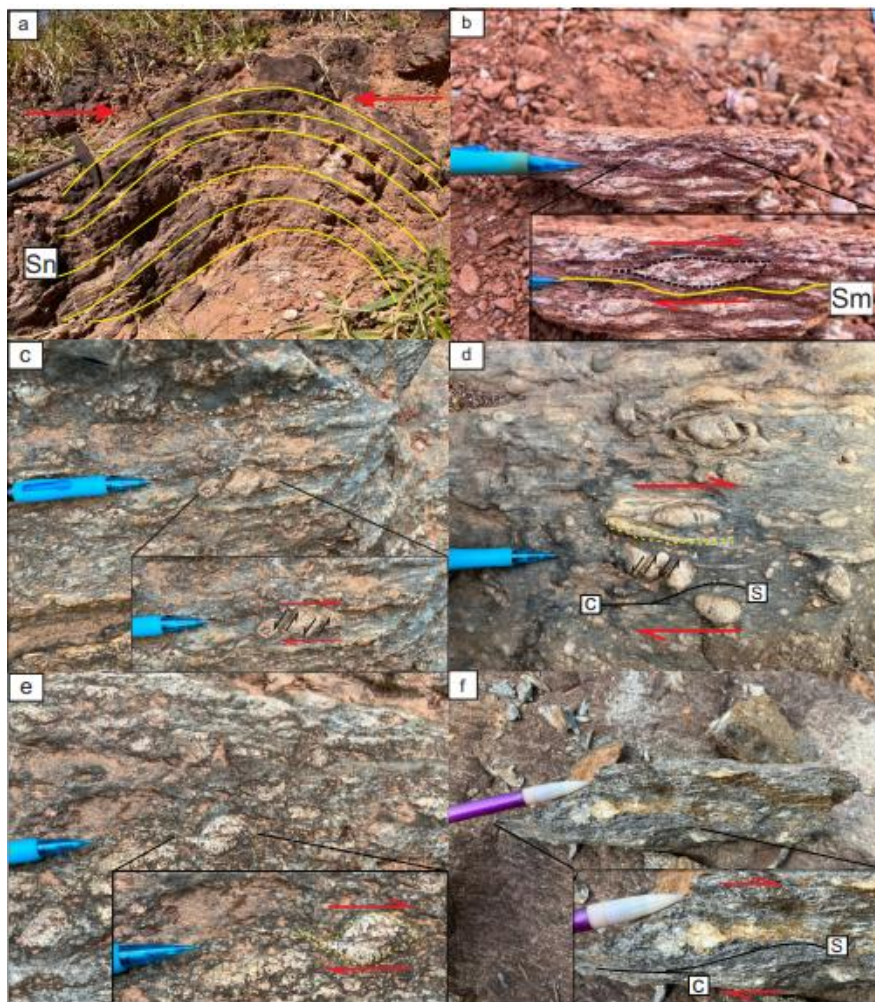
Este domínio é delimitado por zonas de cisalhamento de caráter transcorrente dextral, onde predominam estruturas resultantes de cisalhamento simples, dúctil, progressivo e heterogêneo. O regime deformacional é dominado por movimentos transcorrentes, combinando componentes de cisalhamento simples — responsáveis pela rotação dos elementos internos da rocha — e componentes de cisalhamento puro, que promovem o achatamento e o estiramento das unidades litológicas ao longo da zona de deformação.

A foliação de xistosidade (Sn) é registrada principalmente pelo bandamento gnáissico, caracterizado pela alternância de bandas máficas e félsicas, refletindo variações composicionais. Essa estrutura ocorre, principalmente, em gnaisses orto- e paraderivados, sendo preservada de forma mais evidente em áreas com menor grau de deformação. A Sn pode ser observada em associação com dobras abertas assimétricas e, em alguns locais, é sobreposta por estruturas mais tardias, sugerindo múltiplos eventos deformacionais (Figura 27-a).

A foliação milonítica (Sm) forma-se sob intenso cisalhamento dúctil, apresentando textura anastomosada e contínua, especialmente próxima ao núcleo da zona de cisalhamento (Figura 27-b). Em granitos milonitizados, que originam milonitos e ultramilonitos, os porfiroclastos exibem estruturas tipo dominó e falhas antitéticas (Figura 27-c), reforçando a cinemática dextral. Indicadores cinemáticos como pares S–C (Figuras 27-d e 27-f), porfiroclastos de feldspato potássico do tipo sigma (Figura 27-e), sigmóides de quartzo (Figura 27-d) e mica-fish também estão presentes.

As dobras são predominantemente abertas e assimétricas, associadas a compressão e ocorrem fora das zonas de cisalhamento. As lineações minerais de estiramento (Lm) são marcadas pela orientação alongada de minerais como quartzo e filossilicatos. Essas lineações ocorrem com orientação oblíqua em relação à Sm, refletindo o fluxo plástico progressivo das rochas.

Figura 27: Foto a) Bandamento Gnáissico associado a uma dobra aberta afastado da zona de cisalhamento. Foto b) Foliação milonítica anastomosada com bolsões quartzo-feldspáticos orientados com direção destal. Foto c) Milonito derivado do Pluton anatético com porfiroclasto de feldspato potássico com efeito dominó, apresentando falhas sinistrais e direção destal. Foto d) Milonito derivado do Pluton anatético, apresentando sigmóides de quartzo, porfiroclastos com efeito dominó, e par S-C destrais. Foto e) Milonito derivado do Pluton Anatético com profiroclasto de feldspato potássico do tipo sigma destal. Foto f) Ultramilonito derivado do Pluton Anatético com par S-C destal associado a matriz mais fina retrabalhada e com porfiroclastos de feldspato potássico rotacionando com sentido destal

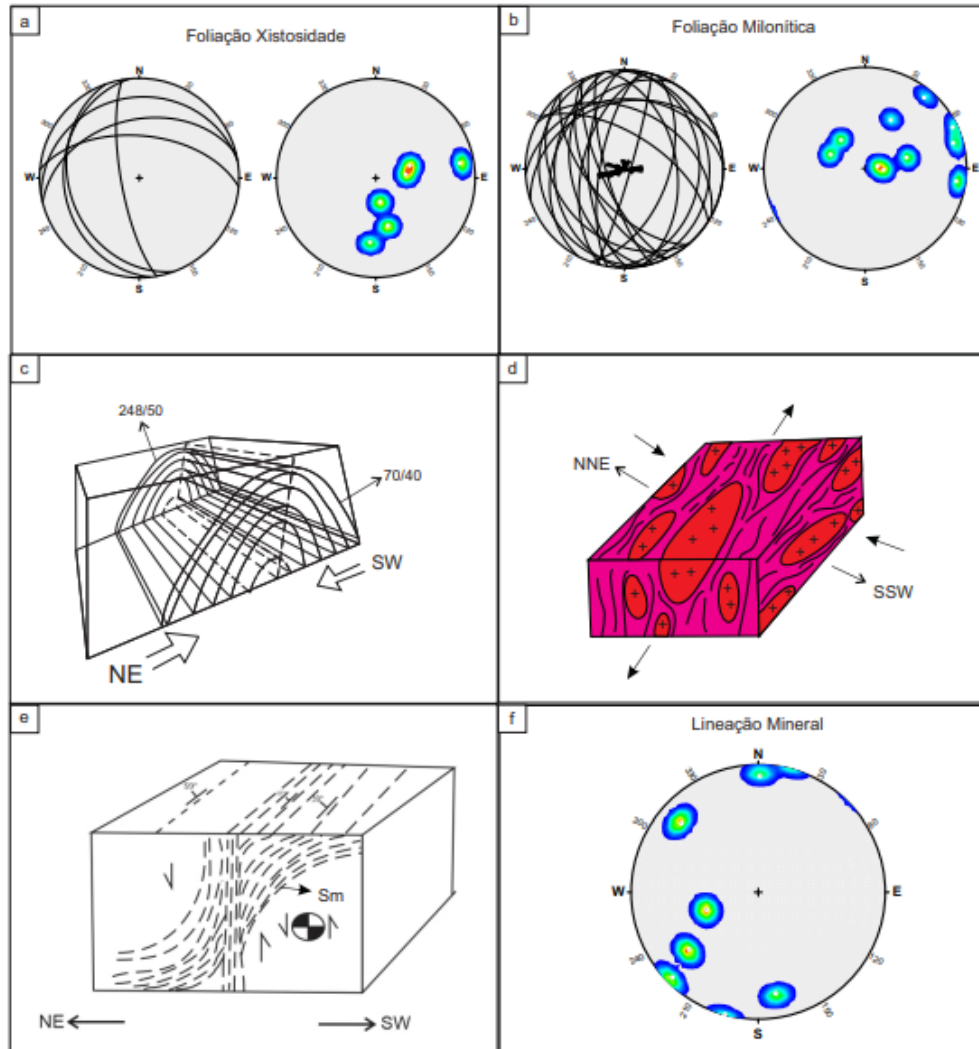


A foliação de xistosidade (Sn) apresenta direção preferencial para NW, com variações ocasionais para SW, e exibe mergulhos médios a altos, variando entre 45° e 75° (Figura 28-a). A foliação milonítica (Sm) possui orientação planar predominante para SW, com direções secundárias para NW e, pontualmente, para NE (Figura 28-b). Os mergulhos da Sm variam conforme a posição relativa à zona de cisalhamento, sendo baixos (entre 10° e 25°) nas bordas e altos (entre 60° e 70°) nas áreas mais centrais e intensamente deformadas.

As dobras apresentam planos axiais com orientação principalmente para NW e eixos com mergulho para NE. As lineações minerais indicam vetores de transporte tectônico predominantes para NE e SW (Figura 28-f), com variações locais para NW,

coerentes com um regime transcorrente dextral.

Figura 28: Foto a) Estereograma da foliação S_n com direção preferencial para SW. Foto b) Estereograma da foliação S_m com direção preferencial para SW. Foto c) Desenho esquemático 3D de dobra aberta dobrando a S_n . Foto d) Bloco diagrama representando a deformação associada a zona de cisalhamento nos granitos e paragnaisse, mostrando o contraste reológico. Foto e) Bloco diagrama mostrando a interação da foliação milonítica quando mais próxima do centro da zona de cisalhamento. Foto f) Estereograma das lineações minerais com direção de transporte para NE.



7.3. Microtectônica

A cor de interferência do quartzo em uma das amostras se mostra de 2° próximo de 3° ordem por falta do polimento necessário, mas sendo possível usufruir da interpretação estrutural, o mesmo acontece para a matriz de granulação mais fina, onde os cristais são difíceis de serem identificados, porém levando em conta ser um granito milonitizado, possivelmente a matriz mais fina referente a foliação milonítica é composta de biotita, e sericita derivada da sericitização do k-feldspato.

Esta análise foca na deformação não coaxial das zonas de cisalhamento presentes

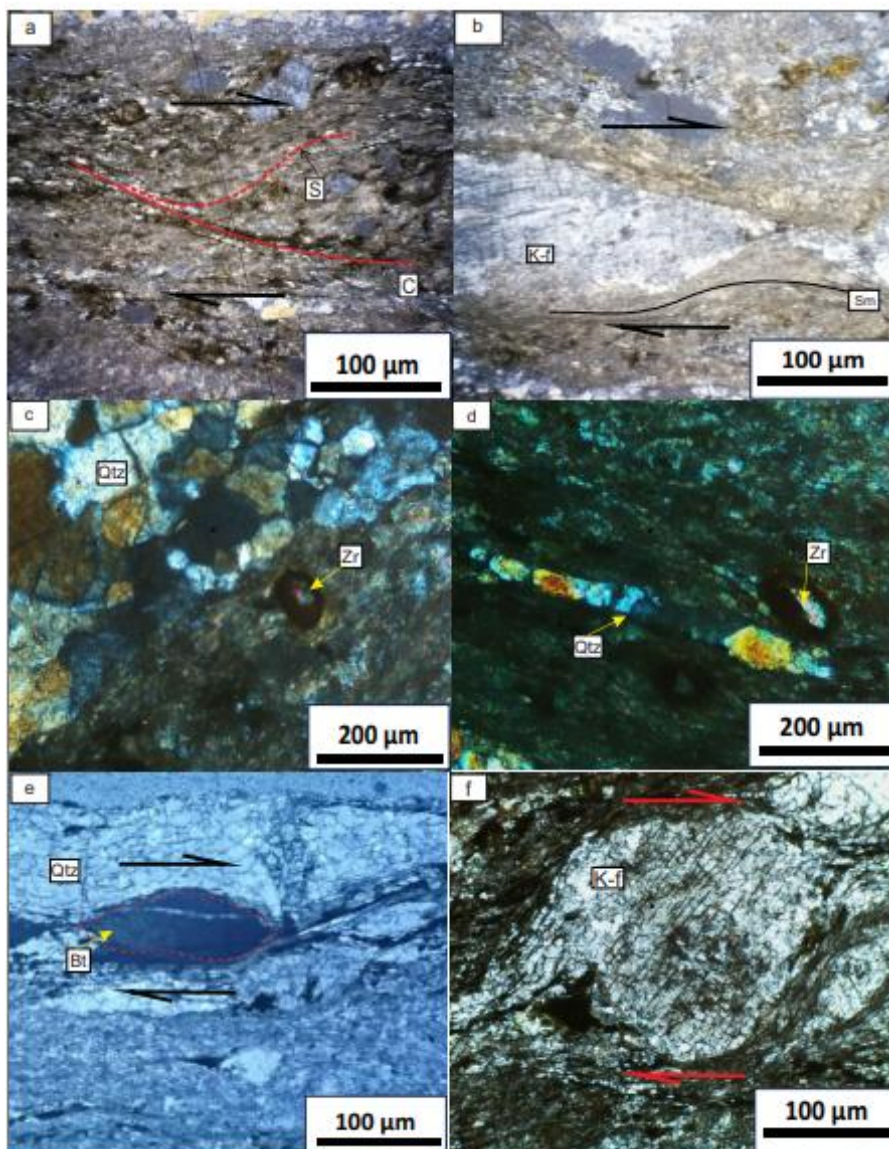
na área de estudo no domínio estrutural 2, visto que representa um dos principais pontos para compreensão e análise deformacional. Na petrografia, a estrutura mais proeminente e visível são as foliações miloníticas, compostas por pares S-C com direção de cisalhamento dextral, que atuam como indicadores cinemáticos intrínsecos para o entendimento da direção da deformação na área (Figura 29-a)

É possível observar variações na intensidade da milonitização, caracterizadas por uma matriz de granulação mais fina, geralmente composta por quartzo, feldspato e micas. Os grãos minerais presentes exibem desde bordas mais retas até bordas onduladas e irregulares, evidenciando recristalização dinâmica sob altas condições de temperatura e pressão durante o cisalhamento.(Figura 29-a, b, e c)

Os grãos de quartzo observados nas amostras são anédricos, apresentam extinção ondulante e apresentam contatos retos a irregulares (Figura 29-c), também ocorrem na forma de fitas de quartzo(Figura 29-d), associadas à recristalização mineral.

Os porfiroclastos de K-feldspato são do tipo σ (sigma) dextral, envoltos por uma matriz fina que os borda marcando a foliação milonítica (Figura 29-e), além disso apresentando-se alongados e boudinados, o que indica que a deformação foi progressiva(Figura 29-b). As micas, como a biotita presente na lâmina, exibem forma de mica fish do tipo grupo 6 dextral (Figura 29-f).

Figura 29: Foto a) Granito milonitizado marcando par S-C na matriz mineralógica mais fina com movimento destral (Amostra TJDFF 23 F). Foto b) Porfiroclasto de K-feldspato estirado e boudinado em um indicando uma deformação progressiva, ondele primeiro estirou e depois boudinou. (Amostra TJDFF 23 F). Foto c) Cristais de quartzo recristalizados mantendo uma variação de contato irregular e alguns contatos retos, alémda presença de um cristal de zircão. (Amostra TJDFF 23 F). Foto d) Fita de quartzo marcando a recristalização dinâmica, e um cristal de zircão próximo. (Amostra TJDFF 23 F). Foto e) Mica fish de um cristal de biotita grupo 6 ao entorno de cristais de quartzo recristalizados mantendo um padrão em mosaico e envolto pela matriz mais fina (Amostra TJDFF 23 F). Foto f) Porfiroclasto de K-feldspato do tipo σ destral, sendo possível observar que está sendo consumido nas bordas pela matriz mais fina, indicandouma alta pressão na deformação



Fonte: O autor

7.4 Análise Geométrica das Zona de Cisalhamentos Limeira e Curiango

Neste tópico será apresentado o detalhamento das zonas de cisalhamento que cortam a área de estudo, com foco na análise das estruturas, visando compreender a evolução da deformação na região, o sentido do cisalhamento e sua componente

direcional. A análise é baseada em dados estruturais coletados e interpretados em campo, além de dados petrográficos de um dos principais afloramentos da área. Dessa forma, a região foi compartimentada em dois domínios estruturais, que englobam diferentes litologias, estruturas geradas e contrastes reológicos distintos.

A Zona de Cisalhamento Limeira apresenta traçado suavemente curvo e está localizada na porção oeste da área, sendo delimitada por litologias com distintos comportamentos reológicos. Essa diferença resulta na partição da deformação ao longo do contato entre o Clorita-Muscovita Xisto e o Pluton Anatético. A zona possui aproximadamente 16 km de extensão, com direção NW-SE. Através da distribuição específica das estruturas associadas à deformação cisalhante — como milonitos classificados segundo Trouw, Passchier e Wiersma (2010), além de estruturas cinemáticas como mica-fish, porfiroclastos rotacionados, pares S-C e diminuição da granulação mineral — foi possível estimar uma espessura média de cerca de 1,5 km.

A Zona de Cisalhamento Curiango também apresenta traçado suavemente curvo e está localizada na porção leste da área de estudo, com direção NW-SE e extensão aproximada de 9,2 km, apresentando uma espessura média de 2 km. Nessa zona, ocorre a interação entre diferentes litotipos, cortando o Ortognaisse Migmatítico e o Paragnaisse Migmatítico, com leve influência sobre os granitoides próximos. Além disso, há ramificações dessa zona com direção predominantemente N-S, que podem variar ao longo de sua extensão, alcançando cerca de 6,4 km de comprimento por aproximadamente 2 km de largura.

As zonas de cisalhamento analisadas compõem um sistema anastomosado, uma vez que se interconectam ao longo da área e são responsáveis por um cisalhamento destal progressivo, associado a um regime de transcorrência. Devido aos contrastes litológicos, o transporte de material ocorreu de forma heterogênea, concentrando a deformação em rochas mais competentes, como os granitoides indiferenciados e os gnaisses migmatíticos. Essas rochas atingiram condições metamórficas correspondentes às fácies de médio a alto grau, sob um regime de cisalhamento dúctil, simples e heterogêneo, evidenciado pela recristalização e diminuição da granulação de minerais menos competentes, originando milonitos e ultramilonitos, além de texturas indicadoras de fluxo plástico.

Esse cisalhamento dúctil apresenta um gradiente de deslocamento máximo na

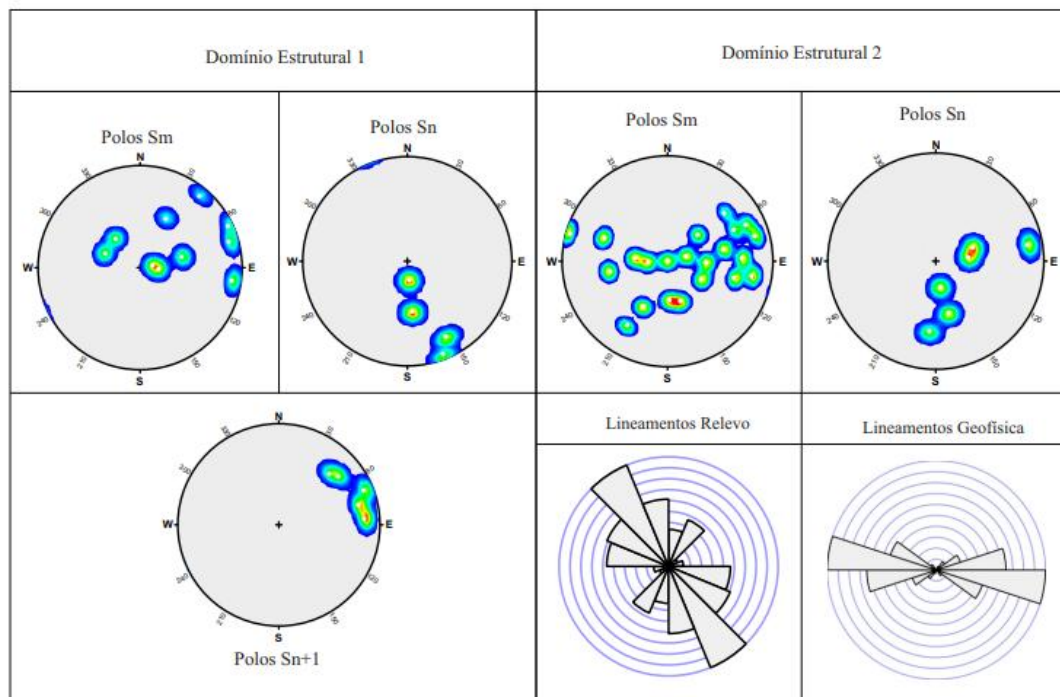
porção central das zonas, com decréscimo progressivo em direção às margens, o que favoreceu a formação de estruturas sigmoidais. Em condições de altas temperaturas, ocorrem também processos de recuperação mineralógica, associados à recristalização dinâmica.

8. Discussão

8.1 Fotointerpretação de dados geofísicos e imagens de satélite

Os lineamentos obtidos por sensoriamento remoto (Figuras 6A e 6B), dados ASA (Figura 10A) e Derivada Tilt (Figura 10B) revelam uma orientação predominante para noroeste (NW) em praticamente toda a área de estudo, com algumas variações pontuais em direção sudoeste (SW). Santos (2019) propõe um evento principal de deformação e metamorfismo, designado como D2-M2, responsável pela geração de estruturas com orientação preferencial NW-SE. As estruturas planares observadas em campo também apresentam direções predominantes para NW e SW, conforme ilustrado nos estereogramas dos domínios estruturais 1 e 2 (Figura 30). Essa coerência entre os dados reflete o padrão estrutural que condiciona a área, no qual o controle tectônico influencia diretamente a morfologia do relevo, seguindo as principais direções estruturais.

Figura 30: Comparação dados indiretos com dados de campo.



Fonte: O autor.

A análise integrada dos dados gamaespectrométricos sugere que os teores de potássio (K), urânio (U) e tório (Th) estão intimamente relacionados à composição das rochas, especialmente ao teor de sílica. Com base nos mapas de contagem total (Figura 7C), ternário (Figura 8), e nos mapas de composição de K, U e Th (Figuras 7A, 7B e 7D), foi possível delimitar seis domínios gamaespectrométricos distintos, representados no Mapa de Domínios Gamaespectrométricos (Figura 31).

Na porção nordeste da área, correspondente ao quarto domínio (coloração rosada/esbranquiçada), foram identificados Plutons Anatéticos, Ortognaisses migmatíticos e Paragnaisses migmatíticos. Essas rochas, ricas em sílica, apresentam altos teores de U, K e Th, estando associadas a uma zona de cisalhamento que atravessa a região. Em alguns granitoides, observou-se a ocorrência de injeções leucocráticas cortando as litologias, indicativas da circulação de fluidos em condições de altas temperaturas.

Na porção centro-leste e sudeste, ocorrem Gnaisses Migmatíticos também associados a zonas de cisalhamento. Nessa região, observa-se alta concentração de Th e U — elementos de menor mobilidade geoquímica que tendem a se acumular em rochas com composição mais félsica. A presença de migmatitos em campo corrobora essa associação, uma vez que tais rochas se formam em ambientes profundos da crosta continental, sob altas pressões e temperaturas, onde ocorrem fusão parcial e segregação de fundidos. Esses gnaisses apresentam estruturas como foliações miloníticas (Sm), além de contatos com migmatitos e/ou granitos, evidenciados pela presença de bolsões leucocráticos com aumento da granulação mineralógica. Essa área corresponde ao quinto domínio (coloração amarelada), marcado por elevadas concentrações de Th e K, sendo o K mais móvel que o Th.

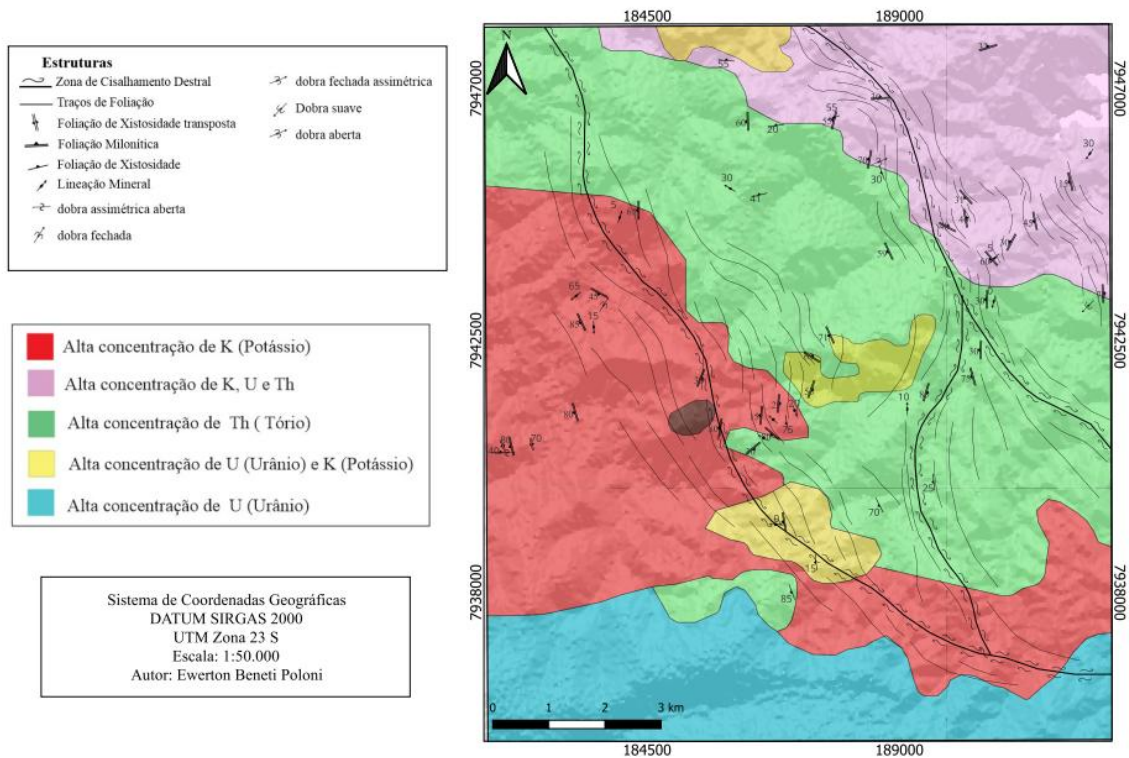
A porção centro-oeste e oeste da área é caracterizada pelo primeiro domínio (coloração avermelhada), associado a altos teores de potássio. Nessa região ocorrem Clorita-Muscovita-Xistos do Grupo Araxá, litologias ricas em minerais peraluminosos que apresentam elevada mobilidade geoquímica do K em ambientes intempéricos e hidrotermais. Essas rochas exibem estruturas como foliações miloníticas e lineações minerais, além de bolsões quartzo-feldspáticos em contato com gnaisses paraderivados e granitoides indiferenciados, sugerindo a atuação de fluidos ricos em sílica em zonas de cisalhamento submetidas a aquecimento localizado.

O segundo domínio (coloração azulada), localizado principalmente na porção sul e parcialmente no noroeste da área, apresenta maior concentração de urânio, intercalada com K e Th. Essa anomalia está relacionada à presença da Bacia Sedimentar do Paraná, que aflora ao sul da área de estudo e contribui significativamente para a resposta gamaespectrométrica observada.

O sexto domínio é representado por cores de interferência mais escuras nos mapas, indicando baixa resposta gamaespectrométrica. Isso se deve à predominância de rochas máficas e ultramáficas, que naturalmente apresentam baixos teores de elementos radioativos. No nordeste da área, essa coloração escura também está associada à presença de corpos d'água, enquanto na porção centro-oeste pode indicar a ocorrência de corpos máficos.

De modo geral, os dados gamaespectrométricos revelam um padrão espacial coerente com a geologia da área. A relação entre os teores de K, U e Th e a composição félsica das rochas, especialmente em contextos associados a zonas de cisalhamento, reforça o papel do controle estrutural na mobilização e concentração dos radionuclídeos.

Figura 31: Mapa Domínios Gamaespectrométricos.



Fonte: O autor

8.2 Cronologia Estrutural e Contraste reológico em Domínios Estruturais distintos

8.2.1 Contraste reológico dos materiais associado a Transpressão.

A deformação transpressional é, em termos simples, o resultado da combinação de forças coaxiais e tensão não coaxial, com encurtamento simultâneo e movimento transcorrente (Harland, 1971; Dewey et al., 1998). A transpressão representa uma deformação caracterizada por uma combinação entre contração e cisalhamento simples, tanto direcional quanto ao longo do mergulho das zonas de cisalhamento, em diferentes proporções, produzindo simultaneamente encurtamento e deslizamento, configurando um regime complexo de deformação (De Toni, 2024).

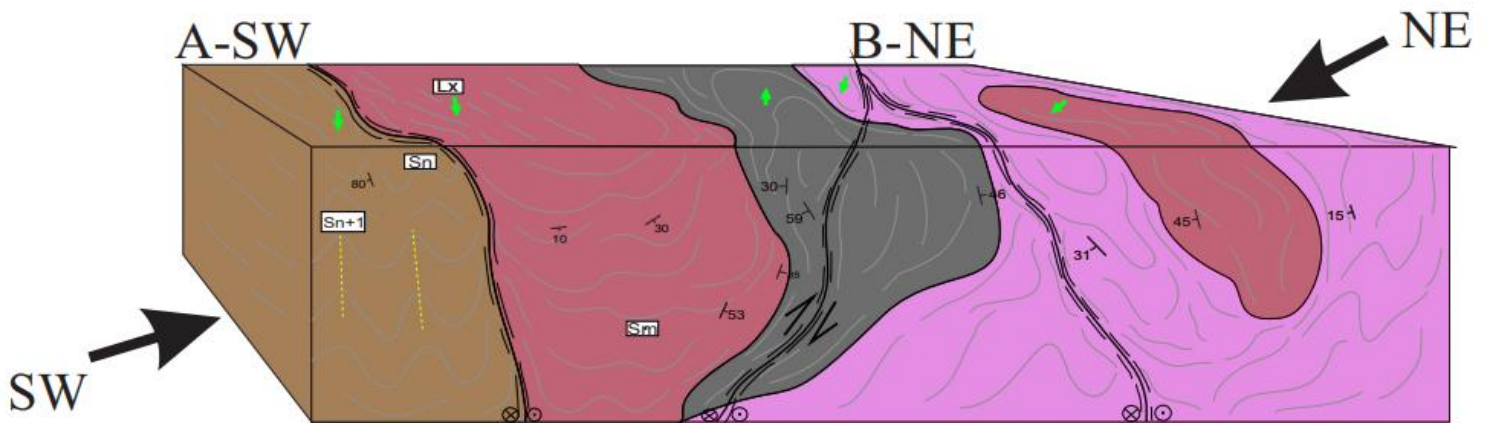
De acordo com Carreras (2013), nos domínios crustais médio e inferior, a localização da deformação e sua atuação sob diferentes regimes tectônicos são fortemente influenciadas pela presença de heterogeneidade reológica e anisotropias mecânicas, como ocorre em rochas bandadas e/ou foliadas. Nessas rochas, a deformação é frequentemente acomodada por flambagem e por outras instabilidades estruturais relacionadas, sendo comum o desenvolvimento de cisalhamento dúctil localizado. Esse processo tende a reutilizar a foliação pré-existente, que, à medida que a deformação progride, pode ser progressivamente reorientada até se tornar paralela ao plano de cisalhamento.

Piuzana et al. (2003), Valeriano et al. (2008) e Pimentel et al. (2000) citam que a formação do Orógeno Brasília está associada à colisão entre o Bloco Paranapanema e o Paleocontinente São Francisco-Congo, com esforços de compressão de direção NE–SW. Na área de estudo, os esforços de compressão com direção NE–SW são interpretados como resultado da colisão entre o Bloco Paranapanema e o Paleocontinente (ou Cráton) São Francisco. Esse estágio de encurtamento é observado no Domínio Estrutural 1, nos clorita-muscovita xistos que, por serem litologias menos competentes devido à maior presença de filossilicatos, acomodam a deformação com maior facilidade, em virtude das anisotropias reológicas. Isso resulta na formação de estruturas compressivas e sobreimpostas, como dobras fechadas a isoclinais, e na transposição de foliações, sendo a foliação S_n transposta pela foliação S_{n+1} .

A componente de cisalhamento simples concentra-se no Domínio Estrutural 2, com direção NW–SE, manifestando-se em zonas de cisalhamento transcorrentes horizontais de alto ângulo, destrais, localizadas principalmente nos contatos litológicos

entre diferentes rochas, o que evidencia o controle da partição da deformação pelas heterogeneidades reológicas. Essa condição favorece o desenvolvimento de estruturas associadas ao cisalhamento simples, como pares S-C, porfiroclastos de feldspato potássico rotacionados do tipo sigma destal, porfiroclastos boudinados e rotacionados, mica-fish e porfiroclastos com efeito dominó. Já a componente de cisalhamento puro, associada ao achatamento e estiramento, é marcada por foliações miloníticas, com diminuição da granulação e recristalização dinâmica dos minerais.

Figura 32: Perfil 3D orientado SW-NE, apresentando esforços de compressão NE-SW, e estiramento/achatamento NW-SE.



Fonte: O autor

8.2.2 Cronologia Estrutural da área

De acordo com Santos (2019), o evento deformacional caracterizado como D1 é representado por uma xistosidade paralela ao acamamento composicional nos xistos e por bandamento gnáissico nos ortognaisses, que é posteriormente transposto por uma foliação S2. Dias et al. (2011) associam a fase D2 à formação de nappes com orientação WNW-ESE, responsáveis pelo desenvolvimento de dobras isoclinais, foliações S-C e transposição de estruturas pré-existentes, ocorrendo em regime dúctil simultâneo ao metamorfismo das principais unidades. Klein et al. (2008) destacam que a foliação S2 é marcada pela orientação preferencial dos filossilicatos, como biotita, clorita, muscovita e quartzo, que exibem formas sigmoidais alongadas, além da presença de porfiroclastos de feldspato potássico rotacionados ao longo do plano da foliação milonítica principal

em granitóides. Seer et al. (2001) complementam que, durante o evento D3, ocorreu o truncamento das estruturas prévias devido ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento.

Na área de estudo, a deformação heterogênea por cisalhamento simples concentra-se em zonas de cisalhamento destrais transcorrentes de alto ângulo, com orientação NW-SE, evidenciando um cisalhamento simples dúctil e progressivo nos Plutons Anatéticos e nos Gnaisses Migmatíticos. Nos Clorita-Muscovita Xistos, ocorre encurtamento associado aos esforços advindos da colisão do bloco Paranapanema com o Paleocontinente Cráton São Francisco, o que resulta na sobreposição de estruturas pré-existentes. Esse fenômeno ressalta a presença da foliação de xistosidade (Sn) sobreposta pela Sn+1, além da ocorrência de dobras fechadas a isoclinais com eixos orientados para NE, caracterizando o Domínio Estrutural 1.

No Domínio Estrutural 2, que compreende os Plutons Anatéticos e os Gnaisses Migmatíticos, observam-se feições típicas de deformação dúctil associadas a cisalhamento dextral em um contexto transcorrente. Destacam-se a formação de pares S-C, sigmóides de quartzo alongados com orientação dextral e porfiroclastos de feldspato potássico rotacionados do tipo sigma, relacionados à componente de cisalhamento simples (envolvendo rotação) e à componente de cisalhamento puro (provocando achatamento). Em lâmina delgada, são visíveis estruturas características deste regime deformacional, como mica fish em granitos milonitizados classificados como milonitos e ultramilonitos, porfiroclastos de K-feldspato estirados e boudinados, além de fitas de quartzo recristalizado. As lineações minerais apresentam orientação progressivamente mais oblíqua, evoluindo para um padrão de deslizamento simples com transporte para NE e SW.

A partição da deformação na área reflete diferentes comportamentos reológicos das litologias, resultando em variadas relações de sobreposição estrutural. Essa partição está diretamente relacionada à variação da taxa de deformação e do grau metamórfico, que aumentam no sentido Oeste-Leste. Observa-se que o cisalhamento simples é mais concentrado nos contatos entre unidades litológicas distintas, indicando que a heterogeneidade reológica é o principal fator de controle na partição da deformação neste domínio.

Dessa forma, as fases D1, D2 e D3 ocorreram de maneira progressiva na área,

refletindo um processo deformacional contínuo, condicionado pelas características estruturais e litológicas da região.

9. Conclusão

A integração dos dados de relevo sombreado, gamaespectrometria e magnetometria possibilitou uma caracterização detalhada da estrutura geológica e geofísica da área de estudo. A análise dos lineamentos estruturais revelou padrões coerentes com as estruturas planares coletadas em campo, enquanto a gamaespectrometria evidenciou domínios geoquímicos distintos que refletem as variações litológicas. Paralelamente, as anomalias magnéticas detectadas pelos dados magnetométricos se correlacionam com os lineamentos morfológicos, confirmando a influência de zonas de cisalhamento na organização tectônica regional.

A análise estrutural permitiu compreender a evolução da deformação, destacando um regime de encurtamento crustal e transcorrência associado às Zonas de Cisalhamento Limeira e Curiango, caracterizadas por um cisalhamento simples dúctil heterogêneo. Os dados petrográficos corroboram essas interpretações, evidenciando microestruturas indicativas de deformação não coaxial e recristalização sob condições de altas temperaturas. A presença de porfiroclastos de K-feldspato tipo sigma, fitas de quartzo e texturas mica-fish reforça a hipótese de um fluxo dúctil progressivo.

Além disso, a distribuição dos radionuclídeos K, U e Th em seis domínios distintos mostrou a influência direta da porcentagem de sílica na concentração desses elementos, permitindo a delimitação de diferentes contextos litológicos e evidenciando a influência das zonas de cisalhamento na redistribuição geoquímica.

A correlação entre os dados geofísicos e estruturais confirma que as zonas de cisalhamento de alto ângulo controlaram a disposição estrutural das unidades rochosas. A cronologia estrutural aponta para um regime deformacional progressivo, com as fases D1, D2 e D3 — descritas por Santos (2019), Dias et al. (2011), Seer et al. (2001) e Klein et al. (2008) — ocorrendo de forma síncrona, com sobreposição e transposição de foliações anteriores. O contraste reológico entre as litologias influenciou significativamente a acomodação da deformação, destacando o papel das anisotropias mecânicas no controle do cisalhamento.

Assim, os resultados reafirmam a complexidade estrutural da região e a

importância da integração de múltiplos métodos analíticos para o entendimento da evolução geotectônica local. A continuidade dos estudos poderá oferecer novos insights sobre os processos geodinâmicos atuantes e suas implicações regionais.

10. Referências

ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. O cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de geociências**, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.

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

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G., DYER, R.C., CUNHA, C., **Geologia da região do Triângulo Mineiro**. Rio de Janeiro: DNPM/DFPM, Boletim 136, 140 p., 1970

BARBUENA, Danilo et al. Airborne geophysical data analysis applied to geological interpretation in the Alta Floresta Gold Province, MT. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 31, n. 1, p. 169-186, 2013.

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

CARRERAS, Jordi; COSGROVE, John W.; DRUGUET, Elena. Strain partitioning in banded and/or anisotropic rocks: Implications for inferring tectonic regimes. **Journal of Structural Geology**, v. 50, p. 7-21, 2013.

DAVIS, George H.; REYNOLDS, Stephen J.; KLUTH, Charles F. **Structural geology of rocks and regions**. John Wiley & Sons, 2011.

DE TONI, Giuseppe Betino. **Transpressão: uma revisão**. *Terræ Didactica*, v. 20, e024007, p. 1–19, 2024.DOI: 10.20396/td.v20i00.8674325

DEWEY, J. F.; HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R. A. Transpression and transtension zones. In: HOLDSWORTH, R. E.; STRACHAN, R. A.; DEWEY, J. F. (org.). *Continental transpressional and transtensional tectonics*. London: Geological Society, 1998. (Special Publication, 135), p. 1–14. DOI: 10.1144/GSL.SP.1998.135.01.01.

DIAS, Paulo Henrique Amorim. **Estratigrafia dos grupos Canastra e Ibiá (Faixa Brasília Meridional) na região de Ibiá, Minas Gerais**: caracterização e estudo de proveniência sedimentar com base em estudos isótopos U-Pb e Sm-Nd. 2011.

DICKSON, Bruce L.; SCOTT, K. M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, v. 17, 1997.

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

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

FOSSEN, Haakon; CAVALCANTE, Geane Carolina G. Shear zones—A review. **Earth- Science Reviews**, v. 171, p. 434-455, 2017.

FOSSEN, Haakon et al. Deformation—progressive or multiphase?. **Journal of Structural Geology**, v. 125, p. 82-99, 2019.

FOSSEN, Haakon. Structural geology. São Paulo: Oficina de Textos, 2012. pp. 204–205.

FUCK, R.; PIMENTEL, M.; D'ELREY SILVA, L.J. **Compartimentação Tectônica na Porção Oriental da Província Tocantins**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38., 1994, Camboriú. Anais. p. 215-217.

GIUSTINA, Maria ESD et al. U-Pb and Sm-Nd constraints on the nature of the Campinorte sequence and related Palaeoproterozoic juvenile orthogneisses, Tocantins Province, central Brazil. **Geological Society**, London, Special Publications, v. 323, n. 1, p. 255-269, 2009.

HARLAND, W. B. Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. *Geological Magazine*, Cambridge, v. 108, p. 27–42, 1971. DOI: 10.1017/S0016756800050937.

IBGE - **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística 2018** - Embratel - Correios.

KEAREY, P.; BROOKS, M; HILL, I. **Geofísica de exploração**. Oficina de textos, 2009.

KLEIN, P.B.W. Geoquímica de rocha total, geocronologia de u-pb e geologia isotópica de sm- nd das rochas ortognáissicas e unidades litológicas associadas da região ipameri - Catalão (Goiás). 2008. 154 f. **Tese (Doutorado em Geologia)**-Universidade de Brasília, Brasília, 2008.

LACERDA FILHO J.V. et al. **Geologia e recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal** – Texto explicativo dos mapas Geológico e de recursos minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal, Escala 1:250.000. Goiânia: AGIM (Conv. CPRM/METAGO S.A./UnB), 176 p. 2004

LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES. Ministério de Minas e Energia (MME). CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Secretaria de Estado de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (SEDE). Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (CODEMIG). Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais, Área 7, Patos de Minas - Araxá - Divinópolis: **Relatório Final do Levantamento e Processamento dos Dados Magnetométricos e Gamaespectrométricos**. Volume I: Texto Técnico. 2006.

MORAES, R.; FUCK, R. A. Ultra-high-temperature metamorphism in Central Brazil: the Barro Alto Complex. **Journal of Metamorphic Geology**, v. 18, n. 4, p. 345-358, 2000.

NABIGHIAN, M. N. **Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section**. *Geophysics*, v. 39, n. 1, p. 85-92, 1974.

NAVARRO, GUILLERMO RAFAEL BELTRAN et al. Petrografia e geoquímica de gnaisses da região de Indiará, porção central do arco magmático de Goiás. **Geologia USP. Série Científica**, v. 17, n. 3, p. 189-207, 2017.

NAVARRO, Guillermo Rafael Beltran; ZANARDO, Antenor; DA CONCEIÇÃO, Fabiano Tomazini. O Grupo Araxá na região sul-sudoeste do Estado de Goiás. **Geologia USP. Série Científica**, v. 13, n. 2, p. 5-28, 2013.

OLIVEIRA, C. C. Geological Survey Program of Brazil - PLGB. SE.22-X-B-V Sheet – Leopoldo de Bulhões. Scale 1:100,000. Goiânia: CPRM/DNPM, 1994. 151 p.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; BOTELHO, N. F. **Granites and the geodynamic history of the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil: a review**. v. 46, p. 463–483, 1999.

PIMENTEL, M.M. et al. The tectonic evolution of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil, based on SHRIMP and LA-ICPMS U–Pb sedimentary provenance data: a review. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 4, p. 345-357, 2011..

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

PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; ARAÚJO, S.M. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 151–182.

PIUZANA, Danielle et al. SHRIMP U–Pb and Sm–Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, v. 125, n. 1-2, p. 139- 160, 2003.

RIBEIRO, Vanessa Biondo; MANTOVANI, Marta; LOURO, Vinicius Hector Abud. Aerogamaespectrometria e suas aplicações no mapeamento geológico. **Terræ Didática**, v. 10, n. 1, p. 29-51, 2014.

Robin, P.-Y. F. & Cruden, A. R. (1994). Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16, 447-466. doi: 10.1016/0191-8141(94)90090-6.

SABARAENSE, L. D. **Proveniência dos Grupos Araxá e Ibiá na Porção Sul da Faixa Brasília**. Mestrado—Brasília: Universidade de Brasília, 2016

SANTOS, B. L. DOS. **Petrologia e geologia estrutural da Faixa Brasília na região de Estrelado Sul-MG: Implicações Tectônicas.** p. 144, 2019.

SANTOS, Bruna Letícia; SIMOES, Luiz Sérgio Amarante; SEER, Hildor José. Evolução estrutural do domínio interno da Faixa Brasília Meridional na região de Estrela do Sul, Minas Gerais, Brasil: Structural evolution of the internal domain of the Southern Brasília Belt in Estrela do Sul, Minas Gerais, Brazil. **Geosciences= Geociências**, v. 40, n. 2, p. 287-305, 2021.

SAWYER, E.W.; BROWN, M. **Working with migmatites.** Mineralogical Assn of Canada, 2008.

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

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

SEER, H. J. et al. **Geology and deformation of the Araxá Group in the Estrela do Sul-Monte Carmelo-Abadia dos Dourados region,** Minas Gerais. SBG, Symposium on Geology, Southeast, v. 10, p. 37, 2007.

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

SEER, H.J.; BROD J.A.; FUCK R.A.; VALERIANO.C. **Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá:** registro de um evento magmático durante colisão neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. v. 35, n. 1, p. 33–42, mar. 2005

TROMPETTE, Roland R. et al. São Francisco Brazilian Craton: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 4, p. 481-486, 1992.

TROUW, R. A. J.; PASSCHIER, C. W.; WIERSMA, D. J. *Atlas of mylonites and related microstructures.* Berlin: Springer-Verlag, 2010. ISBN 978-3-642-03607-1.

UHLEIN, Alexandre et al. Tectônica da Faixa de Dobramentos Brasília–Setores Setentrional e Meridional. **Geonomos**, 2012.

VALERIANO, A. C. et al. **A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Virgínio Mantesso Neto V. et al (org). Geologia do Continente Sul americano:** evolução da obra de Fernando Flavio Marques de Almeida. São Paulo, Beca, 2004. p. 575-594.

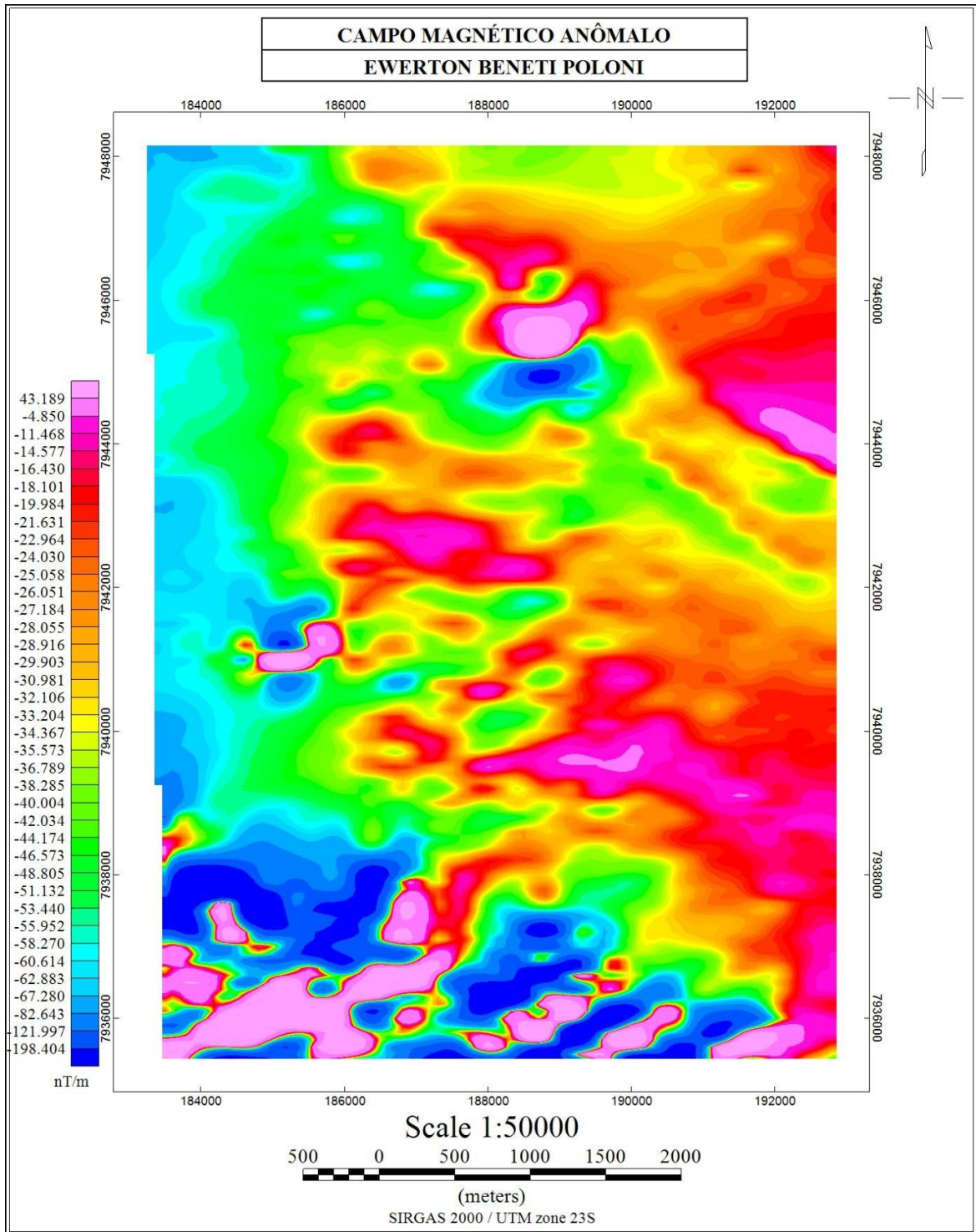
Valeriano, CM, Pimentel, MM, Heilbron, M., Almeida, JCH, Trouw, RAJ, 2008. Evolução tectônica do Cinturão Brasília, Brasil Central, e formação inicial de Gondwana. *Geological Society Special Publications*, 294, 197–210. <http://dx.doi.org/10.1144/SP294.11>

VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. **Southern**

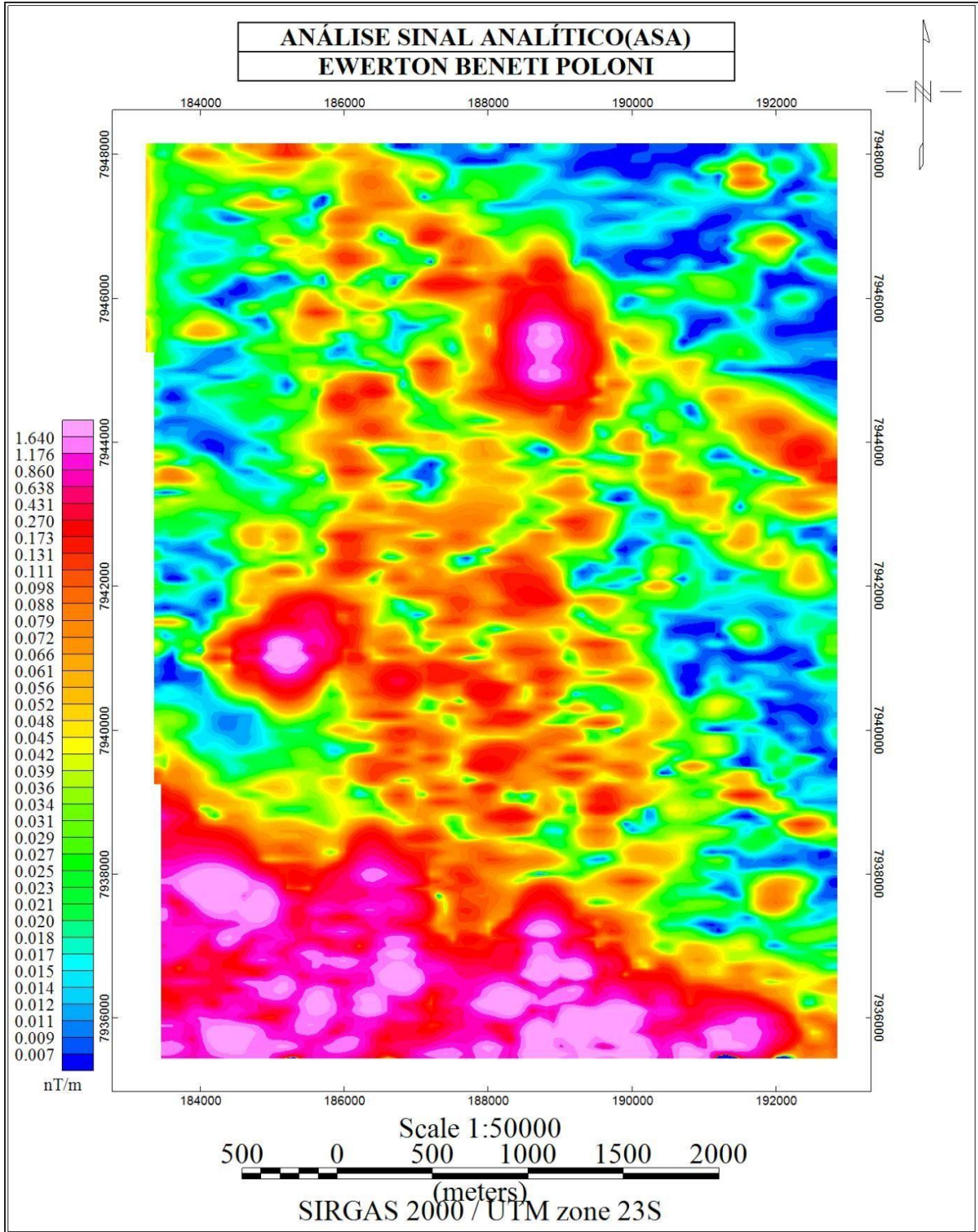
Brasília belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K–Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 195–199, 2000.

1. Anexo

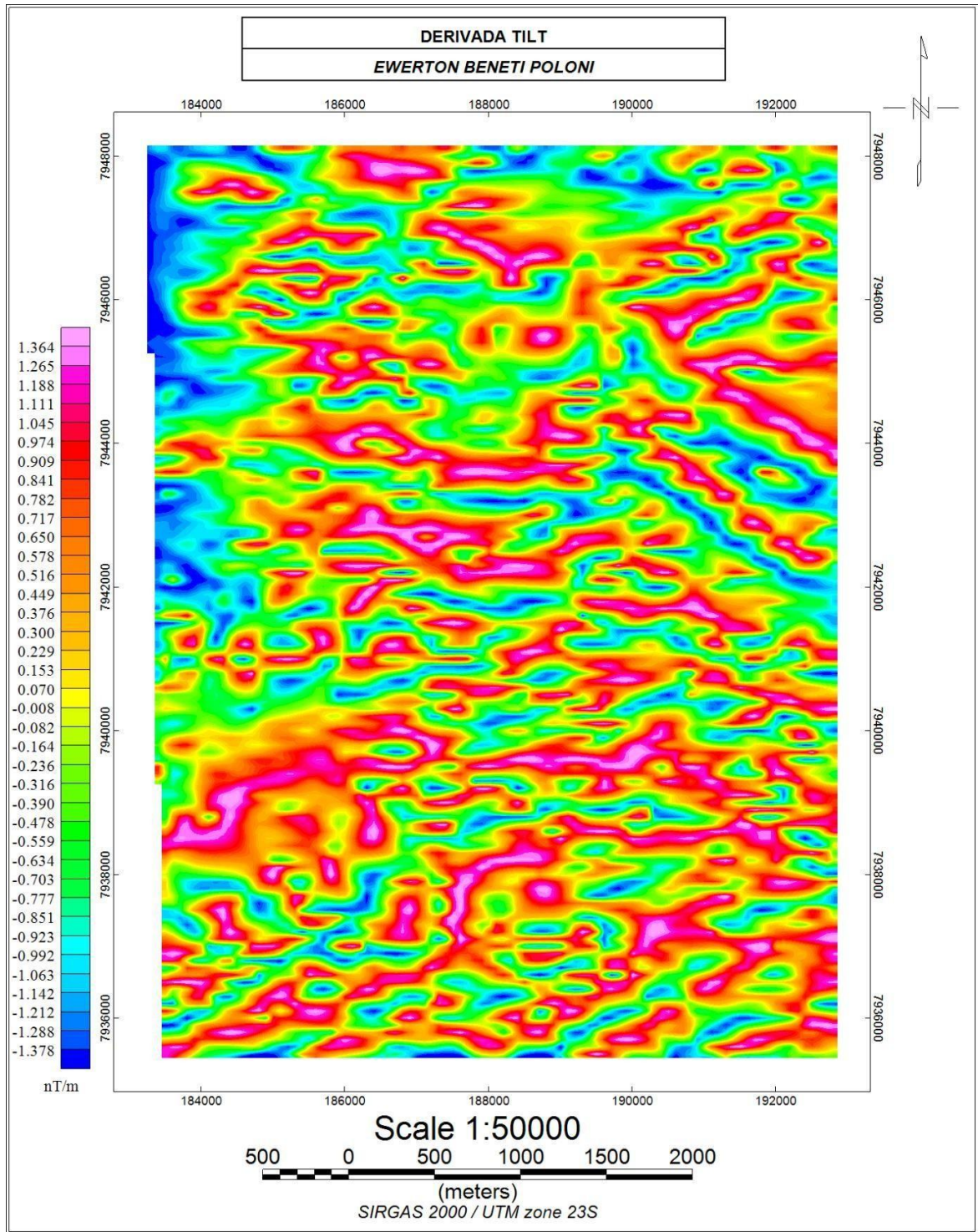
Anexo 1



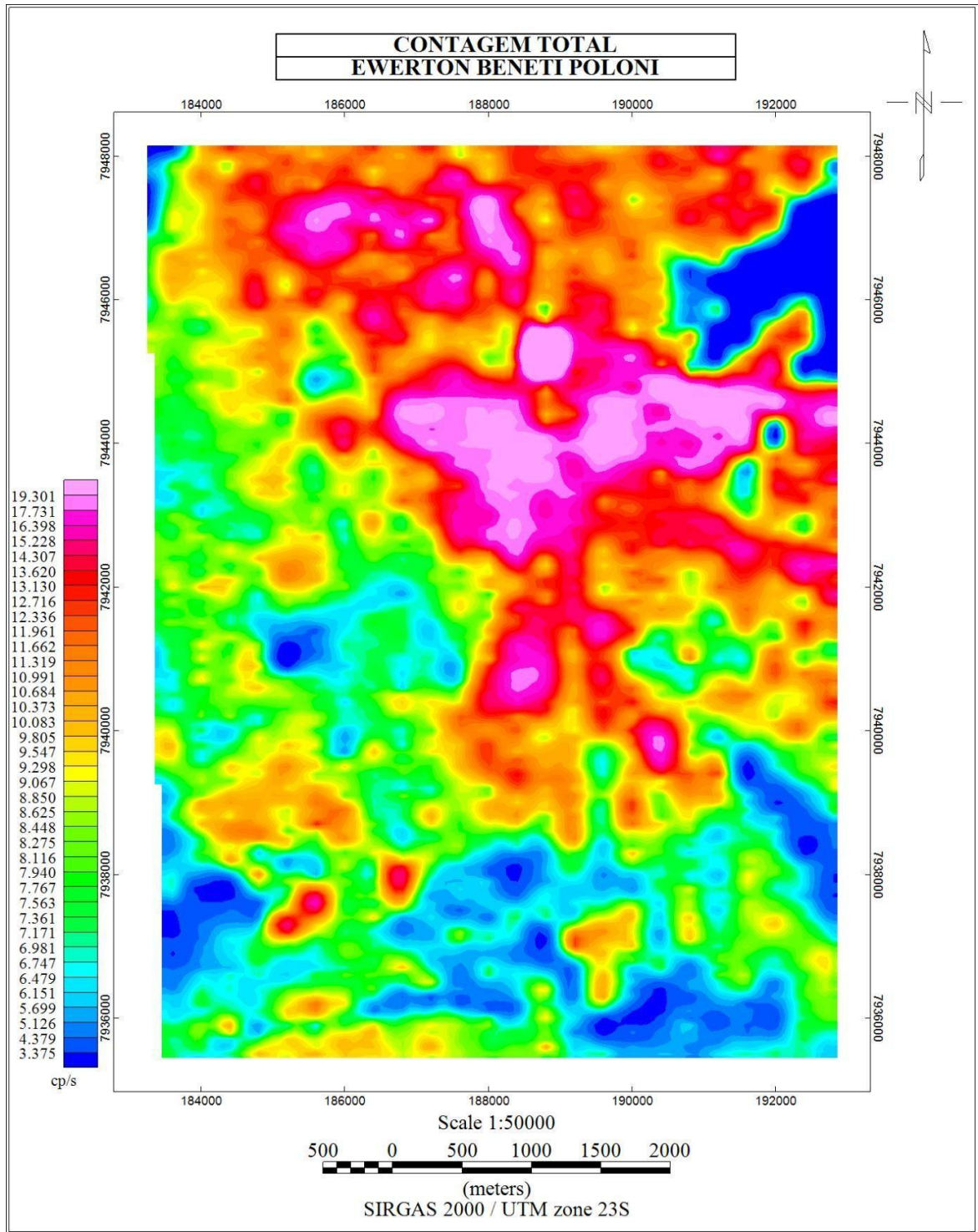
Anexo 2



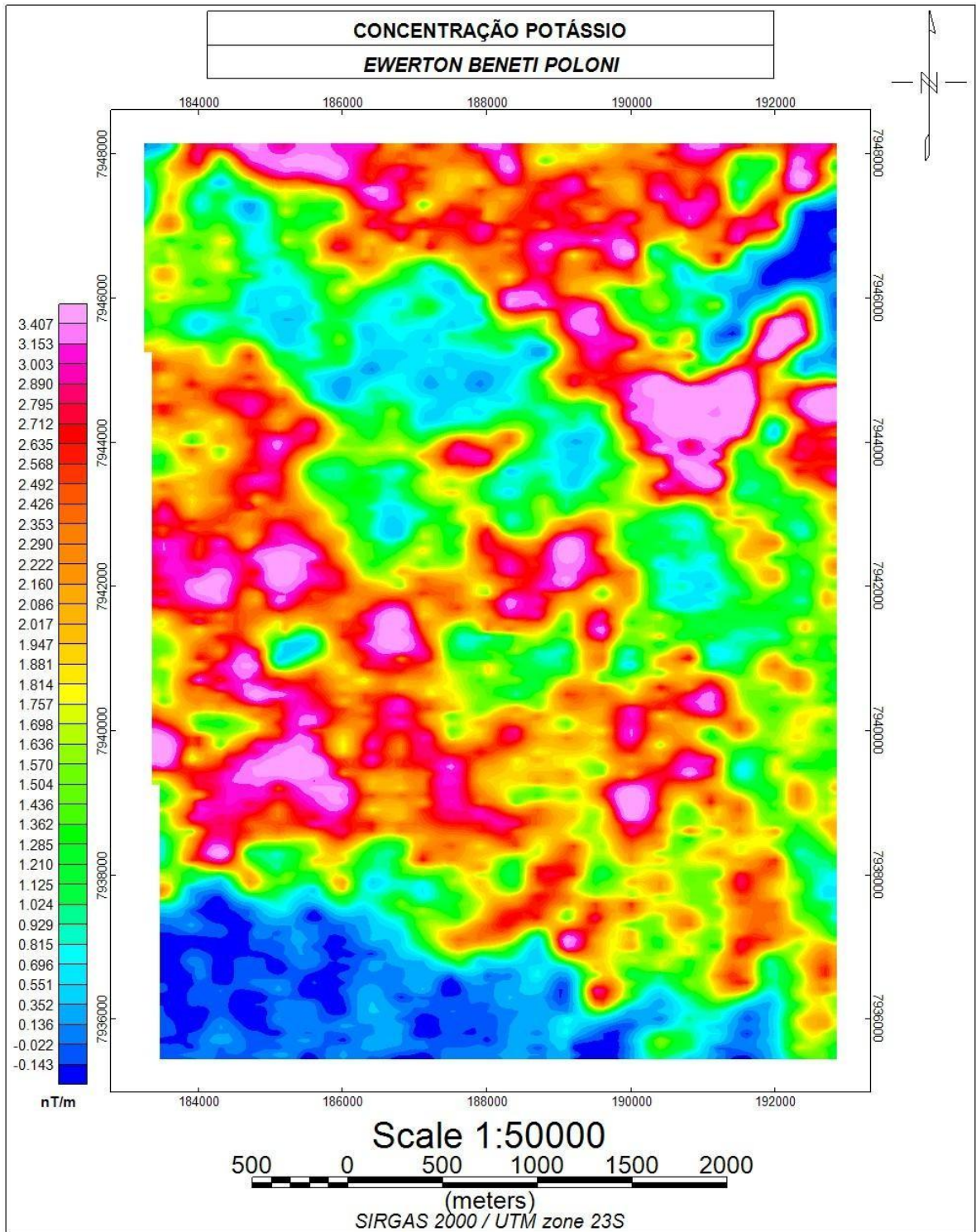
Anexo 3



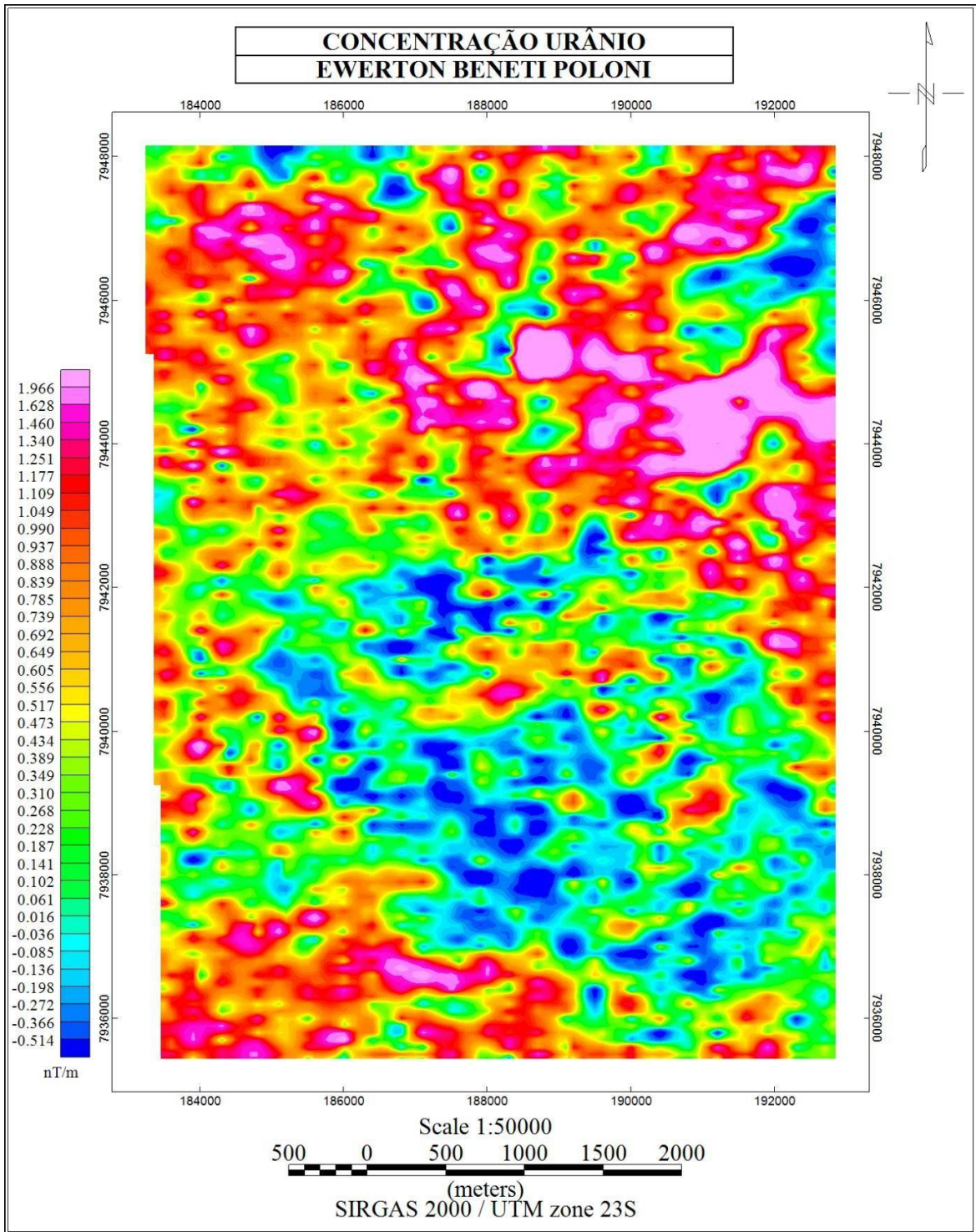
Anexo 4



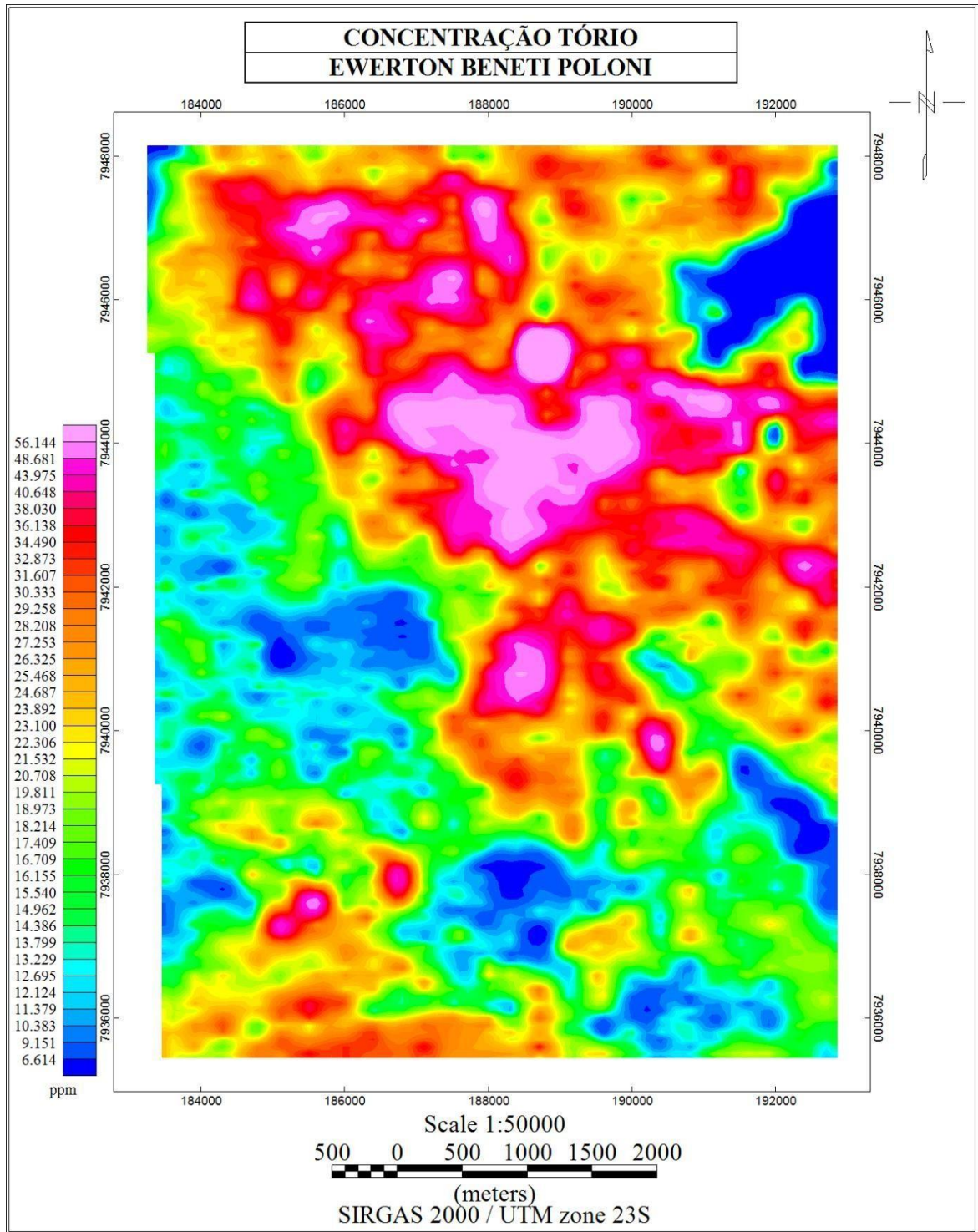
Anexo 5



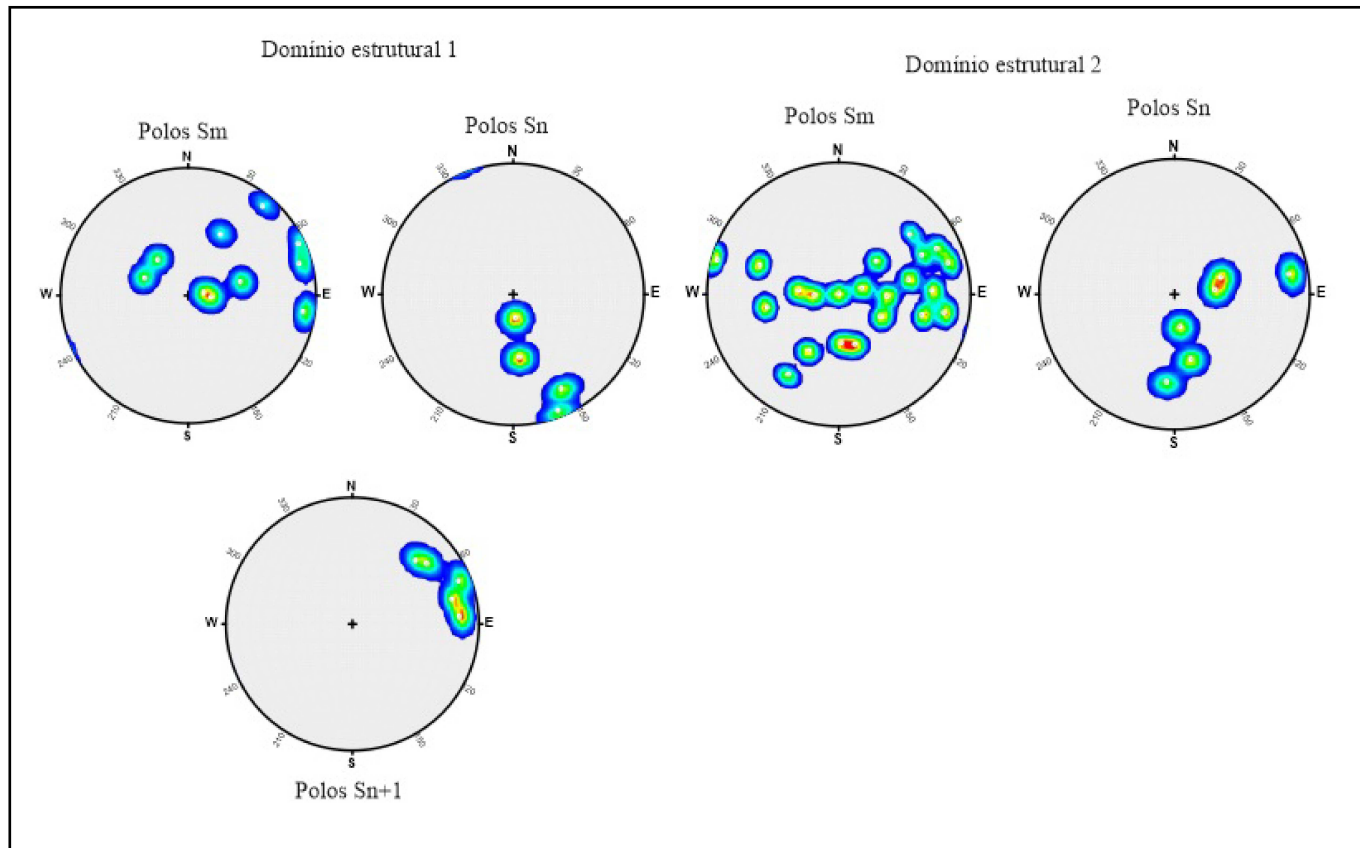
Anexo 6



Anexo 7



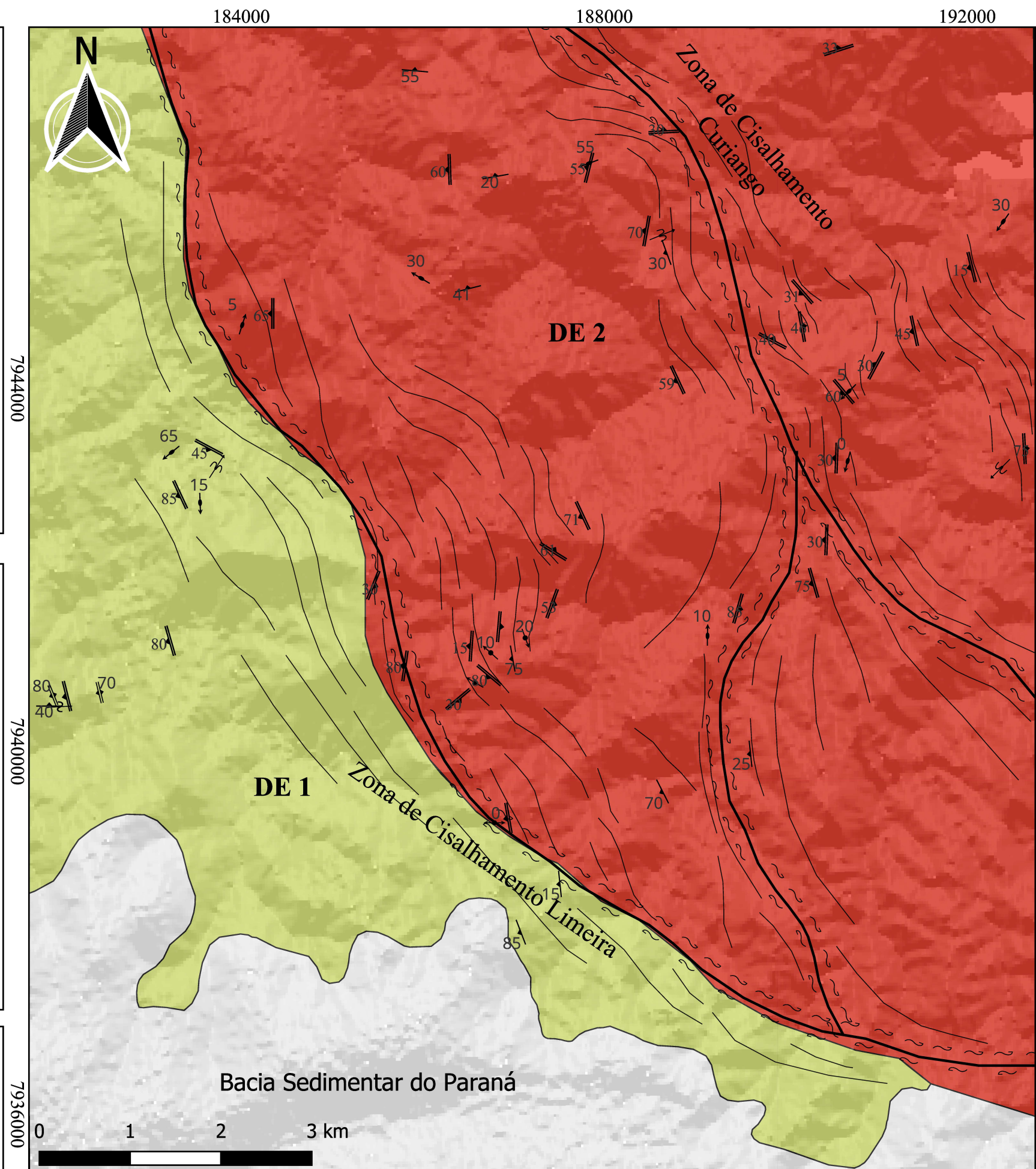
Mapa Estrutural



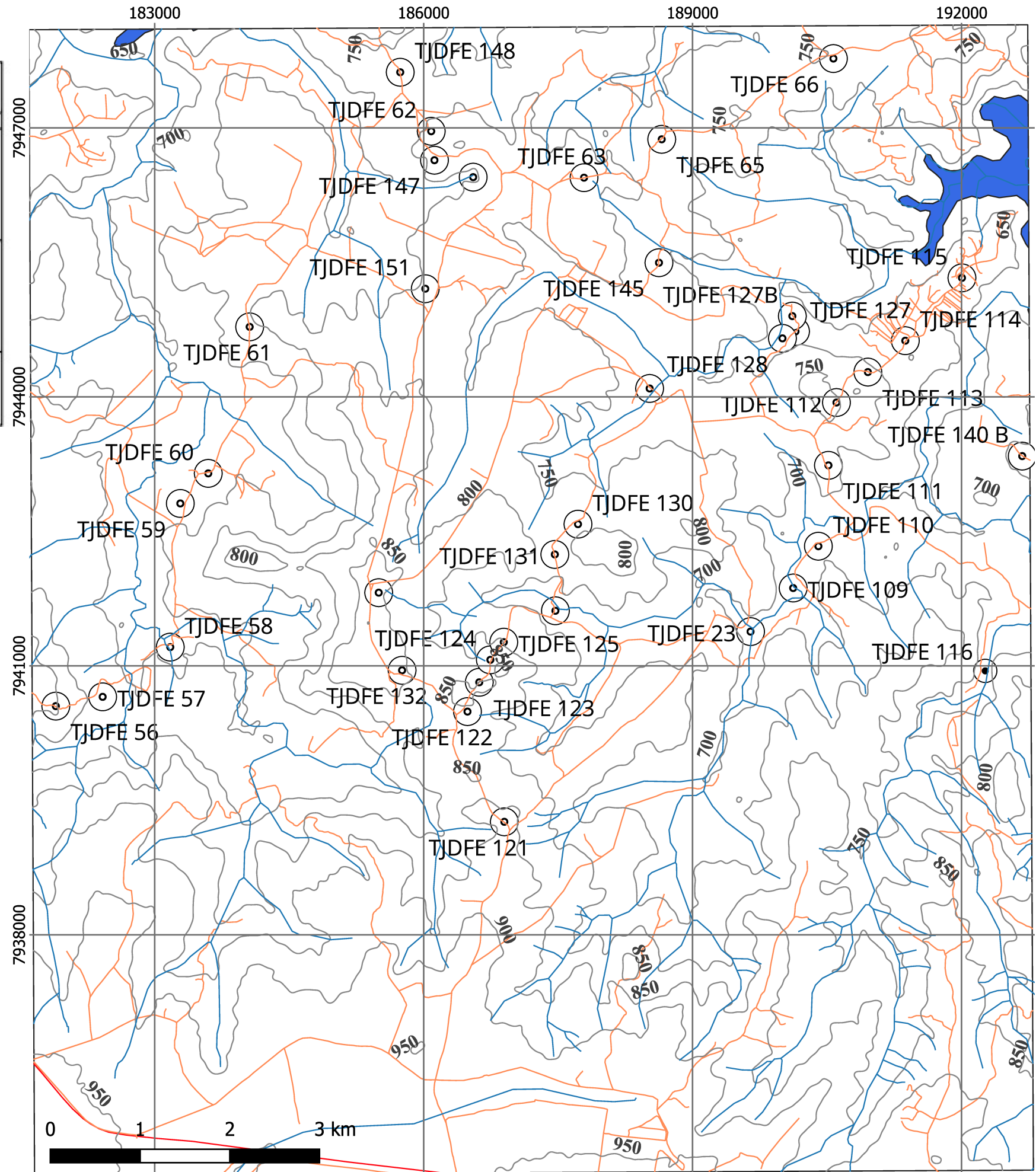
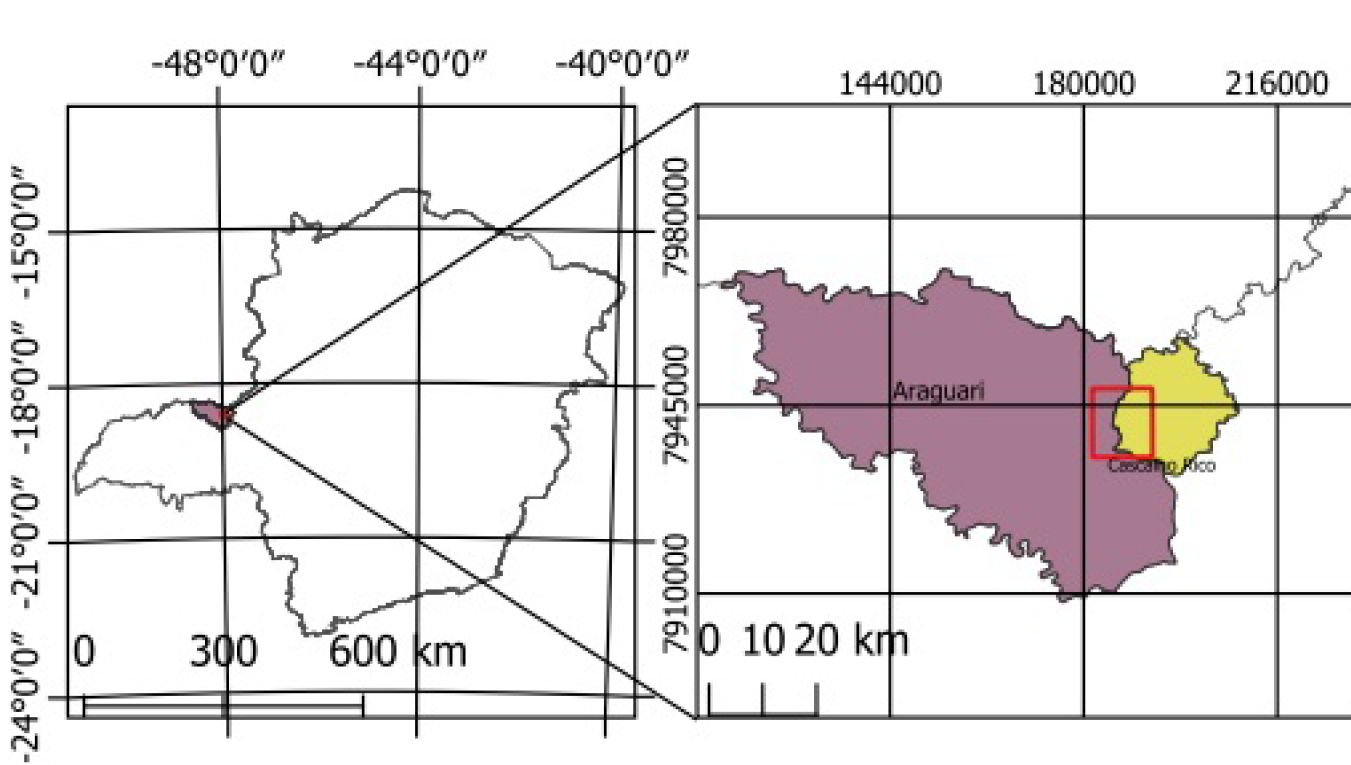
LEGENDA

Área de Estudo	dobra assimétrica aberta
Estruturas	dobra fechada
Zona de cisalhamento Transcorrente Destral	dobra fechada assimétrica
Foliação milonítica Transposta	Dobra suave
Foliação Milonítica	Domínios Estruturais
Foliação de Xistosidade	Domínio Estrutural 1
Lineação Mineral	Domínio Estrutural 2
dobra aberta	

Sistema de Coordenadas Geográficas
 DATUM SIRGAS 2000
 Unidade Transversal de Mercator - UTM 23 S
 Escala: 1:50.000
 Autor: Ewerton Beneti Poloni
 Orientação: Prof. Dr. Marco Antonio Delinardo da Silva



MAPA DE PONTOS

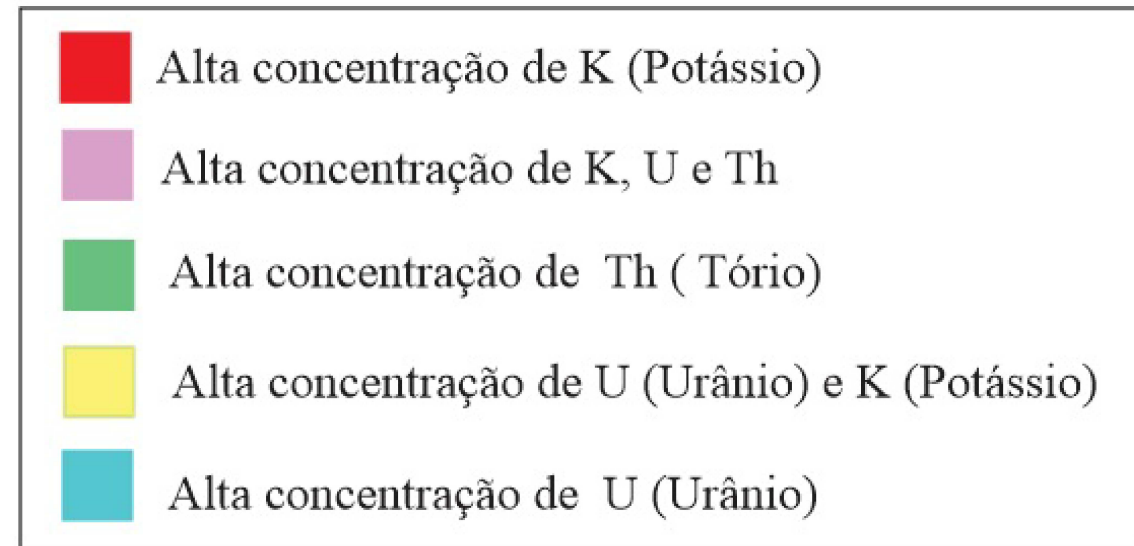
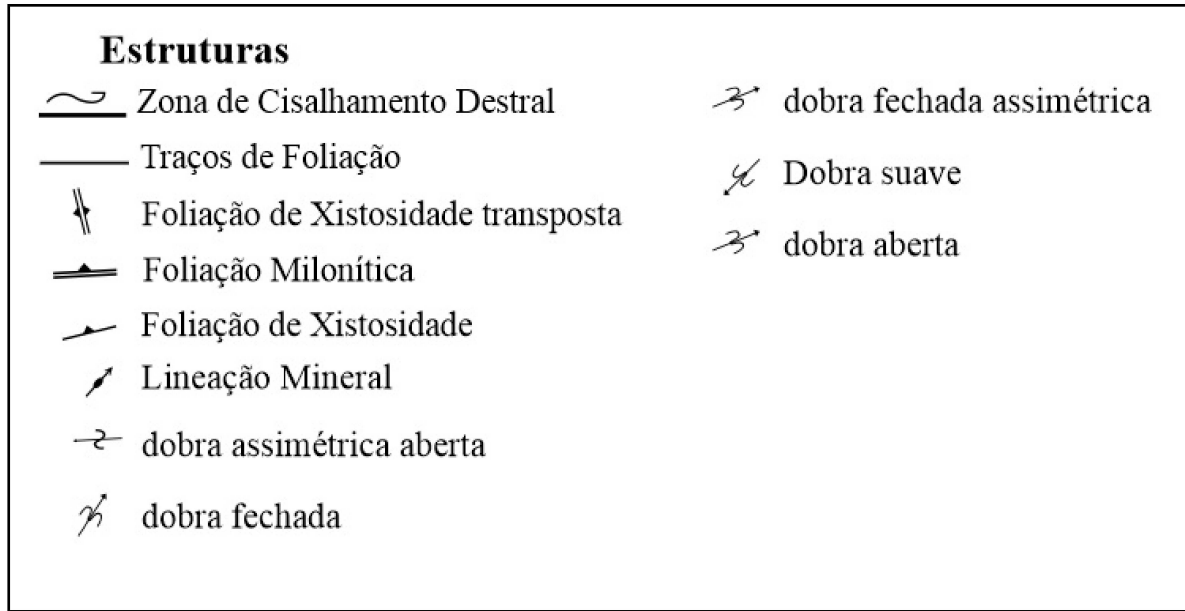


LEGENDA

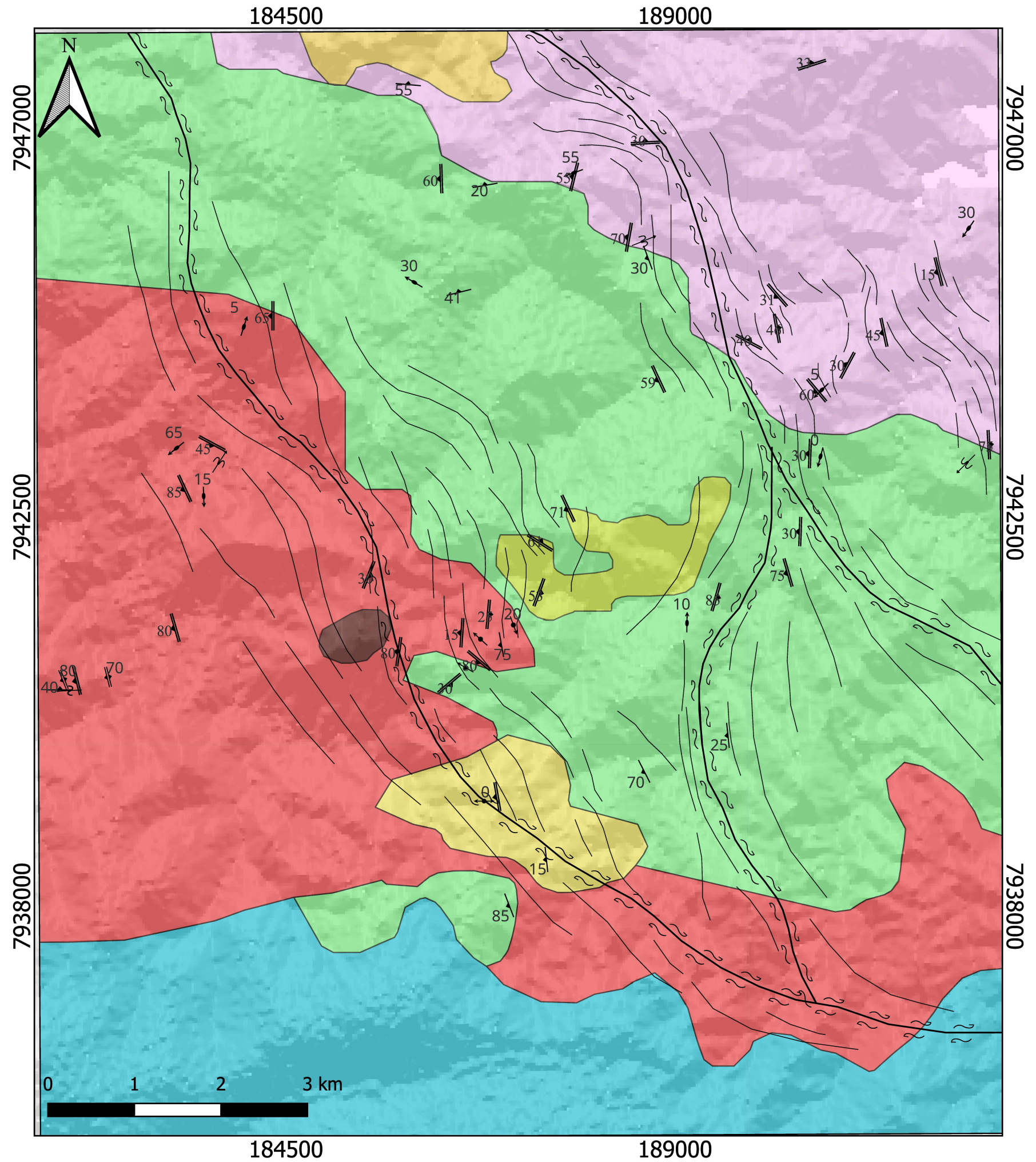
Elementos Cartográficos	— Curva de Nível	Represa
Área de Estudo	— Rodovia	Pontos feitos
Drenagem	— Estradas Secundárias	

N

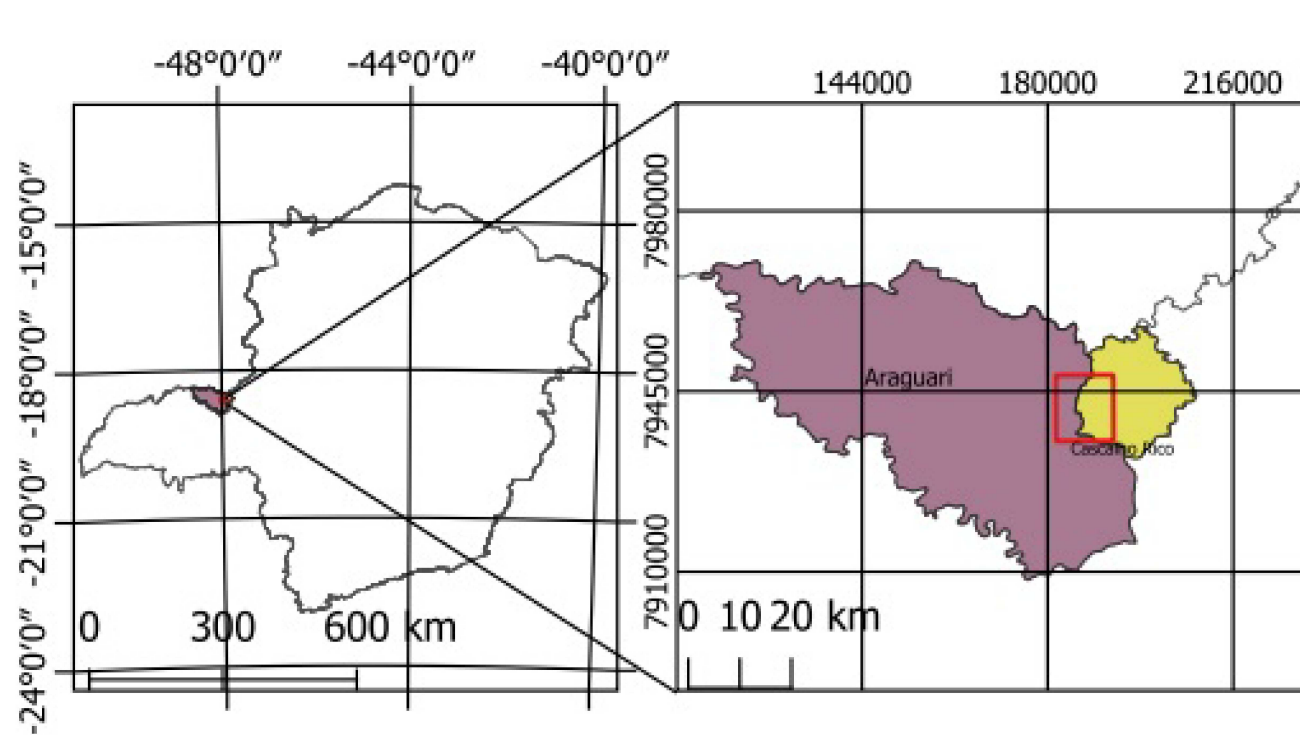
Sistema de Coordenadas Geográficas
 DATUM SIRGAS 2000
 UTM Zona 23 S
 Escala: 1:50.000
 Autor: Ewerton Beneti Poloni



Sistema de Coordenadas Geográficas
 DATUM SIRGAS 2000
 UTM Zona 23 S
 Escala: 1:50.000
 Autor: Ewerton Beneti Poloni



MAPA GEOLÓGICO



LEGENDA		
Área de Estudo	Lineação Mineral	Litologia
Estruturas	dobra assimétrica aberta	Ortognaisse Migmatítico
Zona de Cisalhamento Destral	dobra fechada	Paragnaisse Migmatítico
Traços de Foliação	dobra fechada assimétrica	Plutons Anatéticos
Foliação Milonítica transposta	Dobra suave	Clorita-Muscovita Xisto
Foliação Milonítica	dobra aberta	Bacia Sedimentar do Paraná
Foliação de Xistosidade		

Sistema de Coordenadas Geográficas
 DATUM SIRGAS 2000
 Unidade Transversal de Mercator - UTM ZONA 23 S
 Escala 1:50.000
 Autor: Ewerton Beneti Poloni
 Orientação: Dr Marco Antonio Delinardo da Silva

