



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SERGIPE - UFS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLOGIA - CCET
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - DGEOL

ANA LUIZA SANTOS SENA

**GEOLOGIA, GEOFÍSICA AÉREA E GEOQUÍMICA DE SOLO
DO DEPÓSITO AURÍFERO PEREIRA VELHO, COITÉ DO
NÓIA (AL), BRASIL**

SÃO CRISTOVÃO – SE

2023

ANA LUIZA SANTOS SENA

**GEOLOGIA, GEOFÍSICA AÉREA E GEOQUÍMICA DE SOLO
DO DEPÓSITO AURÍFERO PEREIRA VELHO, COITÉ DO
NÓIA (AL), BRASIL**

Monografia de Conclusão de Curso
apresentada como requisito para a
obtenção do Título de Bacharel em
Geologia pela Universidade Federal de
Sergipe.

Orientador: Prof. Dr. Joaquim Daniel de
Liz.

SÃO CRISTOVÃO – SE

2023

ANA LUIZA SANTOS SENA

**GEOLOGIA, GEOFÍSICA AÉREA E GEOQUÍMICA DE SOLO
DO DEPÓSITO AURÍFERO PEREIRA VELHO, COITÉ DO
NÓIA (AL), BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Universidade Federal de
Sergipe, como requisito para obtenção da
graduação em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Joaquim Daniel de
Liz.

BANCA EXAMINADORA:

- A) Prof. Dr. Joaquim Daniel de Liz (DGEOL-UFS)
- B) Prof. Dr. Luiz Alberto Vedana (DGEOL-UFS)
- C) Geol. Elton Luiz da Silva Pereira, *M.Sc* (Membro Externo)

*“A verdadeira viagem do descobrimento
não consiste em procurar novas paisagens,
mas em ver com novos olhos.”*

(Marcel Proust)

AGRADECIMENTOS

Antes de iniciar com a apresentação do trabalho, expresso todo o meu sincero agradecimento a todos que contribuíram de forma direta e indireta para a realização desta monografia.

Primeiramente, agradeço à minha família, meus pais Luiz Carlos e Gilvanete pelo apoio, dedicação e incentivo mesmo com diversas dificuldades e com a distância. Essa conquista não seria possível sem o suporte de vocês! Meu irmão, Luiz Junior, que esteve sempre presente ao meu lado. Ao meu Tio Flor por ser uma inspiração, por todo apoio, por compartilhar todo seu conhecimento, e por me mostrar o quão incrível é o mundo da geologia.

Aos professores, por incentivarem e compartilharem todos os seus conhecimentos e entendimentos sobre a Geologia. Em especial, ao meu orientador Joaquim Daniel de Liz, por desde o primeiro semestre ser um professor sensacional, um excelente profissional e amigo, obrigada por todo apoio, disposição, confiança, por ter me orientado e compartilhado seus conhecimentos comigo, você é um profissional que tenho um grande respeito e admiração!

Dedico também este trabalho ao Elton Pereira que me proporcionou criar experiências e trocas de conhecimentos geológicos, além de confiar de olhos fechados no meu trabalho durante o estágio, é um profissional que sempre irei admirar e me inspirar! Aos meus amigos Daniel Silva e Marina Duarte, grandes e incríveis geólogos que me abraçaram e me guiaram quando estava no meu primeiro ciclo profissional. Ao técnico Stanley e aos funcionários, (Jadson Júlio, Ronicléssio e Roni Luan) por todo trabalho e apoio. Sou grata também à Empresa Pereira Velho Exploração S.A. pelo apoio ao meu trabalho de conclusão, acesso às áreas, ao material e ensinamentos.

Quero agradecer aos meus colegas de turma e em especial, aos meus amigos Mylena Maysa, Matheus Vieira e Andrews Gabriel, o famoso G4, agradeço pela amizade incrível de vocês, são geólogos sensacionais! Sou muito grata por ter compartilhado grandes momentos juntos neste ciclo! Mylena, obrigada pelas horas de conselhos, pelas tardes de café na UFS, pelas nossas conversas durante a noite, me tranquilizando quando mais precisava! Matheus, obrigada por ser um amigo que sempre estar ao meu lado, e mesmo quando brigamos sei que sempre posso contar com você para tudo, é um homem de grande coração.

Ao César, por ser um amigo e geólogo incrível, obrigada pela paciência, pelo seu tempo, pela compreensão, pelas centenas de críticas construtivas e por sempre compartilhar seus conhecimentos, a sua ajuda durante o processo foi muito importante.

Obrigada, Universidade Federal de Sergipe! Obrigada a todos!

RESUMO

Os Depósitos Orogênicos são responsáveis por grande parte das reservas de ouro do mundo, o que atrai muita atenção e investimento em pesquisa mineral nestes tipos de depósitos. Na porção central de Alagoas, inserido nos municípios de Coité do Nória, Limoeiro de Anadia e Taquarana, ocorre o Depósito de ouro de Pereira Velho, que está sendo pesquisado pela Empresa Pereira Velho Exploração S.A. e serviu de tema deste trabalho. Em termos geológicos a mineralização aurífera ocorre no Complexo Arapiraca, pertencente ao Domínio Rio Coruripe (Província Borborema). A geologia da região é marcada por rochas de alto grau metamórfico com idades do Arqueano ao Proterozoico, representadas por gnaisses e migmatitos paraderivados, formações ferríferas bandadas, rochas metamáficas-metaultramáficas, intrusões sienograníticas, além de veios de quartzo auríferos hospedados em rochas quartzíticas hidrotermalizadas que compõem a mineralização de ouro na área. Este trabalho tem como foco a investigação das mineralizações auríferas do depósito Pereira Velho a partir da integração e interpretação de dados de geologia, geofísica aérea (magnetometria e gamaespectrometria) e geoquímica de solo, com o objetivo de auxiliar na elucidação se este depósito representa um depósito Orogênico de Ouro. A metodologia empregada compreendeu o mapeamento geológico aliado a petrografia de amostras representativas, além do processamento e interpretação de dados de aeromagnetometria, aerogamaespectrometria e geoquímica de solos. Foi constatado que a mineralização aurífera ocorre em veios de quartzo, com teores de pirita <5%, hospedados em quartzitos miloníticos, controlados por zonas de cisalhamento de direção preferencial NW-SE. Além disso, o depósito é envelopado pela alteração sericítica, com localizada silicificação e alteração propilítica de forma distal. Todas essas características corroboram para uma gênese típica de depósitos de ouro orogênico, porém no estudo petrográfico da ganga do minério foi constatada a presença de fluorita, que não é compatível com esse modelo e sugere a participação de fluídos de fontes graníticas, o que abre possibilidade para outros modelos, tais como depósitos de ouro relacionados a sistemas de intrusões reduzidas e pórfiros ricos em ouro.

Palavras-chave: Complexo Arapiraca; Depósito Orogênico; Alteração Hidrotermal, Ouro.

ABSTRACT

Orogenic Deposits are responsible for a large part of the world's gold reserves, which attracts a lot of attention and investment in mineral research in these types of deposits. In the central portion of Alagoas, inserted in the municipalities of Coité do Nória, Limoeiro de Anadia and Taquarana, there is the Pereira Velho Gold Deposit, which is being researched by Pereira Velho Exploração S.A. and served as the subject of this work. In geological terms, gold mineralization occurs in the Arapiraca Complex, belonging to the Rio Coruripe Domain (Borborema Province). The geology of the region is marked by rocks of high metamorphic grade from the Archean to the Proterozoic, represented by gneisses and paraderived migmatites, banded iron formations, metamafic-metaultramafic rocks, syenogranitic intrusions, in addition to auriferous quartz coming from hydrothermal quartzite rocks that make up the gold mineralization in the area. This work focuses on the investigation of the gold mineralization of the Pereira Velho deposit based on the integration and interpretation of data from geology, aerial geophysics (magnetometry and gamma-spectrometry) and soil geochemistry, with the aim of helping to elucidate whether this deposit represents a deposit Gold Orogenic. The methodology comprised geological mapping combined with petrography of representative samples, in addition to the processing and interpretation of airmagnetometry, airgammaspectrometry and soil geochemistry data. It was verified that the gold mineralization occurs in quartz veins, with pyrite content <5%, hosted in mylonitic quartzites, controlled by shear zones with preferential NW-SE direction. In addition, the reservoir is enveloped by sericitic alteration, with localized silicification and distal propylitic alteration. All these characteristics corroborate a typical genesis of orogenic gold deposits, however, in the petrographic study of the ore gangue, the presence of fluorite was verified, which is not compatible with this model and suggests the participation of fluids from granitic sources, which opens up the possibility for other models, such as gold deposits related to reduced intrusion systems and gold-rich porphyries.

Keywords: Arapiraca Complex; Orogenic Deposit; Hydrothermal Alteration, Gold.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Imagem de localização e vias de acesso à área de estudo.....	20
Figura 2. Localização das Estações de Monitoramento Magnético e Áreas de Cobertura.	22
Figura 3. Mapa com linhas de voo inseridas na área de estudo, orientadas N-S com espaçamento de 0,5 km e 10,0 km.	23
Figura 4. Mapa com dados de amostragem de solo, os pontos de cor preta são representantes da primeira fase de coleta de amostras, enquanto os pontos de cor verde são referentes à segunda fase de coleta de amostras de solo.	27
Figura 5. Reconstrução pré-drifte da América do Sul e África, mostrando o cinturão Andino, crátoms Arqueanos e Proterozoicos, e Províncias Brasilianas/Panafricanas do Gondwana Oeste. BP - Província Borborema; CAOB - Cinturão Orogênico Central Africano; SFC – Cráton São Francisco.....	30
Figura 6. Faixas dobradas e maciços na Província Borborema.	33
Figura 7. Domínios estruturais da Província Borborema/Região de Dobramentos Nordeste. .	33
Figura 8. Domínios Tectônicos da Província Borborema e principais Faixas Móveis e Terrenos associados	35
Figura 9. Os domínios Cachoeirinha, Itaizinho e Icaíçara.	37
Figura 10. Mapa simplificado da Subprovíncia Meridional da Província Borborema.....	38
Figura 11. Subprovíncia Borborema Meridional. Domínios pertencentes ao Cinturão Sergipano, Cinturão Sul-Alagoano e Domínio Pernambuco-Alagoas. Localização da área de estudo inserido no Domínio Rio Coruripe.	42
Figura 12. Mapa geológico-estrutural evidenciando a região central do Domínio Rio Coruripe e Zona de Cisalhamento Palmeira dos Índios. Principais litotipos encontrados na região e domínios tectônicos adjacentes.	47
Figura 13. Diagramas de polo e de contorno para a foliação principal do Complexo Arapiraca	48
Figura 14. Ambientes tectônicos de formação de depósitos orogênicos.....	50
Figura 15. Depósitos orogênicos formam-se em várias profundidades, durante mudanças orogênicas tardias de regimes compressional para transpressional ou transtensional.....	50
Figura 16. Modelo esquemático dos halos de alteração hidrotermal para depósitos de ouro orogênico.	53
Figura 17. Mapa geológico da área de estudo.	56

Figura 18. (a) Afloramento de magnetita-biotita gnaiss migmatito; (b) Biotita gnaiss com boudins (c) magnetita biotita gnaiss migmatito e (d) Rocha biotita gnaiss com segregação de minerais máficos e félsicos.....	58
Figura 19. c) Afloramento de gnaiss quartzo-feldspático migmatítico e (d) Estrutura migmatítica em gnaiss quartzo-feldspático.	58
Figura 20. Biotita Gnaiss Migmatítico com textura estromática, alternância de bandas félsicas e máficas.	59
Figura 21. (a) Bandas de cisalhamento S-C, marcada por dois conjuntos de anisotropias planares definidas como superfícies C e S. (b e c) Estruturas tipo Augen, com porfiroclastos rotacionados, sentido dextral. (d) Textura poiquilítica marcada pelos minerais de biotita inclusos no K-Feldspato.	59
Figura 22. (a, b) Afloramento de magnetita-biotita gnaiss. (c, d) Amostra de mão da litologia magnetita-biotita gnaiss.	61
Figura 23. (a) Amostra ALS-176. Rocha quartzítica (metarenito), situado fora da zona de cisalhamento. (b) Quartzito milonítico bastante com bastante alteração (oxidação, argílica (?)), e com minerais micáceos.....	62
Figura 24. (a) Paredão de quartzito fraturado com presença de veio. (b) Ainda no afloramento “a”; é observado entradas de veio de quartzo em quartzito. (c) Quartzito com foliação e com <i>boxwork</i> . (d) afloramento do tipo lajedo com quartzito com foliação.....	62
Figura 25. (a) e (b) Afloramento composto de Formação Ferrífera Bandada (BIF). (c) Observa-se dobra isoclinal recumbente nos bandamentos ferríferos.	64
Figura 26. (a, b) Amostra de BIF com bandamento visível de camadas de sílica com camadas de óxido de ferro.....	64
Figura 27. (a, b) Amostra de mão de rocha máfica. (c)Afloramento de rocha máfica.	65
Figura 28. Rocha Sienogranítica. (A) Contato abrupto litológico entre rocha granítica e piroxenito. (B) Contato inferido entre as rochas granítica e máfica. Amostra de mão da rocha sienogranítica de coloração rosada composta por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, não raro minerais máficos. (D) Evidência macroscópica do mineral acessório, sulfeto, pirita (Py).	66
Figura 29. Fotografia da amostra do ponto ALS-001. Evidência de epidotização em rocha granítica.	67
Figura 30. (a) Rocha granítica com intensa deformação, evidência de boudins. (b) Granito leucocrático sem deformação, mas com epidotização.....	68

Figura 31. (a) Granito alcalino sem deformação. (b) Granito alcalino com foliação incipiente. (c) Evidência de porfiroclasto de K-Feldspato em uma matriz grossa. (d) Foliação incipiente marcada apenas na região lateral esquerda da rocha, enquanto o restante da rocha, apresenta-se maciça com uma granulometria fina.	68
Figura 32. (a e b) Veio de Quartzo sulferado de coloração roxo esbranquiçado, com um sistema de fraturas. (c e d) Veio de quartzo leitoso, de coloração branca com direção preferencial NE-SW.	70
Figura 33. (a) Veio de quartzo com ouro visível. (b) Veio de Quartzo Sulfetado com pirita associada, a qual ocorre de forma disseminada.	70
Figura 34. (a, b) Afloramento composto veio pegmatítico em vala de estrada; (c) veio pegmatítico com textura gráfica; (d) veio pegmatítico interceptando o a rocha gnáissica.	71
Figura 35. Imagem satélite Copernicus utilizada para delimitar as falhas, zonas de cisalhamento e lineamentos estruturais. (Autora, 2023).	73
Figura 36. (a) Biotita gnaisse migmatítico com presença de dobra fechada; (b) Dobras parasíticas (tipo Z) em biotita gnaisse; (c) estruturas S-C em fácies migmatito de biotita gnaisse; (d) estrutura tipo augen em biotita gnaisse.	75
Figura 37. Mapa de contorno a partir de dados de densidade polar do bandamento gnáissico.	76
Figura 38. Mapa de contorno a partir de dados de densidade polar do quartzito milonítico. ..	77
Figura 39. Plano axial dos planos médios inseridos no programa Stereonet, na forma de visualização 3D, inferindo uma vergência para SE com plunge $\sim 8^\circ$	78
Figura 40. Diagrama de Roseta indicando orientação preferencial das fraturas e falhas no contexto local da área de estudo.	78
Figura 41. (a) Fotomicrografica da lâmina ALS-023 a nicóis descruzados. Contendo biotita, plagioclásio (albita) com macla polissintética, epidoto incluso em plagioclásio. (b) Fotomicrografica da lâmina ALS-023 a nicóis cruzados. Siglas: Ep = epidoto, Bt = Biotita. .	80
Figura 42. Fotomicrografica da lâmina ALS-023. (a) Lâmina a nicóis descruzados contendo alteração da muscovita para clorita e, observa-se os argilominerais como uma turvação nos feldspatos anteriormente límpidos. (b) Fotomicrografica da letra 'a' a nicóis cruzado.	81
Figura 43. (a) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis descruzados. Contendo biotita totalmente deformada, algumas com borda de reação e associado a ocorrência de óxidos (opacos) anédricos. Possui ainda em evidência epidoto. (b) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis cruzados. Nela evidencia os plagioclásios com macla polissintética e plagioclásio	

com alteração argílica marcada pelos pontos amarelos no mineral. (c) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis descruzados. Evidência da ocorrência de biotita e opacos associados e, mineral de zircão anédrico. (d) Fotomicrografica da lâmina ALS-054, mesma imagens da letra ‘c’ a nicóis cruzados. Siglas: Bt = Biotita, Opc = Opacos, Ep = Epidoto, Zrn = Zircão. 83

Figura 44. (a) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis descruzados. Contendo biotita totalmente deformada e com borda de reação, associado a ocorrência de óxidos (opacos). (b) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis cruzados. Nela evidencia os plagioclásios com macla polissintética e plagioclásio com alteração argílica marcada pelos pontos amarelos no mineral. (c) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis descruzados. Evidência da ocorrência de espinélio associado aos minerais opacos. (d) Fotomicrografica da lâmina ALS-054, mesma imagens da letra ‘c’ a nicóis cruzados. Siglas: Pl = plagioclásio. Bt = Biotita, Opc = Opacos, Spl = Espinélio, Zrn = Zircão..... 84

Figura 45. Lâmina ALS-037. (a) Fotomicrografica em lâmina de BIF a nicóis descruzados. Mostra a textura poligonal do quartzo (incolor, com inclusões alinhadas dos minerais opacos (preta). Contornos alaranjados dos óxidos de ferro (b) Fotomicrografica de lâmina de BIF a nicóis cruzados. É observado que os grãos de quartzo estão compostos por inclusões opacas milimétricas. Compostos por quartzo, óxidos (minerais opacos) e hidróxidos de ferro. 85

Figura 46. Fotomicrografica da lâmina ALS-037 a luz refletida. Onde evidência os óxidos de Fe (Magnetita e Hematita)..... 85

Figura 47. (a) Fotomicrografica a nicóis descruzados. Mineral de Clinopiroxênio e minerais de apatita anédrica inclusa no epidoto (mineral de alteração). (b) Fotomicrografica a nicóis cruzados da imagem “a”. (c) Fotomicrografica a nicóis descruzados com presença de minerais de clinopiroxênio, apatita e mineral de alteração, epidoto em relevo baixo. (d) Fotomicrografica a nicóis cruzados da imagem “c”. Siglas: Cpx = clinopiroxênio, Ap = apatita, Ep = Epidoto. 87

Figura 48. (a) Fotomicrografica a nicóis descruzados. Mineral de Hornblenda anédrica, início de alteração, epidotização. (b) Fotomicrografica a nicóis cruzados. (c) Fotomicrografica a nicóis descruzados com presença de vários minerais de Hornblenda. Siglas: Pl = plagioclásio, Hbl = hornblenda, Ep = epidoto. 89

Figura 49. (a)Fotomicrografica a nicóis descruzados. Mineral de Clorita anédrica, associada à Titanita com inclusões de zircão. (b) Fotomicrografica a nicóis cruzados. (c) Fotomicrografica a nicóis descruzados com presença de plagioclásios (Pl) e microclina. Siglas: Pl = plagioclásio, (Kf) = K-feldspato, Chl = clorita, Qz = quartzo, Ttn = titanita. 89

Figura 50. (a) Fotomicrografica a nicóis descruzados. Mineral de Fluorita euédrica, com maior parte do seu mineral ainda natural, mas que passa por uma alteração, epidotização. (b) Fotomicrografica a nicóis cruzados, fluorita totalmente isotrópica. (c) Fotomicrografica a nicóis descruzados, mineral de fluorita de coloração incolor a bege, totalmente alterado para epidoto. (d) Fotomicrografica a Nicóis cruzados, a fluorita apresenta-se alterando.	91
Figura 51. (a,b,c,d,e) Fotomicrografica em microscópio a luz refletida. Pirita de coloração amarelo latão, forma subédrica a euédrica em matriz de quartzo, com borda de reação.	92
Figura 52. Imagem de Sinal Analítico.....	94
Figura 53. Domínios magnéticos delimitados a partir da análise da imagem de sinal analítico (Datum: Sirgas 2000 - ZN 24S).....	94
Figura 54. Imagem da primeira derivada com delimitação dos lineamentos magnéticos (Datum: Sirgas 2000 - ZN 24S).....	95
Figura 55. Imagem Aerogeofísica de Concentração de Potássio (%).	97
Figura 56. Mapa dos domínios magnéticos relacionados ao Potássio Equivalente, divididos em 4 assinaturas: Alto K, Médio K, Baixo-Médio K e Baixo K.....	97
Figura 57. Imagem Aerogeofísica de Concentração de Urânio (ppm).....	99
Figura 58 Mapa dos domínios magnéticos relacionados ao Urânio Equivalente, divididos em 4 assinaturas: Alto U, Médio U, Baixo-Médio U e Baixo U.....	99
Figura 59. Imagem Aerogeofísica de Tório Equivalente (ppm).....	101
Figura 60. Mapa dos domínios magnéticos relacionados ao Tório Equivalente (eTh), divididos em 4 assinaturas: Alto Th, Médio Th, Baixo-Médio Th e Baixo Th.....	101
Figura 61. Imagem Aerogeofísica Ternária – RGB.	103
Figura 62. Mapa dos domínios magnéticos relacionado a composição ternária, divididos em 4 assinaturas: Alto K, U e Th; Alto U e Th; Baixo K, U e Th; Baixo K.....	103
Figura 63. Integração dos dados de Sinal Analítico e limites geológicos mapeados.	106
Figura 64. Integração dos dados de Composição Ternária (RGB) e limites geológicos mapeados.	106
Figura 65. Mapa com a compilação das campanhas de geoquímica de solo disponibilizadas pela Empresa Pereira Velho Exploração (PVE). Anomalias de primeira ordem para ouro demarcadas em magenta com valores entre 100 e 1090 ppb.....	108
Figura 66. Quadro resumo dos dados estruturais interpretados de forma regional. (Pinheiro, 2008).....	109

Figura 67. (a) Imagem geofísica em tons de cinza, ressaltando diferentes domínios de contornos aeromagnéticos, destacando a presença de dobras fechadas a isoclinais, com trend NW-SE, deslocadas, localmente, por descontinuidades aproximadamente N-S. (b) Interpretação detalhada da parte SW da imagem da figura anterior, mostrando os traços de dobras maiores observadas e respectivas zonas de cisalhamento, truncando as mesmas. Mostra ainda (seta amarela) a direção de vergência regional, relacionada à cinemática de transporte tectônico do cinturão onde a área está inserida. (Pinheiro, 2008).....	110
Figura 68. (a) Mapa de contorno a partir de dados de densidade polar do bandamento gnáissico. (b) Mapa de contorno a partir de dados de densidade polar do quartzito milonítico. (c) Plano axial dos planos médios inseridos no programa Stereonet, na forma de visualização 3D, inferindo uma vergência para SE com plunge $\sim 8^\circ$	111
Figura 69. Mapa de integração dos dados de geoquímica de solo (Au ppb) com a geologia da área de estudo.	113

LISTA DE TABELA

Tabela 1. Descrição dos Bancos de Dados de Gamaespectrometria.	23
Tabela 2. Descrição dos Bancos de Dados de Magnetometria.	24
Tabela 3. Relação de amostras enviadas para confecção de lâminas polidas.	26
Tabela 4. Associações minerais características dos halos de alteração hidrotermal nas fácies xisto-verde. Representadas em negrito, os minerais mais comuns.	52
Tabela 5. Análise modal do Biotita Gnaisse.	79
Tabela 6. Análise modal do Magnetita-Biotita Gnaisse.	81
Tabela 7. Análise modal do Piroxenito.	86
Tabela 8. Análise Modal do Sienogranito.	87
Tabela 9. Dados estatísticos das 983 amostras de geoquímica de solo.	107

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	18
1.1	OBJETIVOS	19
1.2	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	19
2	METODOLOGIA.....	21
2.1	LEVANTAMENTO E ANÁLISE BIBLIOGRÁFICA.....	21
2.2	SENSORIAMENTO REMOTO.....	21
2.3	AEROGEOFÍSICA.....	21
2.4	TRABALHO DE CAMPO	25
2.5	DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	26
2.6	PETROGRAFIA DE LUZ TRANSMITIDA E REFLETIDA	26
2.7	GEOQUÍMICA DE SOLO	27
2.8	TRATAMENTO, INTEGRAÇÃO E ANÁLISE DE DADOS	29
2.9	REDAÇÃO FINAL DA DISSERTAÇÃO	29
3	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	30
3.1	PROVÍNCIA BORBOREMA	30
3.1.1	Setor Setentrional.....	36
3.1.2	Setor Transversal	37
3.1.3	Setor Meridional	38
4	GEOLOGIA LOCAL.....	45
4.1	COMPLEXO ARAPIRACA	45
4.1.1	Sequência de Gnaisses Bandados (Unidade Arqueana)	45
4.1.2	Quartzitos (Paleoproterozoico).....	45
4.1.3	Formações Ferríferas Bandadas (Paleoproterozóico).....	46
4.1.4	Rochas Máficas-Ultramáficas (Paleoproterozóico)	46
4.1.5	Granitoides Indiscriminados (Neoproterozóico)	47
5	MODELO DA MINERALIZAÇÃO	49
5.1	DEPÓSITOS DE OURO OROGÊNICO.....	49
5.2	MINERALOGIA DOS DEPÓSITOS OROGÊNICOS.....	50
5.3	ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	51

5.4	FLUIDOS MINERALIZADORES	53
5.5	ESTRUTURAL	53
6	RESULTADOS	55
6.1	MAPEAMENTO GEOLÓGICO	55
6.1.1	Biotita Gnaise Migmatítico	57
6.1.2	Magnetita-Biotita Gnaise	60
6.1.3	Quartzitos.....	61
6.1.4	Formações Ferríferas Bandada (BIF)	63
6.1.5	Piroxenitos	65
6.1.6	Intrusões Graníticas	66
6.1.7	Veios de Quartzo	69
6.1.8	Veios Pegmatíticos	71
6.2	HIDROTHERMALISMO	72
6.3	GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	72
6.3.1	Evento D _n	74
6.3.2	Evento D _{n+1}	74
6.4	PETROGRAFIA.....	79
6.4.1	Biotita Granodiorito Gnaise	79
6.4.2	Magnetita-Biotita Tonalito Gnaise.....	81
6.4.3	Formação Ferrífera Bandada	84
6.4.4	Piroxenito.....	86
6.4.5	Hornblenda Sienogranito	87
6.4.6	Veio de Quartzo Sulfetado.....	90
6.5	GEOFÍSICA	93
6.5.1	Aeromagnetometria	93
6.5.2	Aerogamaespectrometria	95
6.5.3	Integração Geologia – Geofísica	104
6.6	GEOQUÍMICA DE SOLO	107
7	DISCUSSÕES	109
7.1	COMPARAÇÃO DOS DADOS ESTRUTURAIS REGIONAIS E LOCAIS	109
7.2	DEPÓSITO DE OURO OROGÊNICO?	111

8	CONCLUSÕES.....	114
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	116
	ANEXO A - MAPA DE PONTOS	123

1 INTRODUÇÃO

Em decorrência dos últimos fatos geopolíticos, invasão da Ucrânia pela Rússia, as relações comerciais e econômicas foram fortemente agravadas, causando um grande impacto no sistema monetário internacional. Em tempos de instabilidade, o ouro se torna bastante valioso e é considerado como uma reserva de valor em dias de incerteza. De acordo com o Conselho Municipal do Ouro, a compra de ouro pelos bancos centrais aumentou em 152% no ano de 2022. Estes eventos recentes fizeram com que o ouro valorizasse, atingindo a marca dos US\$ 2.041 a onça, sendo o segundo maior valor da história.

Grande parcela da produção mundial de ouro é encontrada e explorada em depósitos de ouro orogênico, que são distribuídos por todo o mundo. Neste tipo de depósito, normalmente os corpos de minério compreendem veios quartzo-carbonáticos, e o ouro associa-se a sulfetos e minerais de alteração hidrotermal (Eilu *et al.*, 1999; Goldfarb *et al.*, 2005). As zonas de assembleias de minerais de alteração se caracterizam pela presença de minerais guias e se dispõem de acordo com a proximidade com os veios mineralizados (Eilu *et al.*, 1999; Eilu & Groves, 2001).

Definido como uma descoberta recente, o depósito Pereira Velho, localizado entre os municípios de Coité do Nória, Limoeiro de Anadia e Taquarana (AL), é resultante de projetos exploratórios privados, os quais tiveram início no ano de 2014 e, atualmente, a empresa *Pereira Velho Exploração S.A.* possui alvarás de pesquisa com total direito de exploração na área.

O depósito aurífero Pereira Velho está inserido na Província Borborema, especificamente na Subprovíncia Externa ou Meridional, limitada a norte pelo Lineamento Pernambuco e a Sul pelo Cráton São Francisco. Seus terrenos pertencentes à Faixa de Dobramentos Sergipana, são considerados uma entidade orogênica de idade brasileira. Além disso, compreende o Domínios Rio Coruripe, onde se encontra inserido o Complexo Arapiraca.

Este trabalho tem como objetivo investigar a mineralização aurífera presente na região. Diante disso, foi necessário realizar um mapeamento geológico de detalhe, e ainda, foram feitos estudos petrográficos das rochas do Complexo Arapiraca, análise dos dados de geoquímica de solo e análise de dados geofísicos.

1.1 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo caracterizar o contexto geológico/estrutural da área do depósito aurífero Pereira Velho através da interpretação de dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos, descrição macroscópica das litologias da área e da mineralização aurífera auxiliado por descrições petrográficas e dados de geoquímica de solo. Os resultados deste trabalho podem fornecer dados importantes sobre a gênese da mineralização aurífera do depósito, além de auxiliar na elucidação quanto ao seu enquadramento no modelo de Depósito de ouro Orogênico.

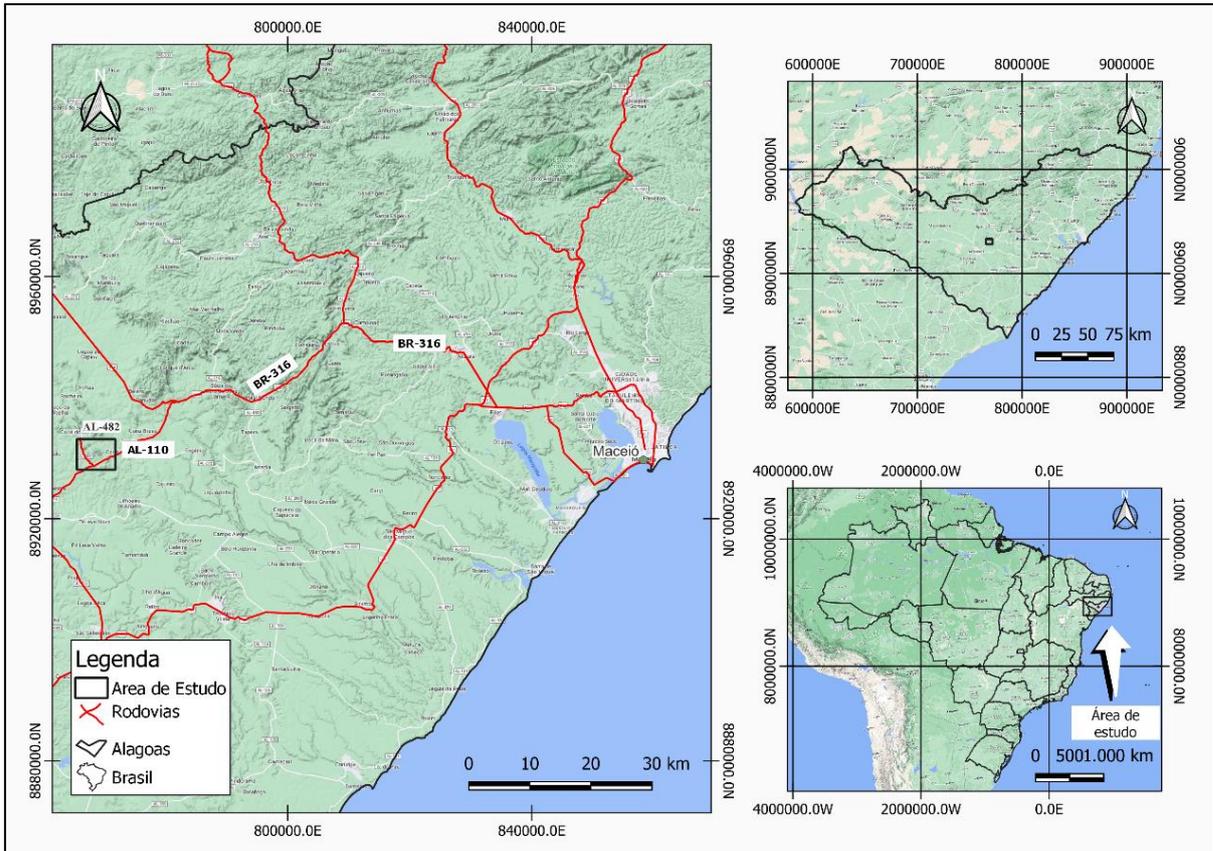
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo compreende aproximadamente 31,823 km² na região conhecida como Coité do Nóia, porção central de Alagoas, que envolve parte dos municípios de Coité do Noia, Limoeiro de Anadia e Taquarana. Esta região está localizada a cerca de 126 km a oeste da capital do Estado, Maceió.

O acesso à área de estudo pode ser feito partindo de Maceió através da BR-316, passando pelas cidades de Satuba, Pilar, Atalaia, Branca de Atalaia e Marimbondo, por uma distância de 102km, até a rodovia AL-110, por onde percorre por mais 26 km até chegar em Coité do Noia – AL (Figura 1).

Partindo de Coité do Noia até a área de estudo o deslocamento pode ser feito através de estradas não pavimentadas, além de percursos no interior de propriedades privadas.

Figura 1. Imagem de localização e vias de acesso à área de estudo.



Fonte: Próprio autor (2023).

2 METODOLOGIA

Com o intuito de alcançar os resultados apresentados neste trabalho, fez-se necessário executar diversas etapas. Dessa forma, neste capítulo será apresentado a sistemática utilizada para cumprir com os objetivos propostos, a qual foi distinguida em 9 processos: 1 – Levantamento e Análise Bibliográficas; 2 – Sensoriamento Remoto; 4 – Aerogeofísica; 5 – Petrografia de Luz Transmitida e Refletida; 6 – Geoquímica de Solo; 7 – Tratamento, integração e análise de dados; 8 -Redação Final da Dissertação.

2.1 LEVANTAMENTO E ANÁLISE BIBLIOGRÁFICA

A primeira etapa consistiu numa compilação e revisão bibliográfica de dados de livros, artigos científicos, dissertações de mestrado, monografias e teses de doutorado sobre a geologia da Província Borborema, com enfoque no Domínio Rio Coruripe, que teve como objetivo ampliar o conhecimento geológico e metalogenético da área de estudo, e assim auxiliar nas decisões tomadas ao longo do desenvolvimento deste trabalho para a região em estudo. Desta forma, fez-se o levantamento de informações necessárias para o planejamento adequado do mapeamento da área, tais como conhecimentos sobre as rochas aflorantes na região, bem como das alterações hidrotermais e as mineralizações já reconhecidas na área.

2.2 SENSORIAMENTO REMOTO

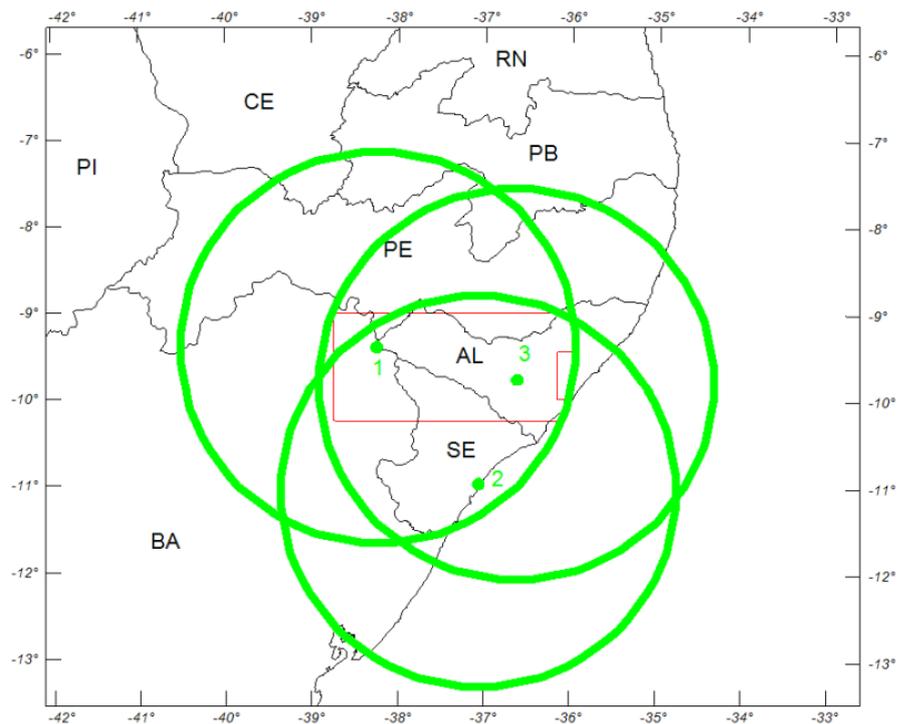
Previamente à fase de mapeamento, foram analisadas imagens de satélites disponíveis de forma que contribuísse para um melhor entendimento da geologia local, assim como geração dos mapas-base para campo. Inclui a aquisição de imagens satélite (Bing Satélite), ALOS Palsar para obtenção de dados topográficos e, delimitação de fotolineamento da área em estudo. Estas imagens foram adquiridas e processadas no *Software QGis 3.22 Białowieża*, utilizando os *plugins SRTM Downloader* e o *OpenTopography Downloader*.

2.3 AEROGEOFÍSICA

Os dados de aerogeofísicos utilizados neste trabalho envolveram Magnetometria e Gamaespectrometria que foram obtidos do levantamento do Projeto Aerogeofísico Paulo Afonso- Teotônio Vilela, executado pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM), o qual abrange grande parte do estado de Alagoas, e áreas dos estados de Pernambuco, Bahia e Sergipe (Figura 2).

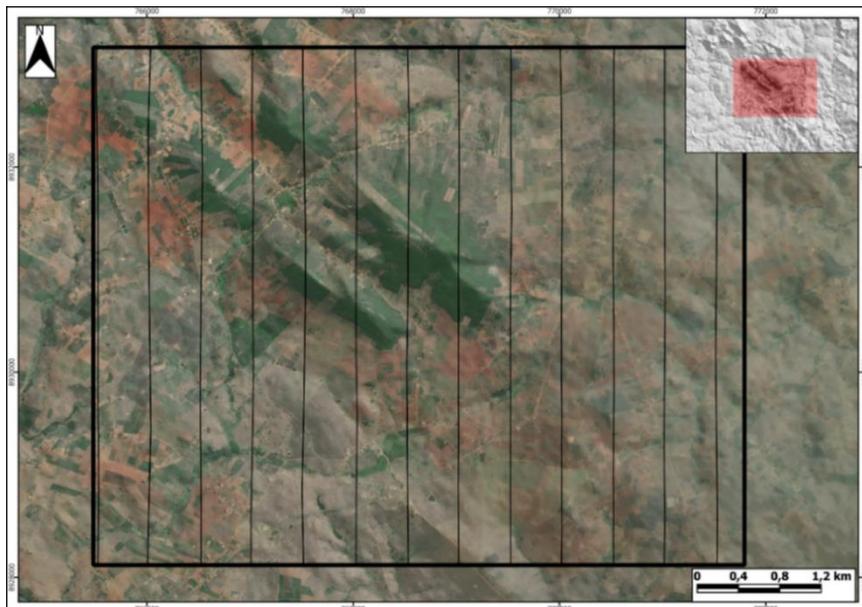
No Projeto Aerogeofísico Paulo Afonso-Teotônio Vilela, o aerolevante utilizou uma aeronave modelo PT-EPY equipada com magnetômetro, modelo Aeromaster VN2001, sensor magnetométrico de vapor de césio Scintrex CS-3. O levantamento utilizou linhas de voo e controle espaçadas de 0,5 km e 10,0 km orientadas N-S e linhas de controle E-W, possuindo intervalo entre medições geofísicas (magnéticas) consecutivas: até 0,01 s, decimadas para 0,1 s (Figura 3).

Figura 2. Localização das Estações de Monitoramento Magnético e Áreas de Cobertura.



Fonte: Serviço Geológico do Brasil (2011).

Figura 3. Mapa com linhas de voo inseridas na área de estudo, orientadas N-S com espaçamento de 0,5 km e 10,0 km.



Fonte: Próprio autor (2023).

Os dados aeromagnetométricos e gamaespectrométricos disponibilizados pela CPRM foram pré-processados, e disponibilizados em formato GDB, padrão GEOSOFT, conforme apresentado na Tabela 1 e 2.

Tabela 1. Descrição dos Bancos de Dados de Gamaespectrometria.

CAMPO	DESCRIÇÃO	UNIDADE
X	Coordenada UTM Este	m
Y	Coordenada UTM Norte	m
FIDUCIAL	Fiducial	-
GPSALT	Altitude GPS	Bar
BARO	Pressão barométrica	m
ALTURA	Altura de vôo (Radio-altímetro)	M
MDT	Modelo Digital do Terreno	m
CTG	Contagem Total Bruto	cps
KB	Potássio Bruto	cps
UB	Urânio Bruto	cps
TGB	Tório Bruto	cps
UUP	Urânio Up	cps
LIVE_TIME	Tempo Vivo	ms
COSMICO	Radiação Cósmica	cps
TEMP	Temperatura	°C
CTCOR	Contagem Total	cps

CAMPO	DESCRIÇÃO	UNIDADE
KCOR	Potássio Corrigido	cps
UCOR	Urânio Corrigido	cps
THCOR	Tório Corrigido	
CTEXP	Taxa de Exposição da Contagem Total	µR/h
KPERC	Concentração de Potássio	%
eU	Concentração de Urânio	ppm
eTH	Concentração de Tório	ppm
THKRAZAO	Razão Tório / Potássio	-
UKRAZAO	Razão Urânio / Potássio	-
UTHRAZAO	Razão Urânio / Tório	-
LONGITUDE	Longitude Geográfica	Graus decimais
LATITUDE	Latitude Geográfica	Graus decimais
DATA	Data de aquisição do dado	DD/MM/AAAA
HORA	Tempo referenciado ao meridiano 0°	hh:mm:ss

Fonte: Serviço Geológico do Brasil (2011).

Tabela 2. Descrição dos Bancos de Dados de Magnetometria.

CAMPO	DESCRIÇÃO	UNIDADE
X	Coordenada UTM Este	m
Y	Coordenada UTM Norte	m
FIDUCIAL	Fiducial	-
GPSALT	Altitude GPS	m
BARO	Pressão barométrica	Bar
ALTURA	Altura de voo (Radio-altímetro)	m
MDT	Modelo Digital do Terreno	m
MAGB	Campo Magnético Bruto	nT
MAGCOM	Campo Magnético Compensado	nT
MAGCOR	Campo Magnético Corrigido da Var, Diurna	nT
MAG_NIV	Campo Magnético Nivelado	nT
MAG_MIC	Campo Magnético Micronivelado	nT
MAGIGRF	Campo Magnético Mic, Corrigido IGRF	nT
IGRF	IGRF	nT
LONGITUDE	Longitude Geográfica	Graus decimais
LATITUDE	Latitude Geográfica	Graus decimais
DATA	Data de aquisição do dado	DD/MM/AAAA
HORA	Tempo referenciado ao meridiano 0°	hh:mm:ss

Fonte: Serviço Geológico do Brasil (2011).

O dado de magnetometria utilizado foi o Campo Magnético Nivelado, já tratado, porém foi reprocessado e calculado no software *Oasis Montaj* pertencente a Geosoft versão 6.4.2

(©2007 Geosoft Inc.), em projeção UTM (Datum WGS84, Zona 24S), com espaçamento de 50 m x 50m., resultando nos dados de:

- 1104_SINAL.grd - Sinal Analítico Magnético (nT/m);
- 1104_1DZ.grd - Primeira Derivada Vertical da Anomalia Magnética (nT/m);

Logo após o processamento das imagens de Sinal Analítico e Primeira Derivada Vertical, ambas foram suavizadas com *grid filter 3x3-convolution* em um *hanning* de 4 vezes.

O tratamento interpretativo dos dados gamaespectométricos, foram realizados de forma individual, para K, Th, U assim, os três dados foram utilizados para combinação ternária a partir de cores RGB. Todos os dados foram processados em projeção UTM (Datum WGS84, Zona 24S), com espaçamento de 50 m x 50m., resultando em:

- 1104_Kperc.grd - Concentração de Potássio (%)
- 1104_eU.grd - Concentração de Urânio (ppm)
- 1104_eTh.grd - Concentração de Tório (ppm)
- 1104_CT.grd - Taxa de Exposição da Contagem Total ($\mu\text{R/h}$)
- 1104_UKRAZAO.grd - Razão Urânio/Potássio
- 1104_UTHRAZAO.grd - Razão Urânio/Tório
- 1104_THKRAZAO.grd - Razão Tório/Potássio

O método de interpolação utilizado para elaboração dos grids foi a mínima curvatura (*Rangrid*), em uma malha de 50 metros.

2.4 TRABALHO DE CAMPO

A etapa de campo foi dividida em duas partes, a primeira etapa ocorreu entre os dias 25 de novembro de 2022 a 08 de dezembro de 2022 e a segunda, entre 10 de janeiro de 2023 e 09 de fevereiro de 2023. Nestes dias, consistiu-se na visita em afloramentos que representam as unidades geológicas predominantes na região, totalizando 190 pontos em uma área de 31,823 Km². Ao longo dos pontos descritos, permitiu-se a coleta de 270 amostras, utilizadas em descrição macroscópicas, confecção de lâminas delgadas para descrição microscópicas e registro fotográfico.

Ainda nesta etapa, o mapeamento consistiu em coleta e descrição de pontos em intervalos de 200 m de distância, o que configurou no maior detalhe e confiabilidade para confecção do mapa geológico na escala 1:20.000. Além disso, na coleta de informações estruturais e relações de contato, as medições foram feitas com a notação *Dip/Dip Direction* com a bússola “tipo *Brunton*” acoplada com clinômetro e declinação magnética corrigida.

A compilação dos dados consiste na integração de todos os dados adquiridos em campo com o objetivo de facilitar o acesso e visualização. As descrições macroscópicas e estruturais de campo foram redigidos em planilhas do Microsoft Office Excel, as quais serviram para confecção dos mapas e interpretação dos dados.

Para esta etapa, foram utilizadas as seguintes ferramentas: martelo geológico, um GPS interface *Garmin*, uma bússola “tipo *Brunton*”, câmera fotográfica, lupa de bolso, ácido HCl (10%) e os mapas confeccionados na etapa pré campo.

2.5 DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Após a coleta das amostras, foram feitas descrições a olho nu (com auxílio de lupa, além de reagentes químicos, tal como HCl), com o intuito de descrever por “estimativa visual” a composição mineralógica, feições texturais, alterações minerais e deformacionais, para no fim nomear a litologia das rochas aflorantes na área de estudo.

2.6 PETROGRAFIA DE LUZ TRANSMITIDA E REFLETIDA

A petrografia tem objetivo de caracterizar as rochas segundo mineralogia e textura, dessa forma, esta parte do trabalho foi dividida em duas etapas. A primeira consistiu na seleção de seis amostras das diferentes litologias descritas macroscopicamente, as quais foram enviadas para a confecção de lâmina polidas no laboratório Geolab Soluções em Geologia, em Olinda, Recife (Tabela 3).

Tabela 3. Relação de amostras enviadas para confecção de lâminas polidas.

LITOLOGIA	AMOSTRA	COORD_EAST	COORD_NORTH
BIF	ALS116	770959	8931841
Veio de Quartzo Sulfetado	ALS064	767064	8931431
Granito	ALS137	767147	8930063
Piroxenito	ALS086	766084	8930838
Biotita Gnaiss	ALS023	770900	8931964
Magnetita Biotita Gnaiss	ALS053	766183	8928276

Fonte: Próprio autor (2023).

Na segunda parte desta etapa foram realizadas descrições petrográficas de seis lâminas polidas em luz transmitida, investigando a mineralogia, texturas, estruturas, contato de grãos, deformações e alterações hidrotermais presentes. As análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia e Lupas do Departamento de Geologia da UFS, utilizando o microscópio

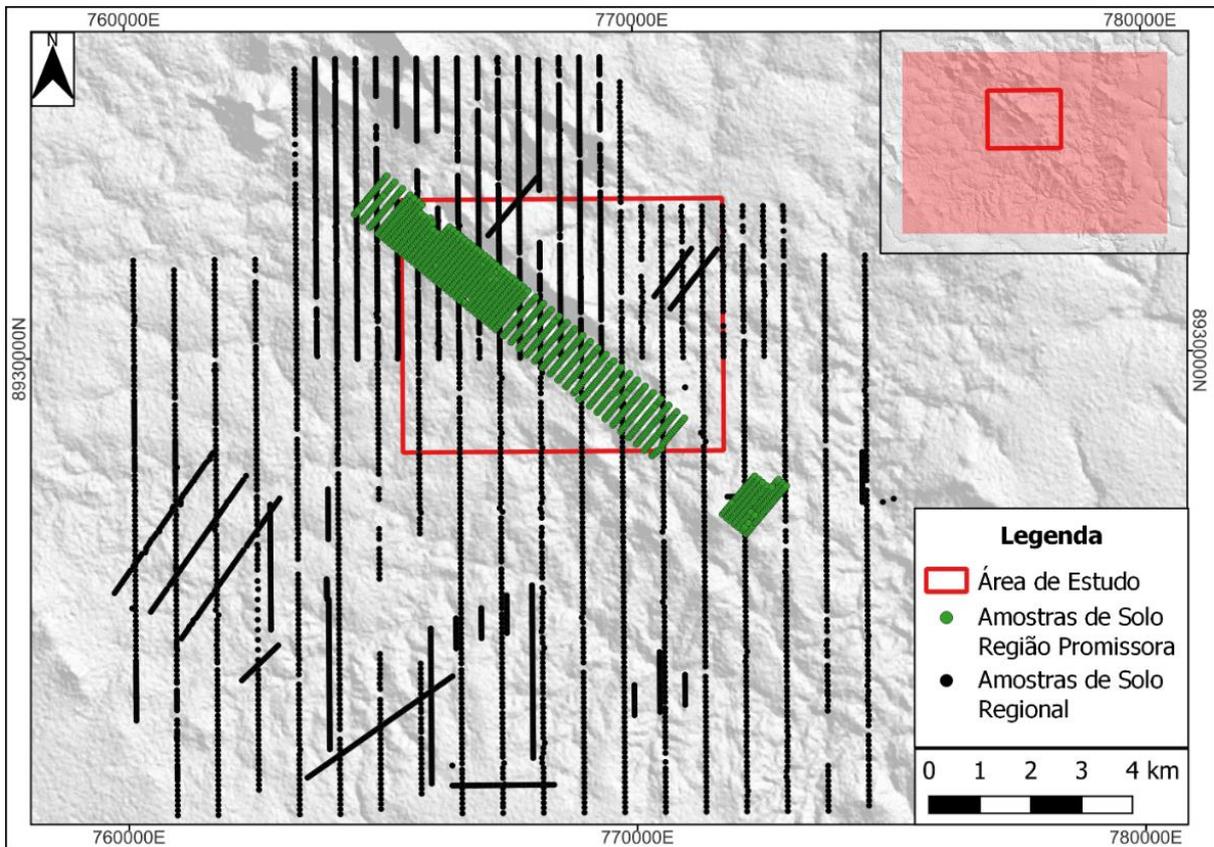
petrográfico binocular Olympus, modelo BX41, com as objetivas de 4x, 10x, 20x e 45x, com uma câmera digital acoplada para captura das imagens. Duas das seis lâminas foram selecionadas para análise em luz refletida com o objetivo de identificar os minerais opacos, foi utilizado microscópio petrográfico binocular Leica, modelo DM2700 P, do Laboratório de Microscopia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

A análise modal corresponde a quantificação dos constituintes mineralógicos na seção polida, a qual foi realizada a partir da contagem de pontos dentro da visualização na objetiva de 4x, percorrendo por toda a lâmina.

2.7 GEOQUÍMICA DE SOLO

A etapa de geoquímica de solo envolveu processamento e interpretação de 5.931 análises de geoquímica de solo cedidas pela empresa *Pereira Velho Exploração S.A. (PVE)*. Esses dados cobrem a área de pesquisa, conforme pode ser observado na Figura 4.

Figura 4. Mapa com dados de amostragem de solo, os pontos de cor preta são representantes da primeira fase de coleta de amostras, enquanto os pontos de cor verde são referentes à segunda fase de coleta de amostras de solo.



Fonte: Próprio autor (2023).

A PVE coletou as amostras de solo em duas etapas de levantamento. Na primeira etapa, de caráter regional, consistiu na coleta de 4.676 amostras de solos em uma malha composta por 34 linhas com direção N-S, 6 linhas com direção N40E e 1 linha com direção W-E. Nessa malha, das 34 linhas com direção N-S, 19 linhas possuem espaçamento de 800 metros entre linhas, 12 linhas apresentam espaçamento de 400 metros e 3 linhas apresentam espaçamento de 200 metros. Além disso, dentre as 6 linhas com direção N40E, 5 destas possuem 400 metros de distância. De forma geral, os pontos amostrais foram coletados com distâncias variando de 50m a 100m. Na segunda etapa foi efetuado um adensamento nas regiões mais promissoras, que totalizou 1255 amostras de solo. Nesta etapa foi adicionado um total de 61 linhas com direção N40E, divididas em 38 linhas com distância entre linhas de 100m, 23 linhas com distância de 200m. Nesta malha foi optado pela distância de 50m entre pontos de coleta, exceto em locais impróprios (afloramentos, drenagens e locais com solos alóctones).

O procedimento de coleta obedeceu a metodologia definida e utilizada pela Pereira Velho Exploração S.A, onde foram retirados vestígios de cobertura orgânica em um raio de aproximadamente 50 cm, seguido da abertura do solo com raio de aproximadamente 30 cm de diâmetro com auxílio de cavadeira e alavanca manuais. As amostras foram coletadas após a retirada minuciosa da cobertura orgânica ou horizonte A, quando presente, em uma profundidade que variou entre 30 e 60 cm, disposta em um saco de amostra e lacrada com sua numeração correspondente.

As amostras de solo apropriadamente identificadas, foram embaladas e organizadas em lotes para envio e análise química em laboratórios externos da ALS do Brasil Ltda. e SGS Geosol.

O procedimento de preparação de amostras adotado pelo laboratório da ALS consistiu na conferência, pesagem e secagem das amostras em estufa a 110°C. Após a secagem as amostras foram peneiradas a 180 *mícrons* ou 80 # (*mesh*), quarteadas e retirada uma alíquota de 50 gramas (código PREP-41). A determinação do Au ocorreu pelo método de *Fire Assay* e espectrometria de absorção atômica (código Au-AA24). Para os 33 demais elementos analisados, a determinação ocorreu pela dissolução em quatro ácidos seguido de espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente (ICP-AES) (código ME-ICP61).

A preparação física das amostras, realizada pela SGS, constitui na conferência, pesagem das amostras recebidas, seguido pelo método de Preparação Solo/Sedimento-Peneiramento à 80# (*mesh*) (PREPS80-PA), secagem, desagregação, peneiramento à 80 # (*mesh*) ou 180 *mícrons*, pesagem do retido e do passante e quarteamento do passante em quarteador tipo *Jones*.

Para as análises químicas, alíquotas de 50 gramas são submetidas ao método de Determinação de Au por *Fire Assay*-AAS-Fusão de 50 g (FAA505), fusão, copelação, digestão e leitura por AAS-50 g/ 5 mL (espectrometria de absorção atômica). As análises multielementares, incluindo Cu, Pb, Zn, Ni, Co e Ag, foram analisados pelo método ICP-14B (Determinação por Digestão com Água Régia) e ICP-OES (espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente). Além disso, no pacote analítico, ICP-14B, os teores de Cu possuem um limite de detecção de 1 ppm, e no método de fusão (*Fire Assay*) e análise por ICP analisados Pd e Pd, todos com limite de detecção de 5 ppb.

2.8 TRATAMENTO, INTEGRAÇÃO E ANÁLISE DE DADOS

As descrições geológicas, macroscópica e microscópica, foram integradas com as descrições geofísicas com o objetivo de obter um mapeamento geológico com maior detalhe e consistência. Os dados estruturais foram utilizados para elaboração de estereogramas no programa *Stereoreo 8 by Rick Allmendinger*. Todos os dados foram então compilados com o auxílio do *Software QGis 3.22 Białowieża*. Além disso, fotos e figuras foram editadas através do *Software Inkscape* (editor de gráficos vetoriais).

2.9 REDAÇÃO FINAL DA DISSERTAÇÃO

Com o término das etapas de campo e pós campo (em laboratório), os resultados das discussões e considerações finais do presente trabalho foi fruto da consolidação e interpretação dos dados coletados e tratados, que auxiliaram na integração e comparação dos dados existentes na literatura.

A confecção e padronização do texto foi realizada no *Microsoft Office Word 2019*, utilizando as normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT).

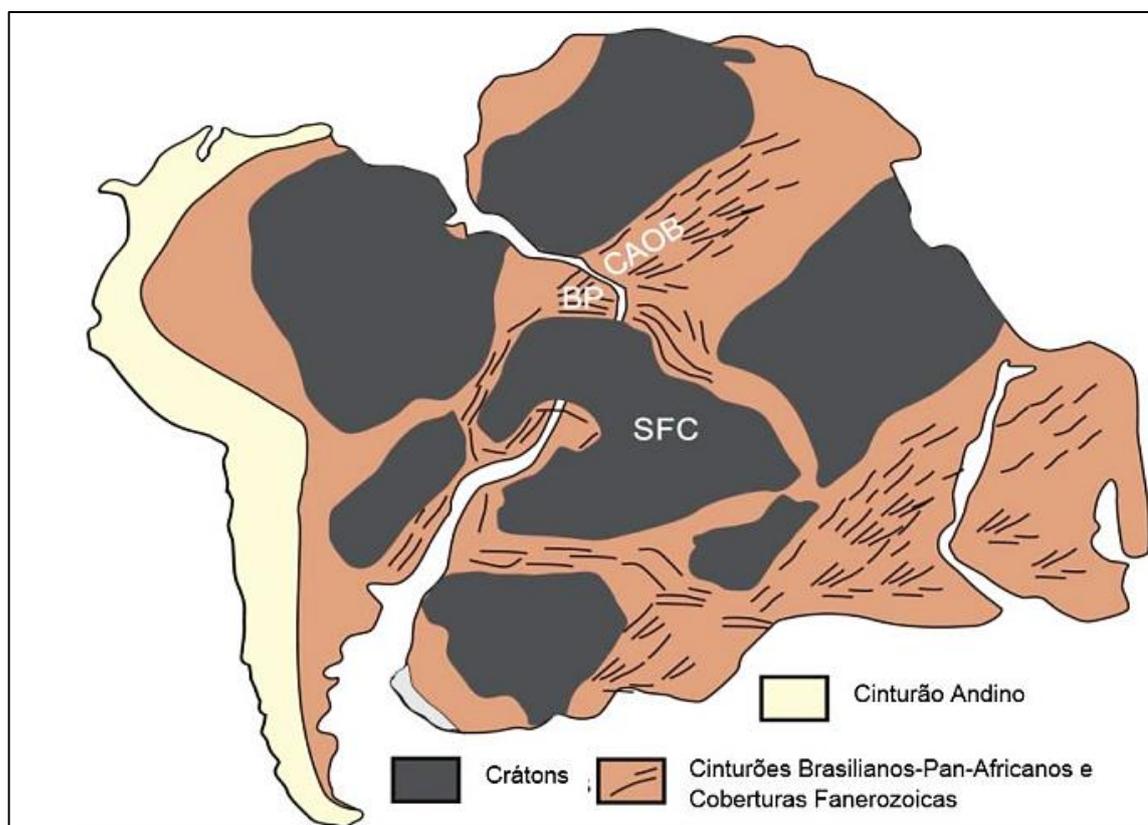
3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema (PB), localizada no Escudo Atlântico da Plataforma Sulamericana, abrange uma área de aproximadamente 380.000 km², limitado a oeste, pela Bacia do Parnaíba; a noroeste, pelo Cráton São Luiz; de norte a leste, pelas bacias marginais Ceará, Potiguar, Pernambuco, Paraíba e Sergipe-Alagoas; e a sul, pelo Cráton São Francisco.

Durante o contexto pré-rifte Mesozoica, a PB fazia parte de um mega-cinturão móvel Panafricano/Brasiliano, constituído o Gondwana Ocidental, limitada a norte pelos Crátons São Luiz, Amazônico e Oeste Africano, e a sul, pelos Crátons São Francisco e Congo (Brito Neves *et. al.*, 2000; Caby 1989; Castaing *et. al.*, 1994; Brito Neves *et. al.*, 2003; Trompette 1997; Van Schmus *et. al.*, 1995; 2008; 2011) (Figura 5).

Figura 5. Reconstrução pré-drifte da América do Sul e África, mostrando o cinturão Andino, crátons Arqueanos e Proterozoicos, e Províncias Brasilianas/Panafricanas do Gondwana Oeste. BP - Província Borborema; CAOB - Cinturão Orogênico Central Africano; SFC – Cráton São Francisco.



Fonte: Neves *et. al.* (2016).

A origem da PB é atribuída aos eventos de colisão e amalgamação dos Crátons Amazônico, São Luís - Oeste Africano e São Francisco-Congo, que resultaram dos processos atuantes durante a formação da porção oeste do supercontinente Gondwana durante a orogenia Brasileira/Pan-Africana.

A estruturação da Província ocorreu durante a evolução de dois ciclos tectônicos distintos, um do Mesoproterozoico Superior, Orogênese Cariris Velhos e outro atuante durante o Neoproterozoico Superior (Ciclo Pan-Africano/Brasiliano). No embasamento da província foram descritas evidências de ciclos tectônicos atribuídos a importantes estágios de amalgamação continental atuantes durante o Paleoproterozóico (Ciclo Transamazônico) e Arqueano.

Foi inicialmente definida por Almeida *et. al.*, (1977; 1981) como conjunto de blocos e sistemas de dobramentos estruturados durante a Orogenia Brasileira. Com a evolução das pesquisas, atualmente, a província consiste em um mosaico de faixas de dobramentos e domínios separados por grandes zonas de cisalhamentos brasileiras. Em geral, consiste em um embasamento gnáissico-migmatítico de idade Paleoproterozoica, rochas supracrustais rochas supracrustais neoproterozoicas, intrusões graníticas ediacaranas, ortognaisses tonianos e ortognaisses estaterianos a calimínianos.

A sua evolução está atribuída em três eventos tectono-magmáticos, são eles: o evento Transamazônico (2,2-2,0 Ga), o evento Cariris Velhos (1,1-0,94 Ga) e o evento Brasiliano-Pan-africano (0,65-0,57 Ga).

a) Evento Transamazônico – Eburmiano (2,2-2,0 Ga):

Consiste em um evento orogênico correspondente à formação do embasamento Paleoproterozoico da província, um período de crescimento crustal intenso, seguido de acreção. De acordo com Rogers (1996), esse período corresponde à amalgamação de vários blocos crustais, formando o continente Atlântica.

b) Evento Cariris Velhos (1,1-0,94 Ga):

Na região Central e Sul da Província Borborema, são encontrados ortognaisses e rochas metassedimentares retrabalhados, com idades entre 1,1-0,94 Ga, sendo elas atribuídas ao evento toniano Cariris Velhos. As quais possuem uma assinatura geoquímica de ambientes colisional ou arco magmático, interpreta-se que naquele intervalo de tempo, houve acreção de corpos alóctones (terrenos).

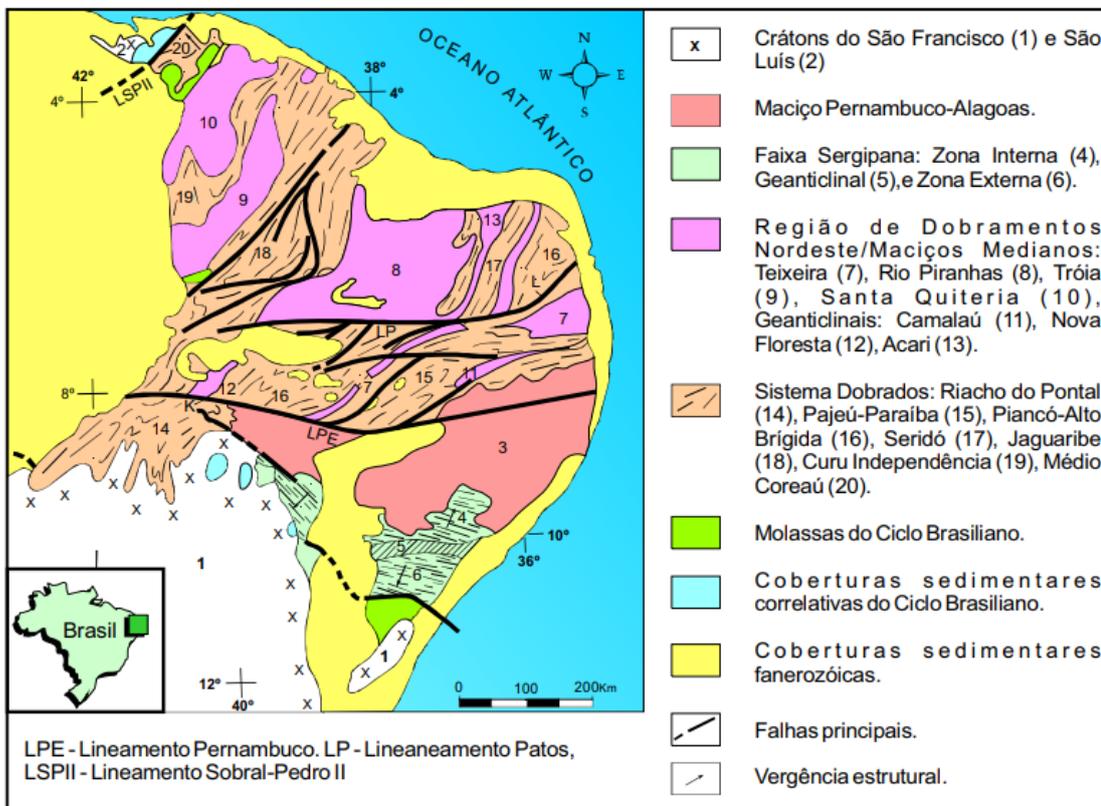
c) Evento Brasileiro - Panafricano (0,65-0,57 Ga)

O evento, é descrito por pesquisadores como o principal evento tectonotermal da PB, por ser causador do metamorfismo de alta temperatura e adição magma à crosta. Nesse período houve o desenvolvimento de um sistema de extensas zonas de cisalhamento, representado pelas zonas de cisalhamento Pernambuco e Patos, tendendo a E-W com ramificações sinistrais a NE-SW.

Apesar dos estudos geológicos acerca da Província Borborema, há um debate sobre os seus modelos evolutivos, alóctone, intracontinental e subducção. Proposto por Santos (1995), Santos e Medeiros (1999), Ferreira *et al.* (2008); Oliveira *et al.* (2004), Santos *et al.* (2008) e Brito Neves *et al.* (2014; 2000), o modelo alóctone é resultante de uma colisão de terrenos alóctones, onde as rochas e estruturas desenvolveram durante a orogêneses Cariris Velhos (~1 Ga) e orogênese Brasileira (650-580 Ma). O modelo intracontinental, apresentado por Neves (2003), se opõe aos dois outros modelos, ou seja, as faixas Camarões e Nigéria e os Crátos Amazônico, São Francisco/Congo e Oeste Africano, formam apenas um único continente (2,2-2,0 Ga), a partir do rifteamento e logo após convergência dos blocos. Enquanto o modelo de subducção sugere que oceanos separavam a PB dos Crátos Amazônicos e São Francisco. Segundo Oliveira *et al.* (2010), o Cinturão Sergipano formou-se a partir da colisão do domínio Pernambuco-Alagoas com o Cráton São Francisco, ocorrendo deformação na margem passiva e as intrusões graníticas no cinturão.

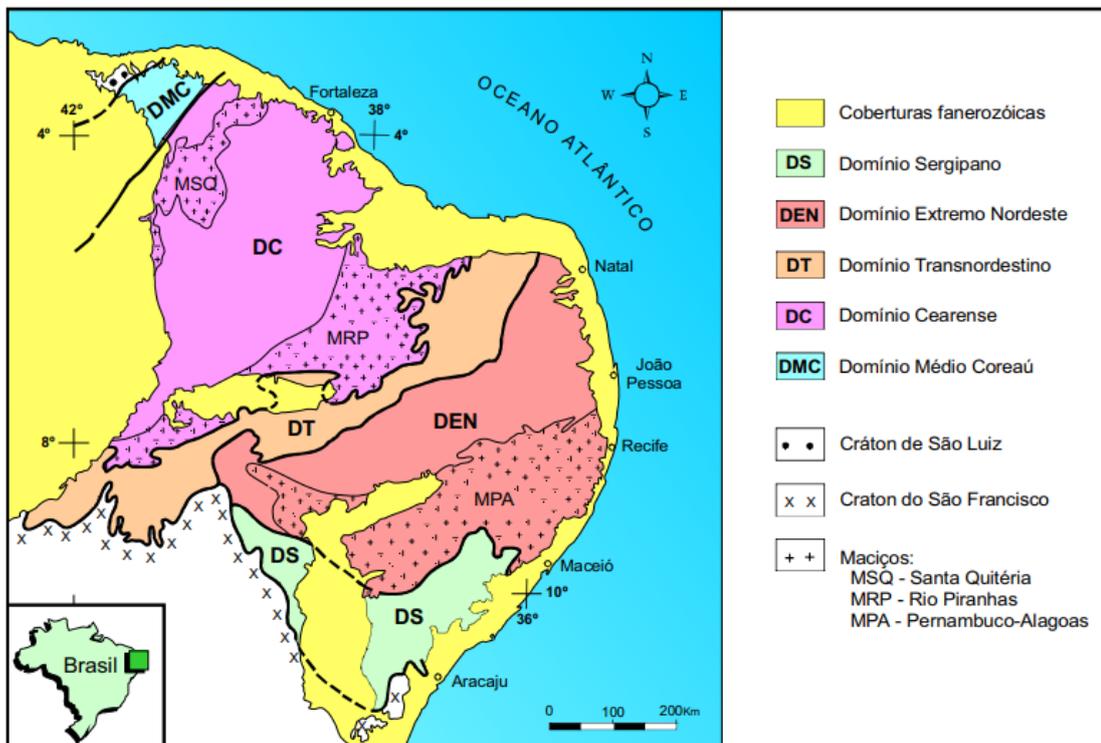
Diversas sugestões nas divisões internas da PB foram feitas por pesquisadores. Inicialmente, houve a primeira caracterização foi feita por Almeida *et al.* (1977, 1981), compartimentando o território brasileiro em dez províncias estruturais (Figura 6). Com o decorrer dos estudos, diversos autores subdividiram a PB em diversos segmentos, englobando faixas dobradas, supracrustais e maciços. Logo após, aperfeiçoando o modelo de evolução, subdividiram em domínios estruturais (Figura 7).

Figura 6. Faixas dobradas e maciços na Província Borborema.



Fonte: Almeida *et. al.* (1976).

Figura 7. Domínios estruturais da Província Borborema/Região de Dobramentos Nordeste.

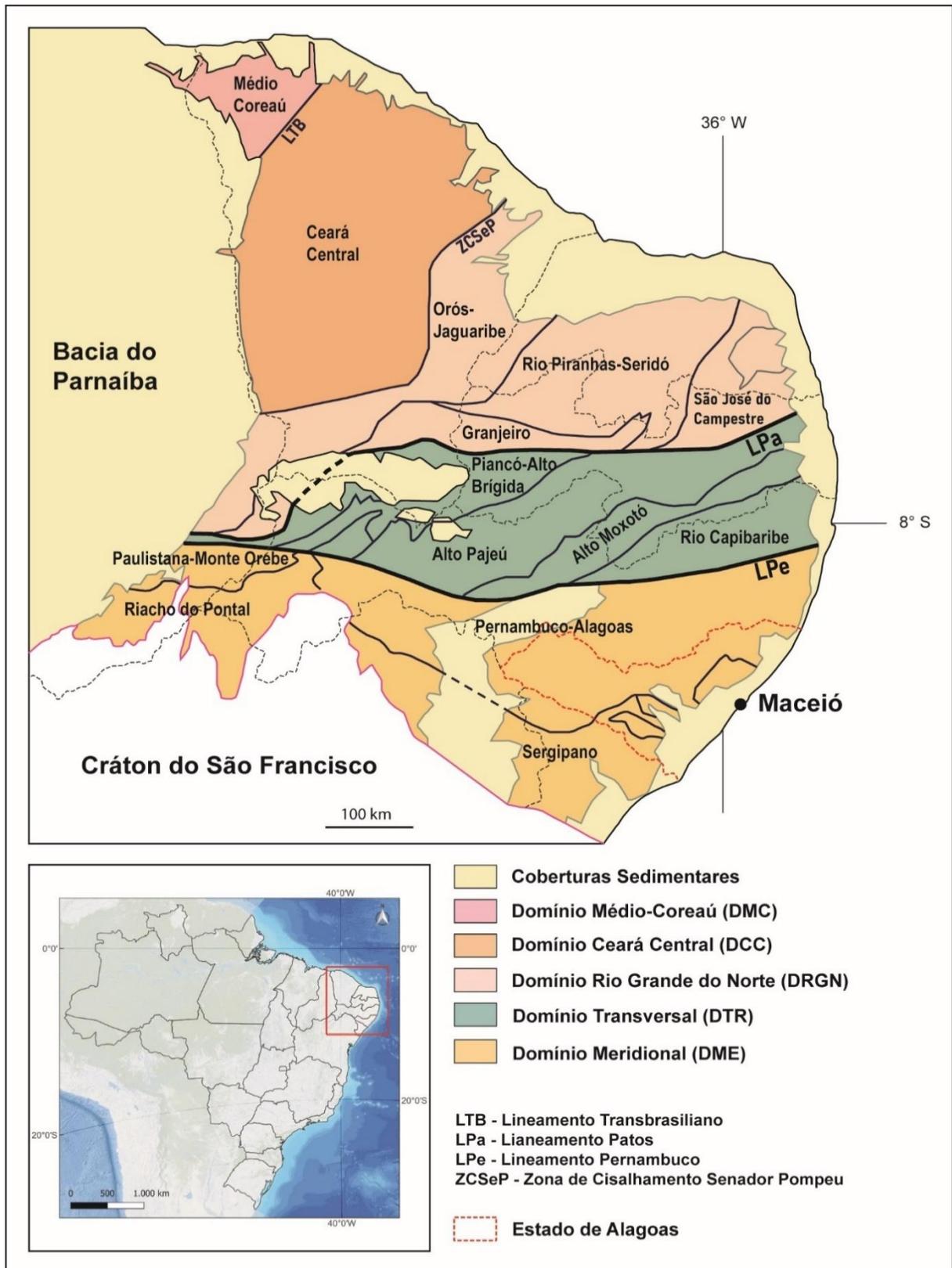


Fonte: Santos *et. al.*, (1984).

Com a evolução das técnicas de datação U-Pb em zircão e de Sm-Nd em rocha total a separação da Província Borborema em domínios tectônicos tornou-se mais efetiva.

Atualmente a subdivisão mais difundida para a Província Borborema baseia-se na obra de Brito Neves *et. al.* (2000), em que a província é dividida três setores, setentrional, transversal e meridional, os quais são constituídos em cinco grandes domínios tectônicos, a saber: Domínio Médio Coreaú (DMC), Domínio Ceará Central (DCC), Domínio Rio Grande do Norte (DRGN), Domínio da Zona Transversal (DZT) e Domínio Meridional (DM) (Figura 8). Sendo sua atual configuração estrutural formada por um mosaico de domínios independentes e justapostos ao longo de zonas de cisalhamento, sendo que essas zonas de cisalhamento foram precedidas por metamorfismo, com o desenvolvimento, em geral, de um sistema de *Nappes* (Caby e Arthaud, 1986).

Figura 8. Domínios Tectônicos da Província Borborema e principais Faixas Móveis e Terrenos associados



Fonte: modificado de Brito Neves *et al.* (2000); Delgado *et al.* (2003); Silva (2006).

3.1.1 Setor Setentrional

3.1.1.1 Domínio Médio Coreaú (DMC)

O Domínio Médio Coreaú ocorre no extremo noroeste do estado do Ceará e é delimitado a sudeste pelo Lineamento Transbrasiliano (LTB). Seus limites são recobertos pelas coberturas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Parnaíba.

Este domínio é constituído por um Embasamento paleoproterozóico inferior representado pelo Complexo Granja, que inclui suítes tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) juvenis (Fetter *et. al.* 2000, Santos *et. al.*, 2009), desenvolvidos provavelmente, em um sistema de arco de ilhas, gnaisses de alto grau, anfíbolitos, granulitos e leucogranitos (Santos *et. al.*, 2001). Inclui sequências metavulcanossedimentares, intrusões graníticas brasileiras e pós brasileiras que ocorreram entre 600 e 532 Ma (Santos *et. al.*, 2008). Além de conglomerados, arenitos, siltitos e argilitos Paleozoicos (Grupo Jaíba) resultantes da reativação do LT (Oliveira & Mohriak, 2003).

3.1.1.2 Domínio Ceará Central (DCC)

O Domínio Ceará Central é limitado a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano e a leste pelo Lineamento Senador Pompeu (LSP). Segundo Arthaud *et. al.*, (2008), este domínio é subdividido, em quatro principais unidades litoestruturais.

Constituído por um embasamento Paleoproterozoico juvenil de 2,14 – 2,10 Ga (Fetter *et. al.*, 2000; Martins, Oliveira & Lafon 2009) representado por ortognaisse e migmatito com assinatura geoquímica de suítes TTG. Ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica, complexo máfico a ultramáfico e unidades vulcanos-sedimentares do Maciço de Tróia Pedra Branca. Intrusões graníticas félsicas de alto potássio do Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Além das coberturas neoproterozoicas do Grupo Ceará composta por uma sequência predominantemente metapelítica com finas camadas de quartzito, metacalcário, camadas de rocha metavulcânica félsica e anfíbolito.

3.1.1.3 Domínio Rio Grande do Norte (DRGN)

O Domínio Rio Grande do Norte é limitado ao sul pelo Lineamento Patos (LP) e ao oeste pelo LSP. Compreende um embasamento de idade riaciana a orosiriana. Foi intensamente afetada por intrusões graníticas de idade brasileira, associada a zonas de cisalhamento transcorrentes (Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et. al.*, 1995; Dantas, 1997; Brito Neves *et.*

al., 2000). O DRGN subdivide-se entre os Domínios São José do Campestre, Rio Piranhas e Jaguaribeano, além da Faixa Seridó (Jardim de Sá, 1994; Brito Neves *et. al.*, 2000).

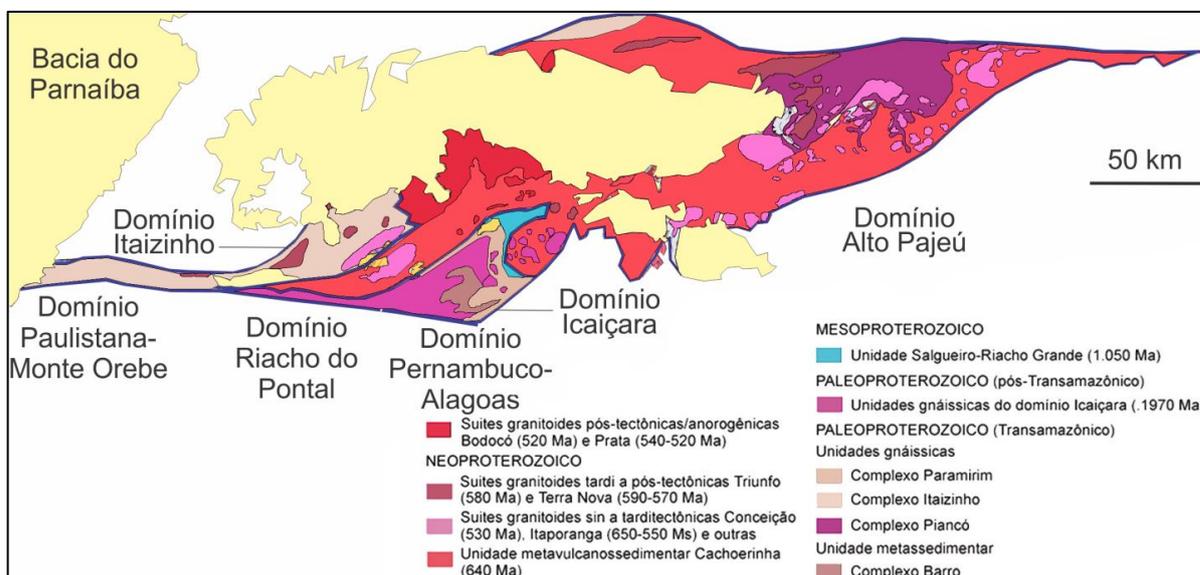
3.1.2 Setor Transversal

3.1.2.1 Domínio da Zona Transversal (DZT)

A zona transversal é dividida em seis domínios: Domínio Cachoeirinha, Itaizinho, Icaíças, Alto Pajeú, Alto Moxotó, Rio Capibaribe.

Os Domínios Cachoeirinha, Itaizinho, Icaíças localizam-se na porção oeste do Setor Transversal, entre o Lineamento Patos e a Zona de cisalhamento Serra do Caboclo (Figura 9).

Figura 9. Os domínios Cachoeirinha, Itaizinho e Icaíças.



Fonte: Geologia do Brasil (2012).

O Cachoeirinha é constituído por um embasamento formado no Ciclo Transamazônico (Piancó) e granitoides do Ciclo Brasileiro (Faixa Cachoeirinha), sua estruturação é marcada por corpos litológicos alongados que acompanham uma geometria sigmoidal do domínio além de ocorrer intrusões granitoides neoproterozoicas e cambrianas. Enquanto os domínios Itaizinho e Icaíças são núcleos de rochas paleoproterozoicas e granitoides brasileiros, encaixados por zonas de cisalhamento entre os domínios Orós-Jaguaribe, Cachoeirinha e Alto Pajeú e delimitados ao sul pelo Lineamento Pernambuco.

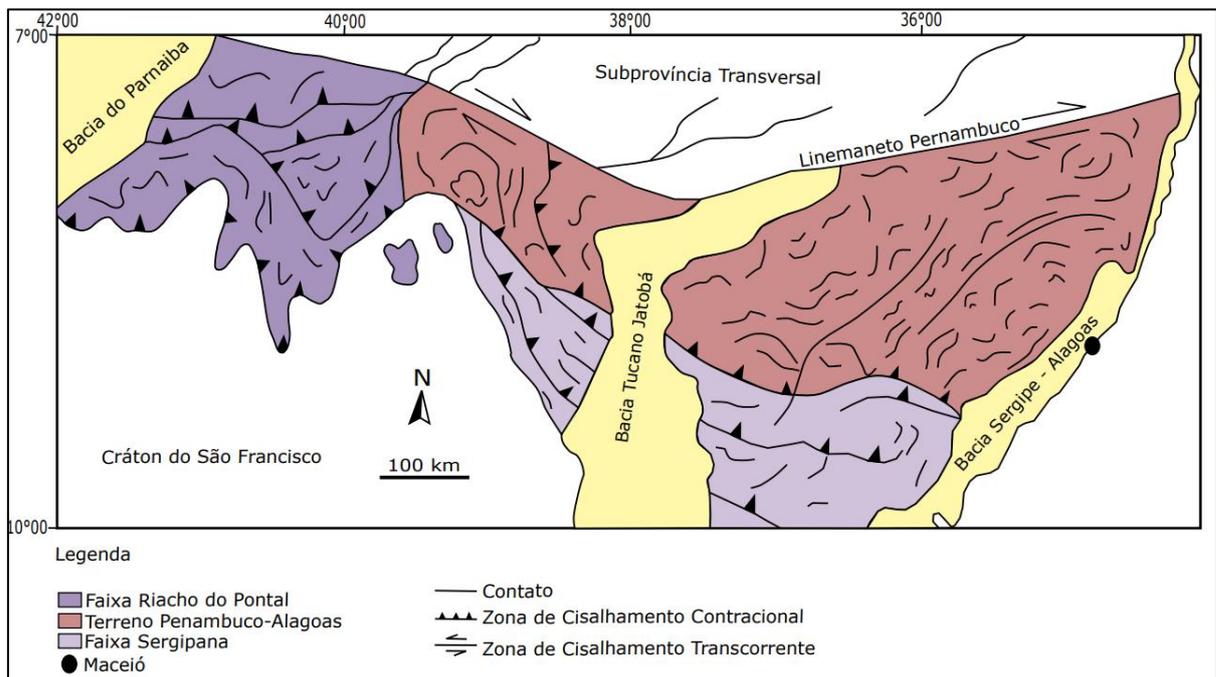
Os Domínios Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Caribaribe são limitados ao norte pelo Lineamento Patos e ao sul pelo Lineamento Pernambuco e entre eles pelas zonas de cisalhamento Serra do Caboclo, Serra de Jabitacá, Congo-Cruzeiro do Nordeste.

O Domínio Alto Pajeú é constituído por gnaisses granitoides do Evento Cariris Velhos (complexos Afogados da Ingazeira, Floresta e outros) inseridos em metavulcanossedimentares (Santos *et. al.*, 2003; Medeiros 2004). Durante o Brasiliano, foram gerados granitoides sin a pós- -tectônicos e diques peralcalinos (Ferreira *et. al.*, 2004). O Domínio Alto Moxotó é formado por rochas transamazônicas, supracrustais e intrusões de granitoides brasilianos do tipo A (Ferreira *et. al.*, 2004), envolvendo um metamorfismo de médio a alto grau. Enquanto o Domínio Rio Capibaribe é constituído por rochas supracrustais brasilianas que recobrem as metavulcanossedimentares, granitoides gnassificados, intrusões anorogênicas graníticas, granodioríticas e gabro-anortosíticas (Sá *et. al.* 2002) afetadas pelo Evento Brasiliano.

3.1.3 Setor Meridional

O Setor Meridional estende-se entre o Lineamento Pernambuco e o Cráton São Francisco (Brito Neves *et. al.*, 2000; Santos *et. al.*, 2000, 2010). Este setor divide-se em Domínio Pernambuco-Alagoas e Faixas Riacho do Pontal e Sergipana (Figura 10).

Figura 10. Mapa simplificado da Subprovíncia Meridional da Província Borborema.



Fonte: Modificado de Santos *et. al.* (2010).

3.1.3.1 Domínio Pernambuco-Alagoas (PEAL)

O Domínio Pernambuco é limitado a norte pelo domínio da Zona Transversal, e a sul e oeste pelos domínios Sergipano e Riacho do Pontal. Esta área é dividida em domínio Pernambuco-Alagoas Leste e domínio Pernambuco-Alagoas Oeste pelo sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá. De acordo com Van Schmus *et al.*, (2008), este domínio compreende um dos segmentos crustais mais importantes da Sub-província Meridional.

Nas últimas décadas, o domínio já recebeu diversas denominações entre as principais: batólito (Dantas *et al.*, 1970), maciço (Brito Neves, 1975), área cratogênica (Melo *et al.*, 1977), terreno/maciço (Santos, 1995), terreno (Santos, 1996), complexo (Silva Filho *et al.*, 2002), domínio (Van Schmus *et al.*, 2008) e superterreno (Brito Neves, 2017).

Brito Neves *et al.* (1982) definiu originalmente por como um maciço formado por gnaisses e migmatitos de idade arqueana a paleoproterozoica, intrudidos por granitoides brasileiros. Atualmente, em uma nova concepção, compreende o domínio como uma complexa colagem de unidades de idades diversas (Van Schmus *et al.* 1995; Silva Filho *et al.* 2002; Oliveira, 2006).

Santos (1995), Medeiros & Santos (1998) e Medeiros (2000), reconheceram e definiram que o domínio é constituído por dois principais complexos metamórficos, que incluem ortognaisses migmatizados (Complexo Belém de São Francisco) e rochas supracristais migmatizados localmente migmatizados (Complexo Cabrobó), granitoides tonianos (Brito *et al.*, 2008) e neoproterozoicos sin, pós a tardi-tectônicos com distintas características químicas geradas por protólitos diferentes (Silva Filho *et al.*, 2002). Estes complexos metamórficos são intrudidos por rochas plutônicas relacionadas ao Evento Cariris Velho (Esteniano/Toniano) e Ciclo Brasileiro (Ediacarano).

3.1.3.2 Faixa Riacho do Pontal

A Faixa Riacho do Pontal (Brito Neves, 1975) localiza-se na margem norte do Cráton do São Francisco, no domínio sul da PB, limitado pelos estados da Bahia, Pernambuco e Piauí. Constituído por uma atividade magmática, deformacional e metamórfica intensa, a qual foi desenvolvida durante o neoproterozoico tardio ao Cambriano (~630-500 Ma).

Esta região pode ser dividida em três domínios ou zonas de acordo com Oliveira (1998). De norte a sul, denomina-se de Zona Interna, Central e Zona Externa.

A Zona Interna é limitada à noite pela zona de cisalhamento Pernambuco e é constituída por sequências metavulcanosedimentares (complexos Paulistana, Santa Filomena e Morro

Branco), intrudidas por suítes ígneas, além de complexos máfico-ultramáficos (de Brejo Seco e São Francisco de Assis), granitos sin-colisionais (suítes Afeição e Rajada) e granitos alcalinos tardi a pós-colisionais (Suíte Serra da Aldeia).

A Zona Central é denominada de “sinforme de Monte Orebe” (Kreysing *et. al.* 1973; Angelim 1988; Moraes 1992) devido sua característica estrutural sinformal de direção leste-oeste. É composta por rochas metavulcânicas básicas e rochas metassedimentares de ambiente marinho-profundo, metamorfizadas em fácies xisto verde (Santos & Caldasso, 1978; Angelim *et. al.* 1988; Gomes, 1990; Moraes, 1992).

A Zona externa é constituída pelas rochas supracrustais do Grupo Casa Nova (Souza *et. al.* 1979), subdividida nas unidades metassedimentares de ambiente marinho plataformal da Formação Barra Bonita e marinho profundo, da Formação Mandacaru (Figuerôa & Silva Filho, 1990; Santos & Silva Filho, 1990).

A três zonas acima, são cortadas por granitos brasileiros que foram subdivididas devido suas feições deformacionais em três gerações: Sin-Colisionais, Sin a Tardi-Colisional e Tardi a Pós-Colisional.

3.1.3.3 Cinturão Sergipano

O Cinturão Sergipano está inserido no Setor Meridional da Província Borborema e sua origem está relacionada a colisão do Domínio Pernambuco-Alagoas com o Cráton do São Francisco-Congo, durante à Orogenia Brasileira/Pan Africana no Neoproterozóico

Com sua forma triangular e direção geral ESE-WNW, limita-se ao norte com o Domínio Pernambuco-Alagoas e, ao sul, com o Cráton do São Francisco (D’el-Rey Silva, 1999). De acordo com Oliveira *et. al.* (2015), essa faixa compreende uma sequência de rochas supracrustais metamorfizadas na fácies xisto verde a anfibolito e com características de margem continental passiva a bacias de *foreland*. O grau metamórfico nesse orógeno, aumenta progressivamente de sul a norte, a partir do Cráton do São Francisco, registrando anquimetamorfismo e fácies xisto verde nos Domínios Estância e Vaza Barris gradando a fácies anfibolito alto no Domínio Macururé (D’el-Rey Silva, 1999; Oliveira *et. al.*, 2006).

Davison e Santos (1989) consideraram a Faixa Sergipana como colagem de cinco domínios tectono-estratigráficos distintos, com características litoestratigráficas, estruturais e metamórficas diferentes, ademais, foram separados por extensas zonas de cisalhamento, de sul para norte: Vaza Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo e Canindé.

Brito e Mendes (2011), reorganizaram a compartimentação tectônica na porção norte da Faixa Sergipana, com base em dados litológicos, estruturais e geofísicos, nos Domínios Canindé, Poço Redondo-Marancó, Rio Coruripe e Macururé, os quais são limitados por extensas zonas de cisalhamento transpressional e transcorrentes com presença de basement inliers Jirau do Ponciano no Domínio Macururé (Brito *et. al.* 2009)

No presente trabalho é adotada a classificação sugerida por Mendes e Brito (2009); Brito e Mendes (2011) para o Cinturão de Dobramentos Sergipano, na área da folha Arapiraca: domínios Estância, Vaza-Barris, Macururé, Marancó, Poço Redondo, Canindé e Rio Coruripe (Figura 11).

3.1.3.3.1 *Domínio Estância*

Limita-se a norte pela zona de cisalhamento transpressional Itaporanga, representa a cobertura sobre o Cráton do São Francisco, e é o menos deformado. Consiste em rochas metassedimentares com estruturas primárias preservadas (estratificação plano paralela, cruzada e laminação).

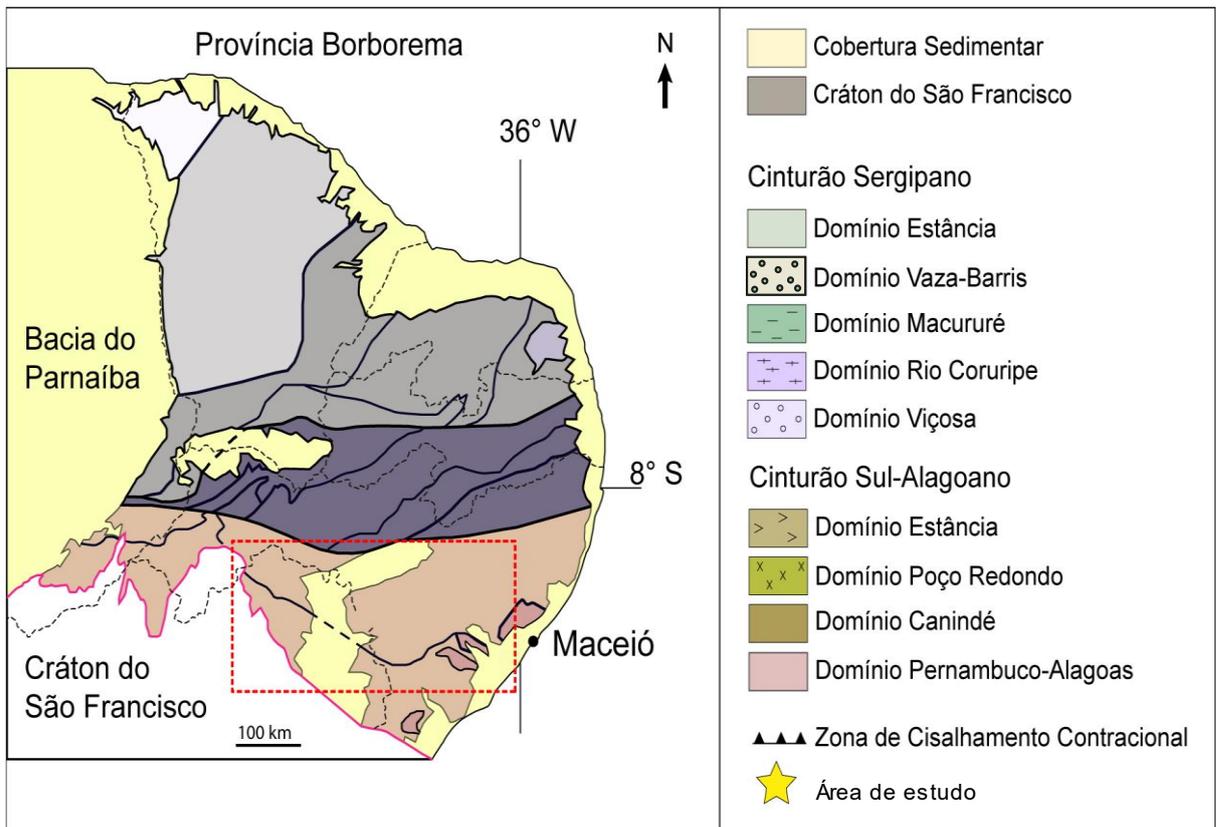
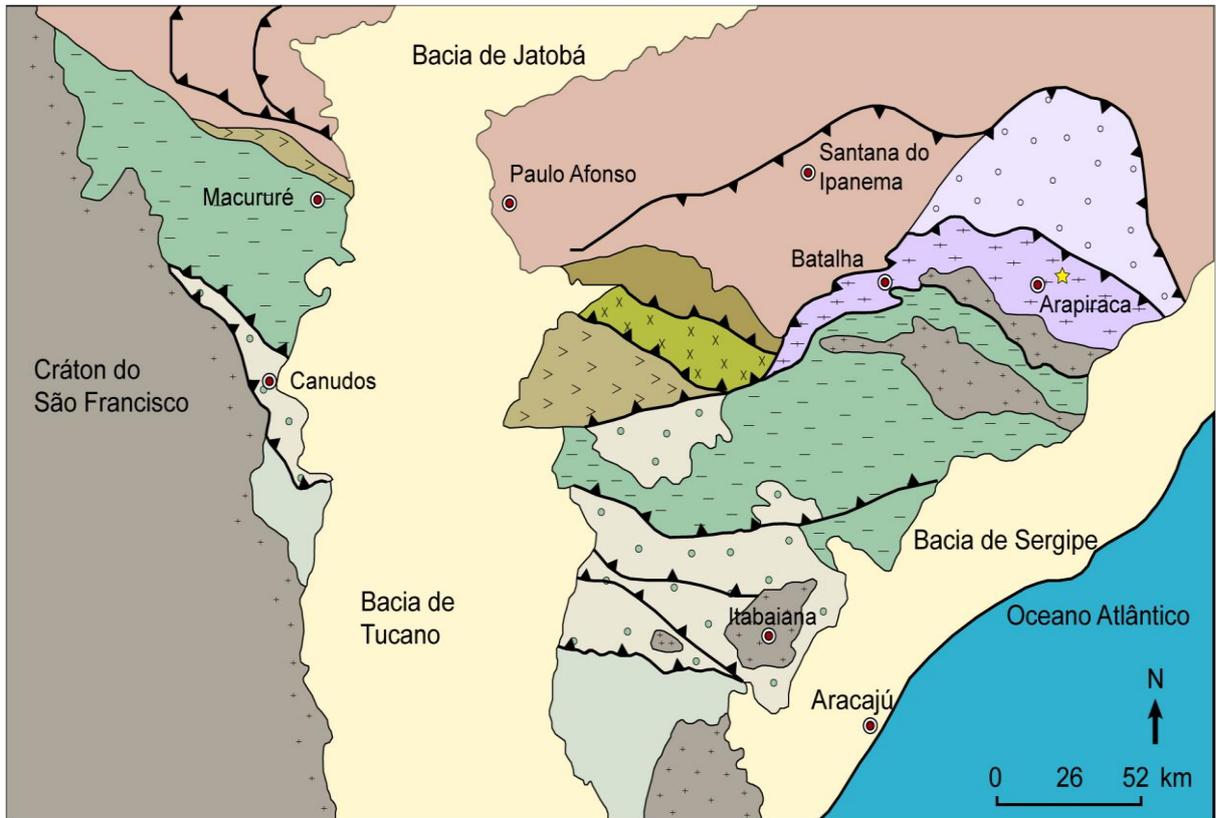
3.1.3.3.2 *Domínio Vaza Barris*

Comparado com o Estância, é mais deformado. Localiza-se na região central de Sergipe, prolongando para além do limite estadual a oeste, além disso, limita-se a norte pela zona de cisalhamento transpressional São Miguel do Aleixo e, é composta por uma grande variedade de rochas metassedimentares associados a carbonatos e metadiamicitos de baixo grau metamórfico. Vulcanismo ocorre muito restritamente e não há registro de plutonismo.

3.1.3.3.3 *Domínio Macururé*

Limita-se a norte é pela zona de cisalhamento transpressional Belo Monte-Jeremoabo e constitui-se de rochas metavulcanossedimentares, metamorfizadas na fácies anfibolito, composto por micaxistos, quartzitos, mármore, intrusões graníticas sincolisionais (Bueno, 2008). A presença de abundantes corpos de granitoides intrusivos, tardi a pós-tectônicos, é uma característica marcante por provocar metamorfismo de contato nos metassedimentos encaixantes e modificações nas estruturas pretéritas.

Figura 11. Subprovíncia Borborema Meridional. Domínios pertencentes ao Cinturão Sergipano, Cinturão Sul-Alagoano e Domínio Pernambuco-Alagoas. Localização da área de estudo inserido no Domínio Rio Coruripe.



Fonte: Modificado de Silva Filho *et. al.* (2003).

3.1.3.3.4 *Domínio Poço Redondo-Marancó:*

Limita-se a norte com o Domínio Canindé pela Zona de Cisalhamento Transpressional Macururé e foi subdividido em duas unidades, uma composta de rochas metavulcanossedimentares metamorfizadas na fácies anfibolito (Marancó) e a outra por gnaisses migmatizados (Poço Redondo) intrudidos por diversos corpos granítico, possui variação de fácies metamórficas, variando de xisto verde a anfibolito.

3.1.3.3.5 *Domínio Canindé:*

Trata-se de um domínio limitado a norte com o PEAL, através de zonas de cisalhamentos indiscriminadas e a sul com o Domínio Poço Redondo que é marcada por zona de cisalhamento dúctil contracional de alto ângulo, deslocada em pontos específicos, por falhas, as quais são preenchidas por diques básicos. Esse domínio é constituído por rochas metavulcanossedimentares polideformadas do Complexo Canindé e Araticum. Além de ocorrer corpos irregulares de granitóides sin, tardi e pós-tectônico.

3.1.3.3.6 *Domínio Rio Coruripe*

O Domínio Rio Coruripe é limitado a norte pelo Terreno Pernambuco-Alagoas, a partir da Zona de Cisalhamento de empurrão de Palmeiras dos Índios, a oeste faz contato com o Domínio Canindé (Complexo Araticum) pela Zona de Cisalhamento Belo Monte – Jeremoabo, a sudoeste – sul, em contato discordante com os metassedimentos do Grupo Macururé e, a sul – sudeste, pelas coberturas fanerozoicas da Bacia Sergipe-Alagoas (Amorim, 1995; Brito & Mendes, 2011). Anteriormente, o domínio havia sido agregado ao Grupo Macururé, porém Silva Filho *et. al.* (2002), o consideraram independente deste grupo devido sua litologia e idade. Após anos, com novos dados geológicos, petrológicos e geocronológico, redefiniram o seu interior como Complexo Arapiraca.

Este domínio compreende rochas paleo a mesoproterozoicas, representadas pelo Complexo Arapiraca. Estes litotipos são biotita-gnaisses (paragnaisses), migmatitos, gnaisses quartzo-feldspáticos, granulitos, kinzigitos, metamáficas, metaultramáficas, formação ferrífera bandada (BIF), quartzitos, além de granitoides indiscriminados mesoproterozóicos e, raros, neoproterozóicos (Brito & Mendes, 2011; Lima, 2013).

Brito & Mendes (2011), descrevem três fases deformacionais: (i) fase D₁ apresenta dobras intrafoliais e foliação S₁ milonítica que, posteriormente, juntamente com S₀ foram afetadas pela fase D₂, que originou um plano S₁//S₂ paralelo com S₀; (ii) a fase D₂ é representada

por estruturas isoclinais inclinadas a recumbente, com plano axial com vergência para S/SW;
(iii) a última fase, D₃, corresponde a uma tectônica transcorrente com predominância estrutural na região, com obliteração de estruturas mais antigas e formação de dobras abertas a inclinadas, com *trend* para E-SE e eixo com mergulho para NE.

4 GEOLOGIA LOCAL

Inicialmente denominado por Amorim (1995), o Domínio Rio Coruripe (DRC) como forma de representar litotipos do Grupo Jaramataia e, reunir as rochas crustais de elevado grau metamórfico. Em seguida, Silva Filho & Torres (2002) redefiniram a sua distribuição geográfica e composição litológica. Na Folha de Arapiraca, o DRC constituído pelo Complexo Arapiraca, situa-se ao longo do eixo Arapiraca (AL) – Major Isidoro (AL), limitada a norte pelo Domínio Pernambuco-Alagoas pela falha de empurrão Palmeira dos Índios, a oeste encontra-se sotoposta pelas litologias do Domínio Canindé (Complexo Araticum), e a sul, mostra-se recoberta parcialmente pelos metassedimentos do Grupo Macururé.

4.1 COMPLEXO ARAPIRACA

Definido por Mendes *et. al.* (2011) como uma unidade litoestratigráfica integrante do Domínio Rio Coruripe, de aproximadamente de 120 km² de área, e idades do Arqueano ao Proterozoico. Composto por rochas metavulcanossedimentares de alto grau metamórfico, uma extensa cobertura metassedimentar gnaissificada a migmatizadas, com lentes de metamáficas, mármore, rochas calcissilicáticas, formações ferríferas bandadas (BIF), quartzitos e complexos ígneos metamáficos – metaultramáficos (Figura 12).

4.1.1 Sequência de Gnaisses Bandados (Unidade Arqueana)

Segundo Amorim (1995), os litotipos predominantes do Complexo, são rochas bandadas, migmatizadas e dobradas, por vezes, ocorrem migmatitos paraderivados e granulíticos. Essas rochas possuem uma granulação fina a média, composta por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, granada, biotita, muscovita, sillimanita (fibrolita), zircão, apatita e minerais opacos. Geralmente sua textura é granolepdoblástica, e ocasionalmente, protomilonítica a milonítica. Seus bandamentos são centimétricos e marcados pela alternância das bandas félsicas quartzo-feldspáticas com porções predominantemente constituídas por biotita, com estruturas do tipo estromáticas e, presença de veios.

4.1.2 Quartzitos (Paleoproterozoico)

Leite (1977) propôs inicialmente a denominação Formação Santa Cruz agrupando os quartzitos reconhecidos inicialmente por Richter & Ponte (1964). Esta formação é distribuída

principalmente na porção sul e sudoeste da Folha Arapiraca, representada por elevadas cristas contínuas que se posicionam discordantemente sobre as rochas gnáissicas.

De modo geral, os quartzitos possuem cores variadas, de bege, creme rosada, esbranquiçada a cinza claro e esverdeada, possuindo granulação grossa a fina. São compostos essencialmente de quartzo com menores quantidades de micas e feldspatos, formando serras alongadas segundo direção NW-SE.

4.1.3 Formações Ferríferas Bandadas (Paleoproterozóico)

As formações ferríferas ocorrem nas regiões dos municípios de Coité do Nória-AL e Taquarana-AL, as quais estão intimamente associadas com a sequência metassedimentar do Complexo Arapiraca.

De acordo com Amorim (1995), as formações ferríferas bandadas ocorrem bastante alteradas, são constituídas por quartzo e hematita e magnetita. Essas rochas possuem uma coloração cinza alaranjada clara, textura fanerítica, com quartzo com textura sacaroidal e opacos dispersos aleatoriamente. No domínio Rio Coruripe, as formações ferríferas são caracterizadas pela presença de grunerita e hiperstênio. Mendes (2017), interpretada as formações ferríferas bandadas como do tipo Largo Superior.

4.1.4 Rochas Máficas-Ultramáficas (Paleoproterozóico)

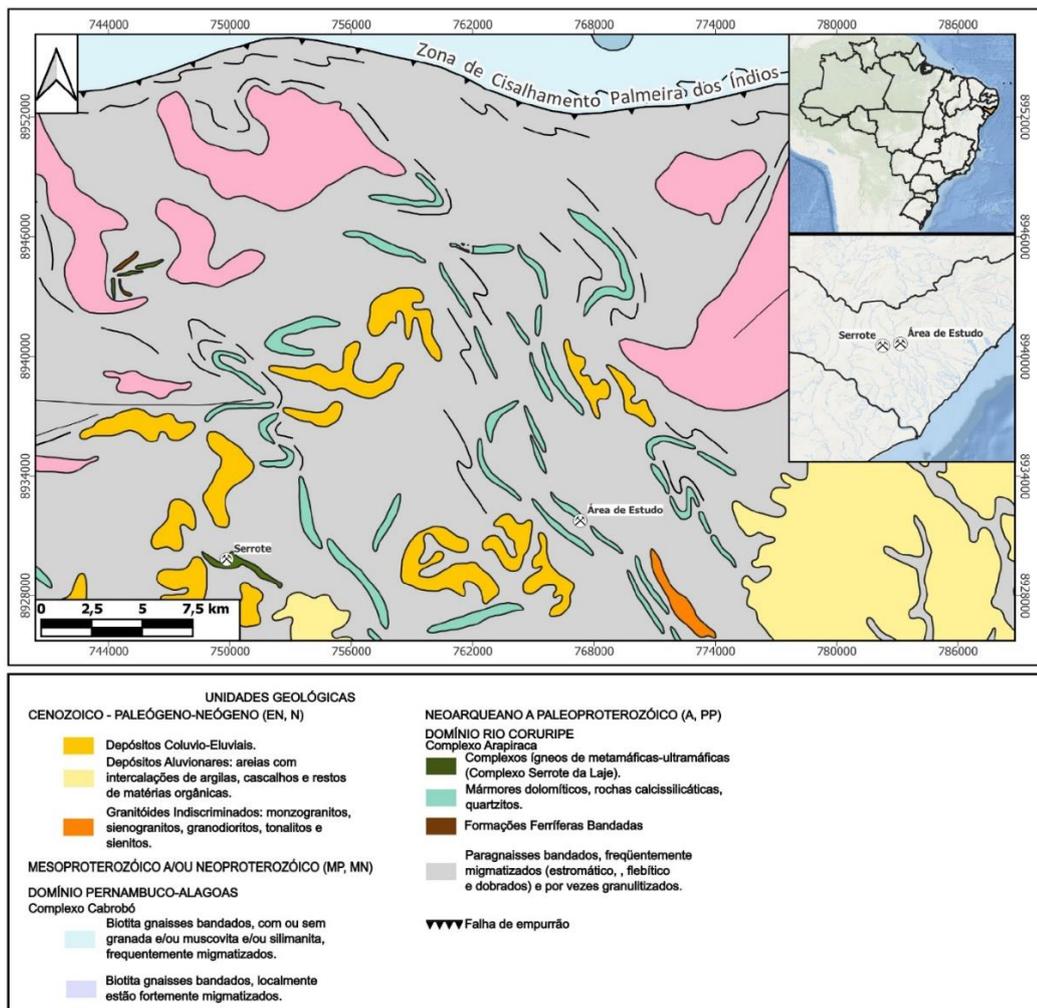
O Complexo Arapiraca hospeda rochas metamáficas-metaultramáficas com ocorrências na cidade de Limoeiro de Anadia-AL, a noroeste de Arapiraca-AL e, a sul e norte, de Craíbas-AL onde ocorrem, respectivamente, os depósitos de Serrote da Laje e Caboclo (Canedo 2016; Mendes & Brito, 2017). De acordo com Canedo (2016), os depósitos de Serrote da Laje e Caboclo são constituídos de ortopiroxenito, magnetitito, norito e gabronorito que, embora estejam parcialmente modificados pelo metamorfismo de alto grau, ainda preservam texturas e minerais magmáticos primários.

Brito *et. al.* (2005) utilizou os métodos Sm-Nd, U-Pb e Pb-Pb, em zircões e outros minerais para identificar as idades destas rochas. Para as rochas máficas-ultramáficas foram obtidas duas idades U-Pb (em zircão), uma de 1.965 Ma e outra para zircão herdado de 2.049 Ma, permitindo admitir uma idade paleoproterozoica para as intrusões máficas no Complexo Arapiraca.

4.1.5 Granitoides Indiscriminados (Neoproterozóico)

Na região afloram stocks graníticos com formas irregulares e alongadas, com contato discordante com as encaixantes. Esta unidade é constituída por granitoides leucocráticos a hololeucocráticos, com coloração variando de rósea, róseo avermelhada, bege a cinza claro. Estes corpos compreendem monzogranitos a sienogranitos, por vezes ocorrem composições granodioríticas, tonalíticas e sieníticas. São litologias isotrópicas, mas localmente apresenta foliação de fluxo magmático marcado pela orientação preferencial dos minerais máficos e K-feldspatos. Segundo Amorim (1995), estas rochas possuem textura equigranular de granulação média a grossa, compreendendo plagioclásio, quartzo, feldspato alcalino, e biotita e anfibólio como varietais, mineralogia acessória é composta por titanita, epidoto, allanita, apatita, zircão e opacos.

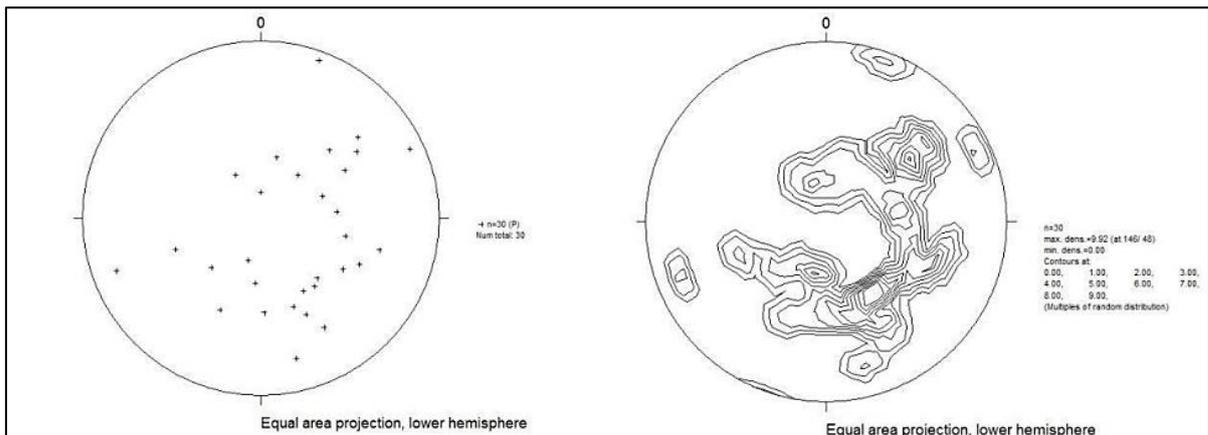
Figura 12. Mapa geológico-estrutural evidenciando a região central do Domínio Rio Coruripe e Zona de Cisalhamento Palmeira dos Índios. Principais litotipos encontrados na região e domínios tectônicos adjacentes.



Fonte: Modificado de Mendes *et. al.* (2009).

Segundo Lima (2013), a estrutural do Complexo Arapiraca, é marcado por um regime dúctil a dúctil-rúptil, apresentando estruturas como dobras, fraturas e foliação. Somado a isso, a foliação possui origem metamórfico-deformacional neoproterozoica, sendo a S_n a foliação principal, com direção NNE e mergulho leve para SSW. Os planos da foliação são definidos pelos filossilicatos e quartzo, que são afetadas localmente por dobras abertas e fechadas. Dados de lineação de estiramento, possuem sentido NW e baixo a moderado ângulo de mergulho quando comparada com o plano da foliação (Figura 13).

Figura 13. Diagramas de polo e de contorno para a foliação principal do Complexo Arapiraca



Fonte: Lima (2013).

5 MODELO DA MINERALIZAÇÃO

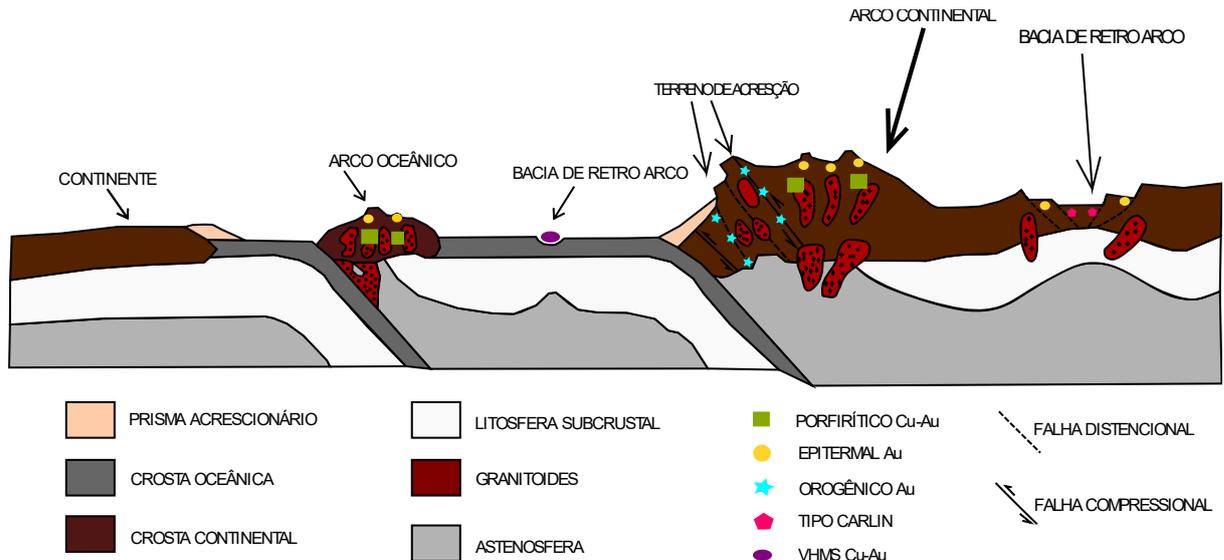
Neste capítulo foram efetuadas compilações bibliográficas que fornecem conceitos e definições teóricas sobre o modelo da mineralização da área, abrangendo principalmente os ambientes de formação, rochas hospedeiras, fluidos hidrotermais e controles estruturais.

5.1 DEPÓSITOS DE OURO OROGÊNICO

Os depósitos auríferos em veios de quartzo (*Lode-gold*) hospedados em ambientes metamórficos, foram definidos durante muito tempo como “mesotermiais”, termo original definido por Lindgren (1933) para depósitos formados entre 1,2-3,6 km de profundidade. Porém, Groves *et. al.* (1998) sugeriu uma nova definição, “depósito orogênico de ouro”, por serem formados durante a deformação, compressional a transpressional, ao longo de margens convergentes de placas ou orógenos colisionais ou acrecionários, em profundidades variando de 15-20 km, próximos à superfície. As mineralizações podem ocorrer pós (fácies xisto verde) ou durante o pico metamórfico (fácies anfíbolito), e durante os processos termiais que estão relacionados à subducção.

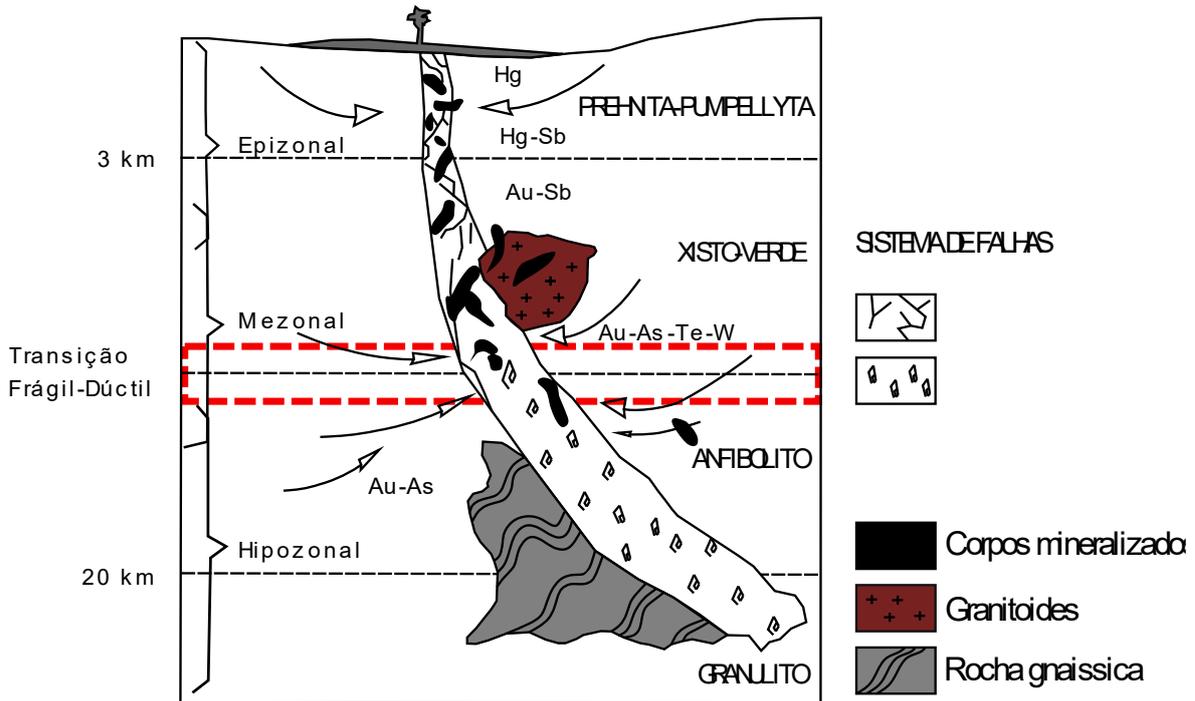
Os depósitos orogênicos podem ser divididos em epizonais (<6 km), meazonal (6-12 km) e hipozonal (>12 km) onde cada um apresenta suas características geoquímicas, mineralógicas e litoestruturais (Groves *et. al.*, 1998). Em um mesmo orógeno, podem ocorrer os depósitos de pórfiros ricos em ouro, epitermais ou VHMS (depósitos vulcanogênicos maciços de sulfeto), mas em profundidades e posições geográficas diferentes (Figura 14 e 15).

Figura 14. Ambientes tectônicos de formação de depósitos orogênicos.



Fonte: Groves *et. al* (1998).

Figura 15. Depósitos orogênicos formam-se em várias profundidades, durante mudanças orogênicas tardias de regimes compressional para transpressional ou transtensional.



Fonte: Groves *et. al* (1998).

5.2 MINERALOGIA DOS DEPÓSITOS OROGÊNICOS

Os Depósitos Orognênicos de ouro são tipicamente constituídos por um sistema de veios de quartzo sulfetado (maioria sulfeto de Fe) e minerais carbonatados. No fácies xisto-verde, esses veios apresentam albita, mica branca ou fuchsite, clorita, scheelita e turmalina, enquanto

que no fácies anfíbolito, os minerais mais comuns são anfíbólio, diopsídio, biotita, turmalina e granada. Normalmente, neste tipo de depósito, a pirita ou pirrotita são os sulfetos que ocorrem de forma abundante nos veios encaixados em rochas ígneas metamorfozadas, com predomínio de arsenopirita quando encaixados em rochas metassedimentares. De acordo com Groves *et. al.* (1998), os veios auríferos são enriquecidos em As, B, Bi, Hg, Sb, Te e W, no entanto, próximo dos valores de *background*, com Cu e Zn em menores concentrações.

5.3 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Os depósitos apresentam uma grande zonação lateral quando relacionada às fases de alteração hidrotermal, variando em escalas de metros ou até mesmo de centímetros, que chegam até 1-2km, desde a região mais proximal à distal. Segundo Groves *et. al.* (1998), as associações mineralógicas geralmente variam de acordo com o tamanho do depósito e a extensão lateral da alteração.

A maioria das zonas de alteração indicam uma adição considerável de CO₂, S, K, H₂O e LILE (elementos litófilos de elevado raio iônico) devido a substituição de uma grande parte ou de todos os minerais presentes anterior à alteração. Conforme Groves *et. al.* (1998), os sulfetos (pirita, pirrotita ou arsenopirita) são proeminentes quando as mineralizações são hospedadas em BIFs (Formações ferríferas bandadas) e hospedeiras máficas ricas em Fe; a carbonatização (ankerita, dolomita ou calcita) é atuante em rochas hospedeiras máficas e ultramáficas. O metassomatismo alcalino envolve a sericitização ou, menos comumente, formação de fuchcita, biotita ou feldspato K, enquanto o anfíbólio ou diopsídio ocorrem em níveis crustais mais profundos e os minerais de carbonato são menos abundantes.

O elevado volume de veio de quartzo é evidente devido o enriquecimento significativo em SiO₂ nas zonas mineralizadas. Nas hospedeiras do fácies xisto-verde, a adição de sílica e a formação dos veios são bem documentados, principalmente nas zonas mais proximais da alteração (Eilu *et. al.*, 1999). Na tabela abaixo (Tabela 4), estão representadas algumas associações minerais para depósitos hospedados em ambientes de fácies xisto-verde, as quais são características de cada halo de alteração hidrotermal, de acordo com a sua posição, proximal, intermediário ou distal.

Tabela 4. Associações minerais características dos halos de alteração hidrotermal nas fácies xisto-verde. Representadas em negrito, os minerais mais comuns.

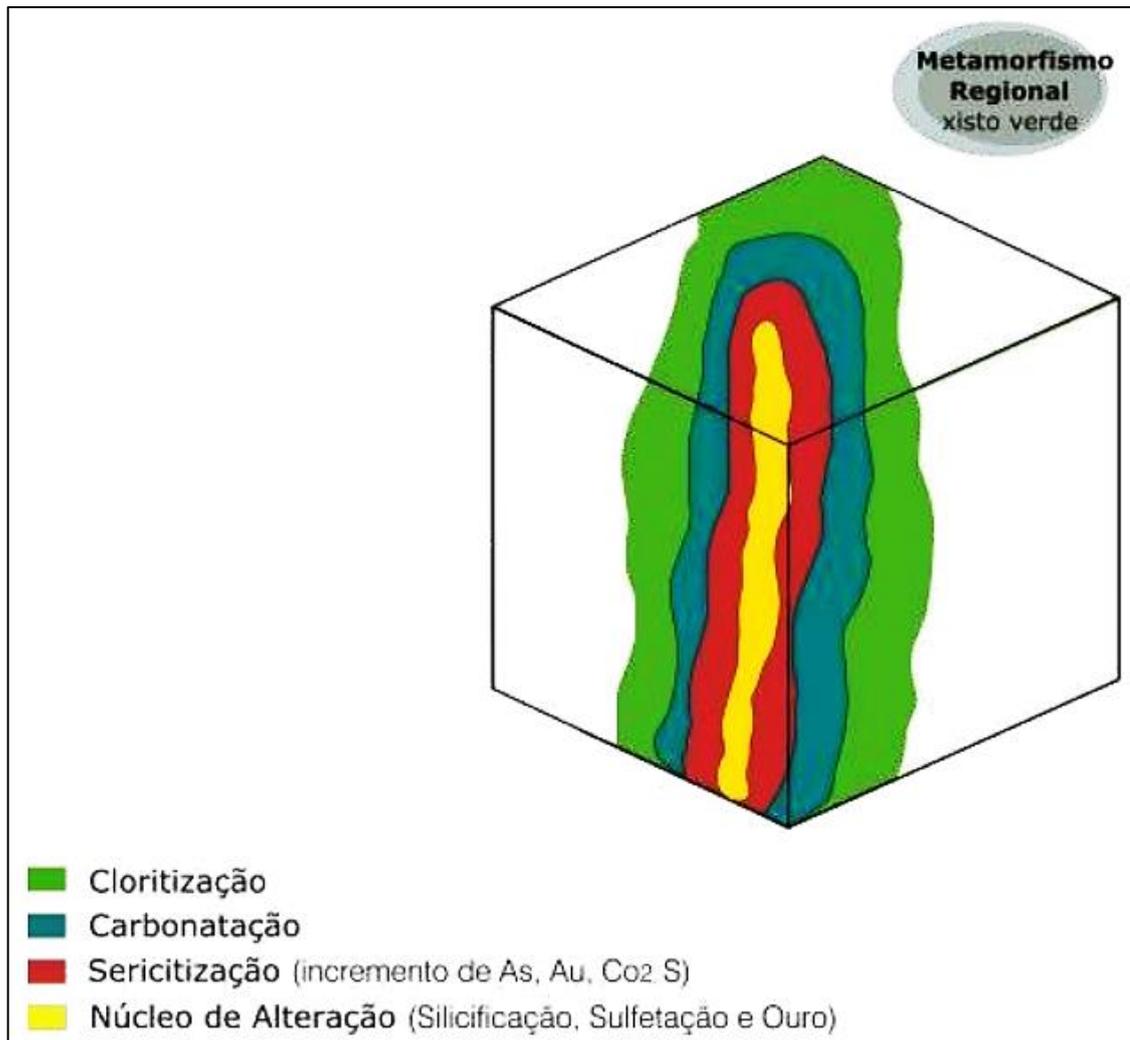
MINERAIS	HALOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL		
	PROXIMAL	INTERMEDIÁRIO	DISTAL
Silicatos	Albita Quartzo Muscovita/Fuchsite Talco Feldspato K Turmalina	Clorita Albita Quartzo Muscovita/Fuchsite Talco Feldspato K Turmalina	Clorita Albita Muscovita/Fuchsite Talco Feldspato K Quartzo Tremolita-Actinolita Epidoto Titanita
Carbonatos	Calcita Dolomita/Ankerita Siderita/Magnetita	Calcita Dolomita/Ankerita	Calcita Dolomita/Ankerita Siderita/Magnetita
Óxidos	Magnetita Rutilo Hematita	Magnetita Ilmenita Rutilo	Magnetita Ilmenita Rutilo
Sulfetos	Pirita Arsenopirita		
Ouro	Ouro		

Fonte: Beleque (2015).

Segundo Groves *et al.* (1998), a associação mineralógica dos halos de alteração depende do nível crustal e das litologias em que ocorre a interação fluido/rocha, onde são caracterizados pela evidência de zonas enriquecidas em clorita, carbonato, sericita, quartzo e sulfetos.

Uma das alterações mais significativas em depósitos orogênicos é a carbonatação, que ocorre na forma de siderita, ankerita ou em veios. Além disso, outras formas de alteração se formam a partir de processos de cloritização, sericitização, silicificação em de veios de quartzo e raramente, alteração potássica na base da sulfetação (Hodgson, 1993, Goldfarb *et al* 2005) (Figura 16).

Figura 16. Modelo esquemático dos halos de alteração hidrotermal para depósitos de ouro orogênico.



Fonte: Amaral (2021).

5.4 FLUIDOS MINERALIZADORES

A origem dos fluidos responsáveis pelo transporte e deposição dos metais é alcançada através dos halos de alteração hidrotermal da rocha encaixante, inclusões fluidas nos veios de quartzo e inclusive, as inclusões nos minerais de minério. Estudos determinaram que os fluidos são de baixa salinidade, pH próximo ao neutro, enriquecimento em H₂O-CO₂ ± CH₄, sendo o ouro transportado em circunstâncias redutoras de enxofre (Groves *et. al.*, 1998; Ridley & Diamond, 2000).

5.5 ESTRUTURAL

As mineralizações são fortemente controladas por estruturas de 2^a, 3^a ou 4^a ordem, próximas de estágios compressionais ou transpressionais (Eilu *et al.*, 1999). Apesar das

estruturas serem normalmente de natureza rúptil-dúctil, são de estilos diversos, variando de: (1) falhas rúpteis a zonas de cisalhamento e dúcteis com deslocamento reverso com baixo ângulo a alto ângulo em um sistema *strike-slip* ou *oblique-slip*; (2) conjuntos de fraturas, zonas de brechas ou *stockwork*; (3) clivagem de pressão em zonas foliadas; (4) zonas dobras em sequências turbidíticas ou de BIF. As estruturas mineralizadas contêm pequenos deslocamentos sin e pós-mineralizações, mas normalmente os depósitos são caracterizados por *down-plunge* (mergulho de centenas de metros a quilômetros). Sendo então, a estrutural o principal responsável pela mineralização (Groves *et. al.*, 1998).

6 RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos a partir da geofísica aérea (magnetometria e gamaespectrometria), mapeamento geológico, geologia estrutural, petrografia e geoquímica de solo.

6.1 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

Neste capítulo, será apresentado os dados geológicos adquiridos no mapeamento geológico da área de estudo, ilustrados no mapa geológico da Figura 17. A análise destes dados possibilitou o reconhecimento de sete unidades geológicas: 1 – Biotita Gnaiss Migmatítico; 2 – Magnetita Biotita Gnaiss; 2 – Quartzitos, 3 – Formações Ferríferas Bandadas (BIF); 4 – Piroxenitos; 5 – Granitoides Alcalinos; 6 – Veios de Quartzito; 7 – Veios Pegmatíticos.

MAPA GEOLÓGICO LOCAL

GEOLOGIA, GEOFÍSICA AÉREA E GEOQUÍMICA DE SOLO DO DEPÓSITO AURÍFERO PEREIRA VELHO, COITÉ DO NÓIA (AL), BRASIL

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

-  Veio de Quartzo
-  Veio de Quartzo Sulfetado
-  Sienogranito
-  Piroxenito
-  Formação Ferrífera Bandada
-  Quartzito
-  Magnetita-Biotita Gnaisse
-  Biotita Gnaisse Migmatítico

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

-  Lineamento
-  Zona de Cisalhamento
-  Falha Dextral
-  Falha Sinistral
-  Foliação

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

-  Área de Mapeamento
-  Curva de Nível



Universidade Federal de Sergipe
Centro de Ciências Exatas e Tecnologia
Departamento de Geologia

Discente:

Ana Luiza Santos Sena

Orientador:

Prof. Dr. Joaquim Daniel de Liz

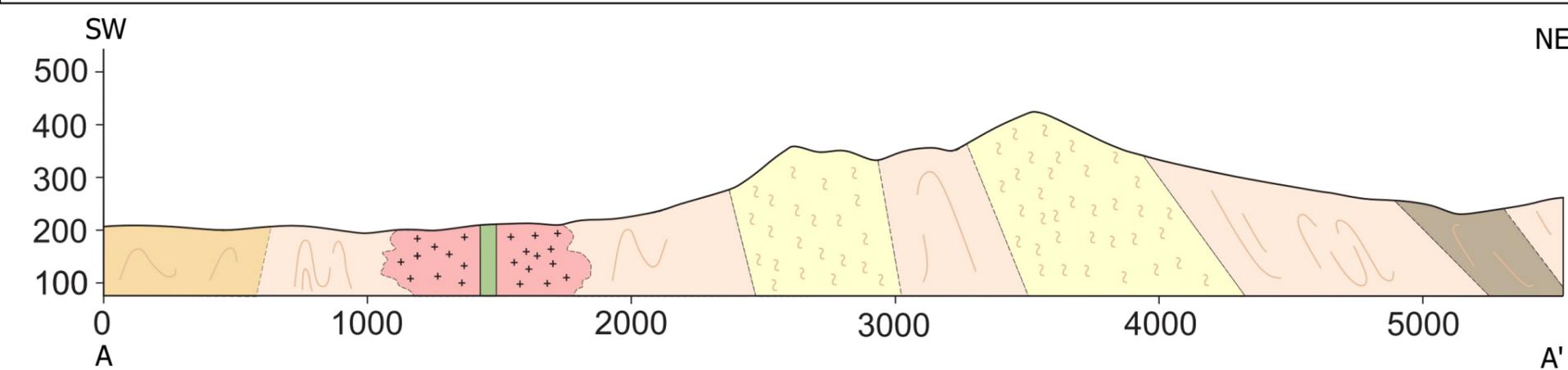
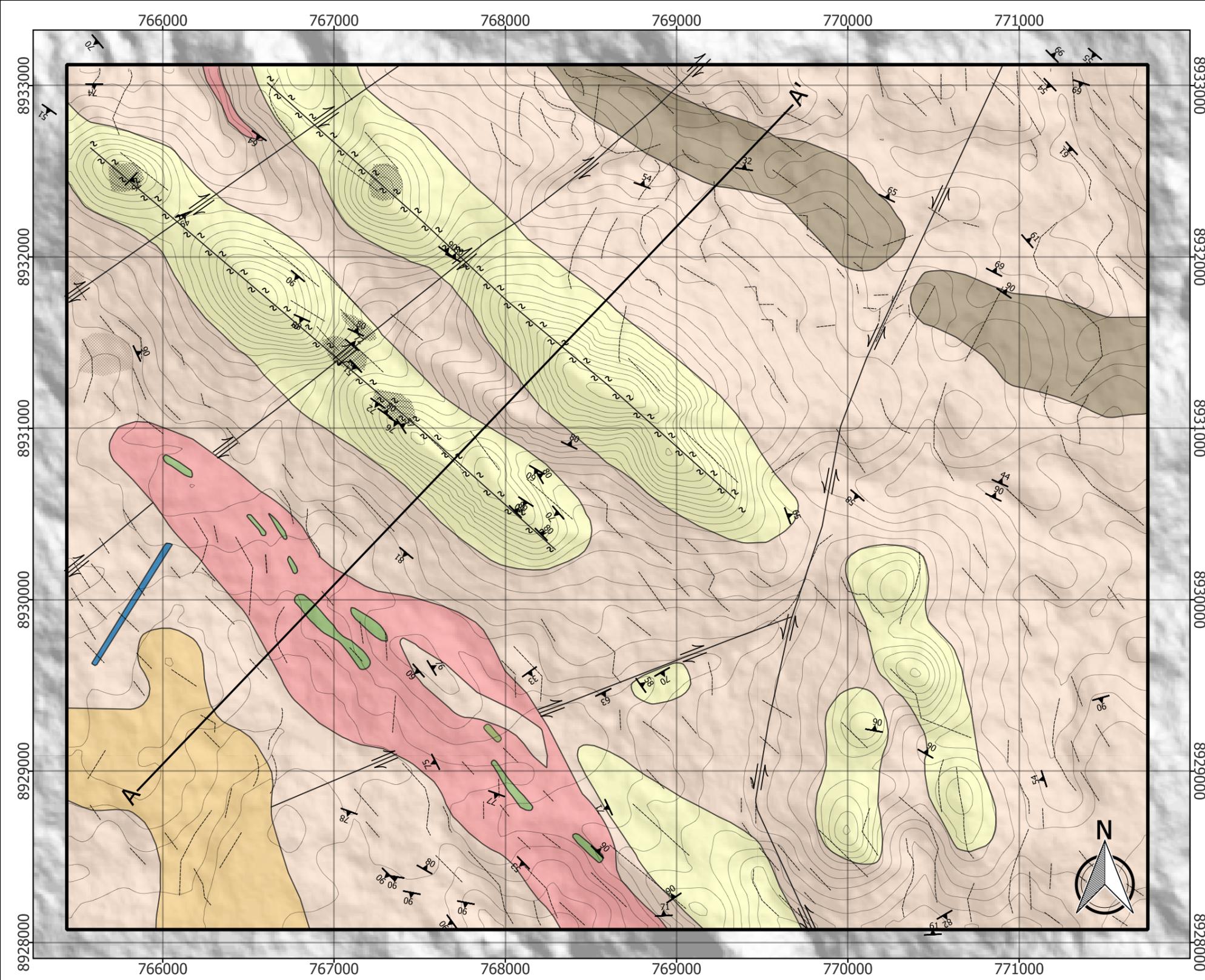
Maio de 2023

Sistema de Coordenadas:
SIRGAS 2000 UTM Zona 24S
Projeção Transversa de Mercator

0 500 1.000 m



1:20.000



6.1.1 Biotita Gnaiss Migmatítico

A unidade é representada por biotita gnaiss migmatítico aflora e ocupa a maior extensão no polígono da área de pesquisa (Figura 17). Normalmente esta unidade apresenta relevos mais aplainados e/ou pequenos morrotes levemente ondulados, em que os afloramentos ocorrem na forma de lajedos. As rochas desta unidade possuem coloração cinza claro a preto, por vezes creme a rosado que possuem granulação fina e exibem estruturas foliadas a bandadas. Essas rochas possuem textura granoblástica a grano-lepidoblástica e mostram uma deformação milonítica generalizada. (Figura 18, 19 e 20).

Em geral, os gnaisses possuem bandamentos marcados por níveis milimétricos a centimétricos de minerais máficos, os quais são descontínuos e deformados e, níveis leucocráticos marcados pelos cristais de cores branca (plagioclásio), rósea (alcalifeldspato) e incolores (quartzo). São constituídos de quartzo, plagioclásio e K-feldspato, biotita, anfibólio, epidoto, titanita, não raro, magnetita.

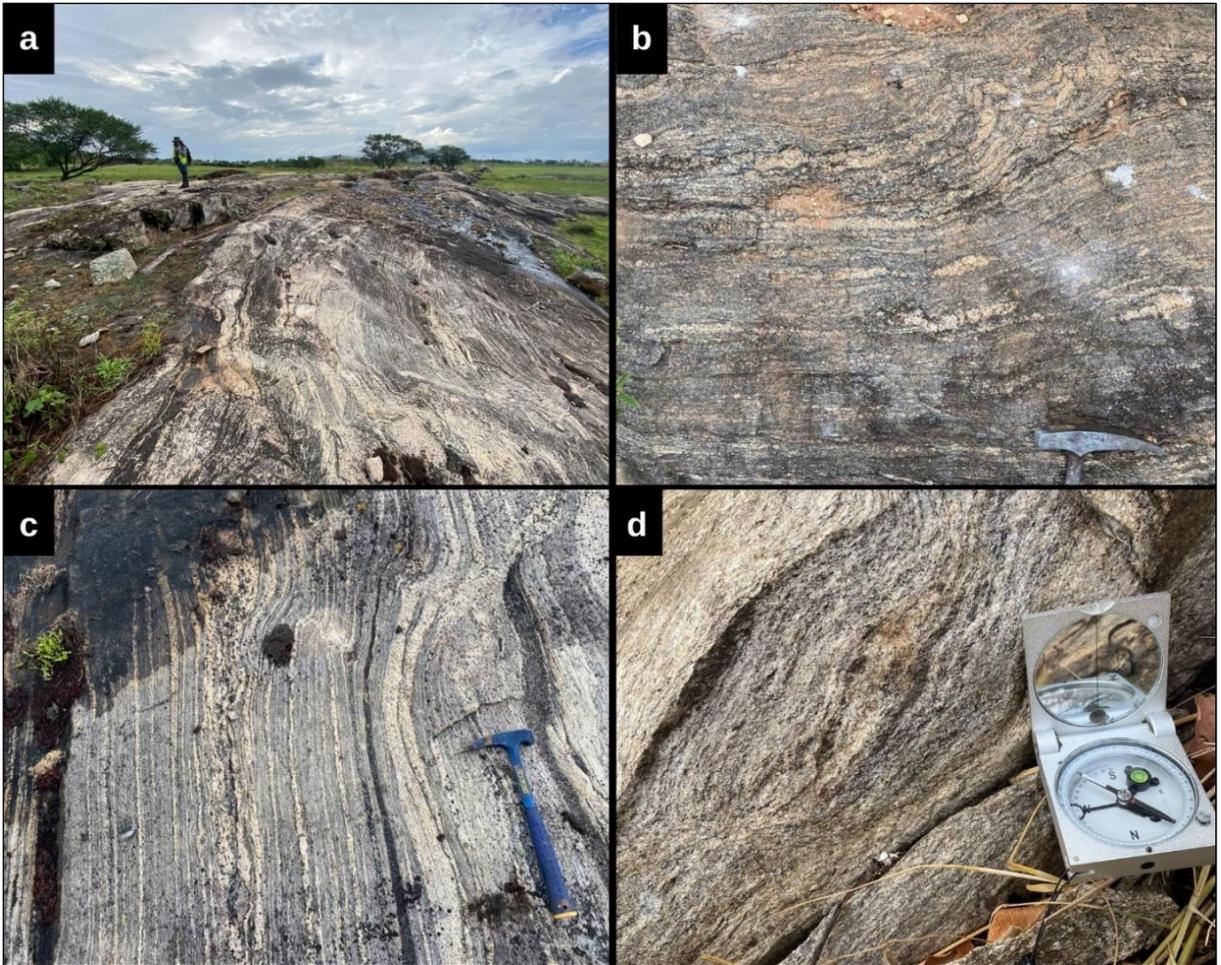
Os níveis félsicos constituem 30 a 40% da rocha, aproximadamente, sendo essencialmente composta por quartzo, plagioclásio e K-feldspato. De forma geral, os minerais félsicos possuem textura granoblástica inequigranular média a grossa (0,2 a 0,6 mm) e seus grãos são subdioblásticos. Além disso, são identificáveis a textura poiquilítica marcada pela presença de minerais de biotita inclusos em pórfiro de K-Feldspato. Exibe textura porfiroblástica, com cristais de feldspato rotacionados, preferencialmente, no sentido dextral, estes cristais chegam até 12 cm de comprimento (Figura 21).

Os níveis máficos, por vezes, apresetam-se descontínuos com uma significativa proporção de biotita e anfibólio. Esses níveis possuem textura lepidoblástica com forte orientação dos filossilicatos e textura nematoblástica marcada pela orientação do anfibólio.

A mineralogia deste litotipo é relativamente homogênea, com exceção da região sudoeste da área, onde o gnaiss apresenta maiores concentrações de magnetita, conforme pode ser observado nos dados do levantamento magnético aéreo.

Nesta litologia, as rochas ocorrem intensamente migmatizadas, em algumas porções, compondo uma estrutura tipo estromática, dispostos de forma dobrada conforme ilustrado na Figura 20.

Figura 18. (a) Afloramento de magnetita-biotita gnaiss migmatito; (b) Biotita gnaiss com boudins (c) magnetita biotita gnaiss migmatito e (d) Rocha biotita gnaiss com segregação de minerais máficos e félsicos.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 19. (c) Afloramento de gnaiss quartzo-feldspático migmatítico e (d) Estrutura migmatítica em gnaiss quartzo-feldspático.



Fonte: Próprio autor (2023).

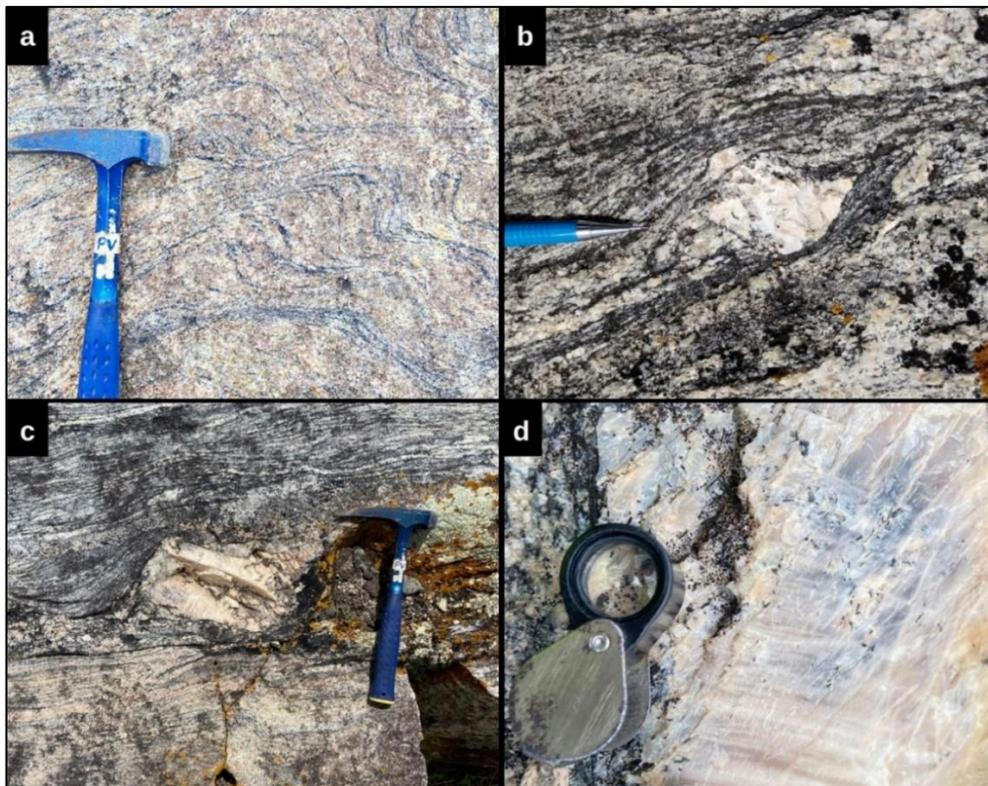
Figura 20. Biotita Gnaiss Migmatítico com textura estromática, alternância de bandas félsicas e máficas.



Fonte: Próprio autor (2023).

Estruturas de cisalhamento foram identificadas em afloramentos mapeados, estruturas do tipo *augen* são bem marcantes, S-C *augen* e, porfiroblasto rotacionado (Figura 21).

Figura 21. (a) Bandas de cisalhamento S-C, marcada por dois conjuntos de anisotropias planares definidas como superfícies C e S. (b e c) Estruturas tipo Augen, com porfiroclastos rotacionados, sentido dextral. (d) Textura poiquilítica marcada pelos minerais de biotita inclusos no K-Feldspato.



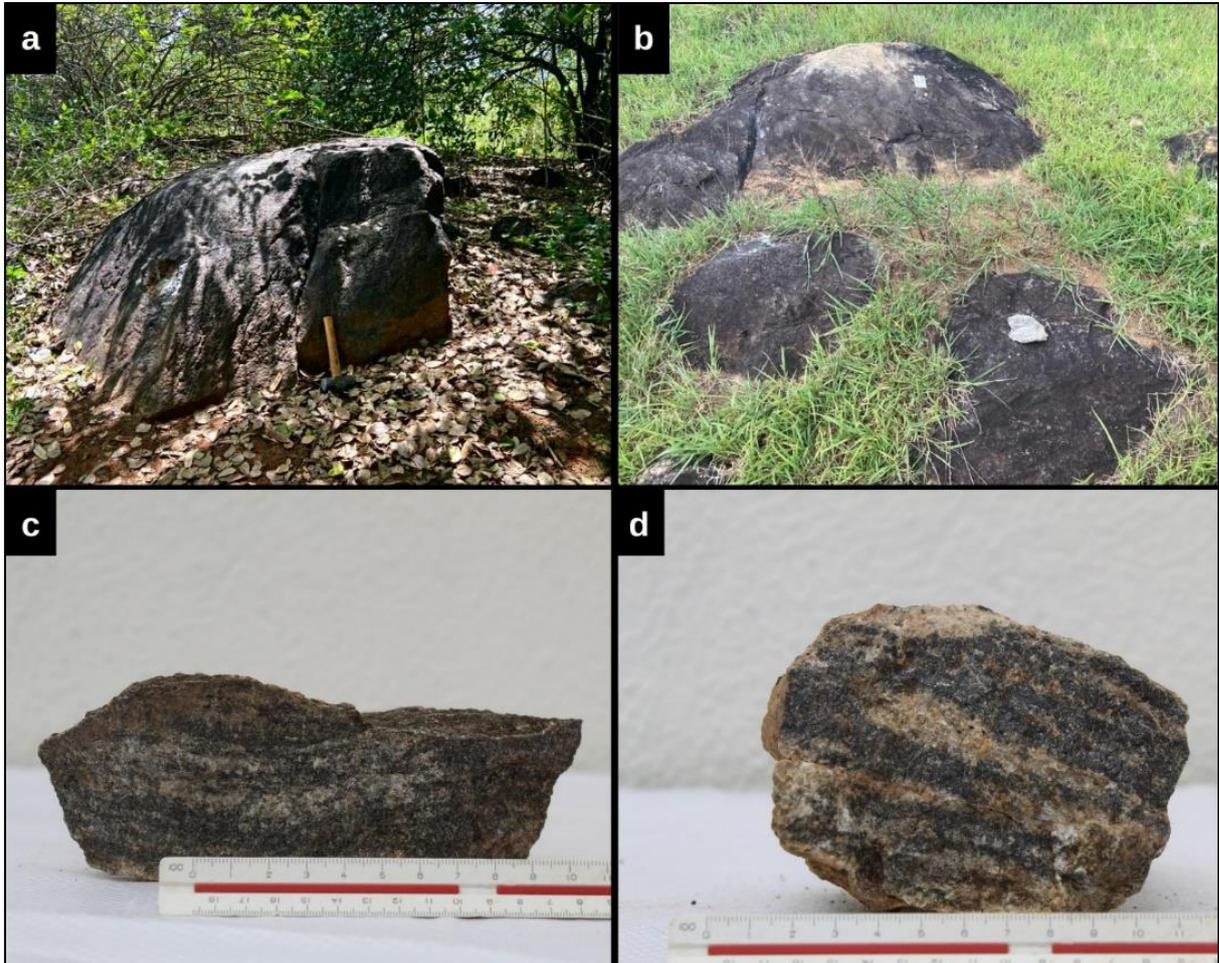
Fonte: Próprio autor (2023).

6.1.2 Magnetita-Biotita Gnaiss

Essa litologia localiza-se restritamente na porção sudeste do polígono de pesquisa (Figura 17), normalmente, são encontrados em regiões de 180 a 200 metros de altitude, em relevos levemente ondulados. Na área, esta litologia aflora principalmente na forma de lajedos ou em blocos. Tratam-se de rochas gnáissicas de coloração cinza escuro a preto, de granulometria fina. Exibem uma foliação secundária contínua com um espaçamento variado entre 0,3 e 0,7 centímetros, com um arranjo planar. Estas foliações planares são características dos bandamentos gnáissicos, onde ocorre a segregação dos minerais félsicos e máficos (Figura 22).

Os níveis félsicos constituem cerca de 25% a 35% da rocha, são marcados pelos minerais de quartzo, K-Feldspato e plagioclásio. Os minerais félsicos possuem textura granoblástica e forma subdioblástica. Os níveis máficos constituem a maior parte da rocha, apresentam-se contínuos com uma significativa proporção de biotita, clorita e magnetita. Esses níveis possuem textura lepidoblástica marcada pelos cristais de biotita e clorita. Estes minerais possuem granulometria variando de 0,1 a 0,5 centímetros, possuem forma subdioblástica a xenoblástica e ocorrem orientados segundo o bandamento gnáissico. De forma geral, esta unidade geológica é composta por biotita, magnetita, quartzo, K-feldspato, plagioclásio e ainda, clorita e minerais opacos como acessório.

Figura 22. (a, b) Afloramento de magnetita-biotita gnaiss. (c, d) Amostra de mão da litologia magnetita-biotita gnaiss.



Fonte: Próprio autor (2023).

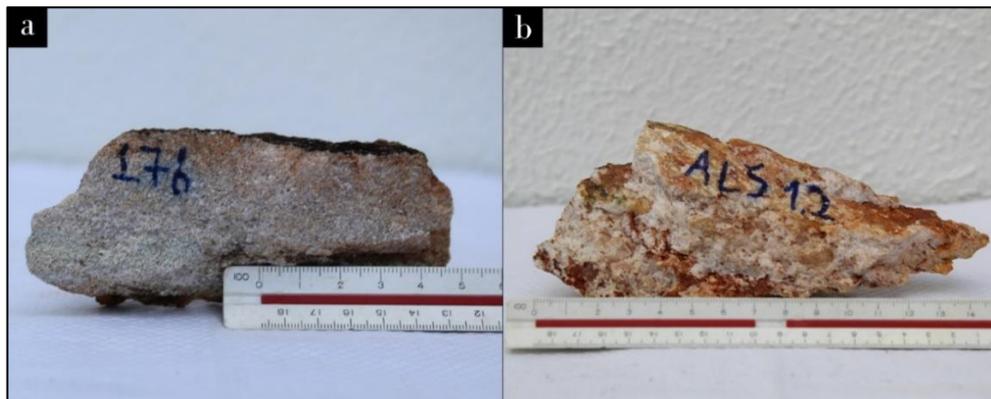
6.1.3 Quartzitos

Os quartzitos ocorrem na região central do polígono de pesquisa (Figura 17), aflorando em paredões rochosos, cortes de estradas e blocos, seguindo o *trend* NW-SE, e servem de encaixantes para veios de quartzo centimétricos a métricos que ocorrem mineralizados na região.

Em termos gerais, os quartzitos possuem colorações variando de bege, creme, esbranquiçado e cinza claro. São holocristalinos com uma granulação fina a grossa, caracterizado por serem homogêneos, porém passam por uma variação entre quartzito micáceo, foliado e ferruginoso (Figura 23b e 24). As rochas desta unidade são constituídas por conteúdos de quartzo que variam de 75% a 90%, sericita, argilominerais e hematita, ocorrem em proporções variáveis, e representam uma mineralogia hidrotermal.

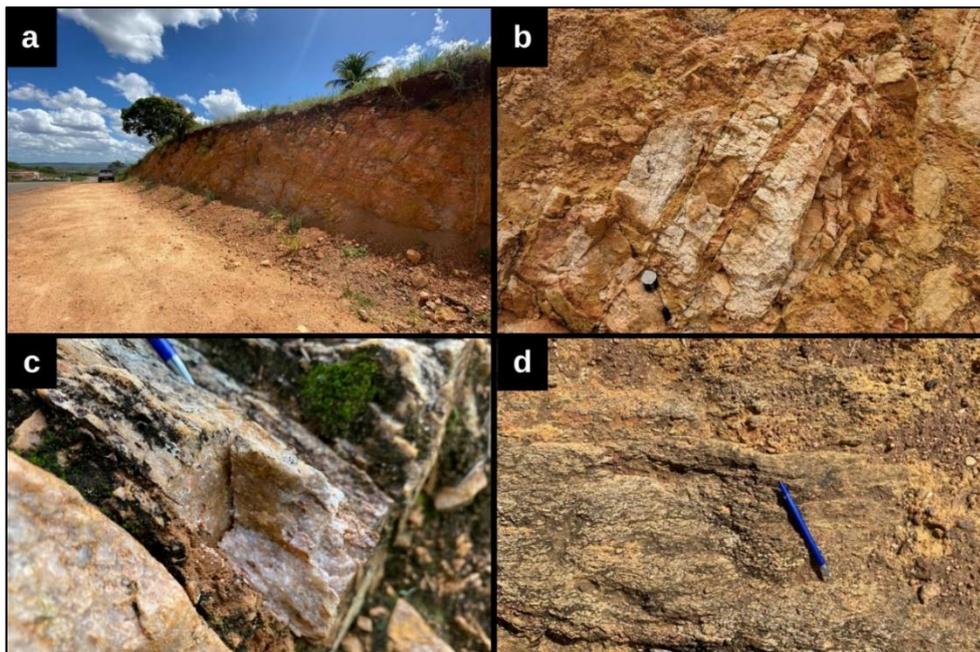
O quartzo apresenta coloração incolor, granulação fina a grossa, com estrutura milonítica marcada pelo estiramento mineral, ocorre geralmente com textura sacaroidal, foliação marcada pelas micas (por vezes alteradas) e de forma intersticial há ocorrência de argilominerais. Apenas na porção SSE da área, representada por um relevo aplainado, foi observado quartzitos não milonitizados. Estes apresentam coloração amarronzada e possuem granulação grosseira, conforme pode ser observado na Figura 23a.

Figura 23. (a) Amostra ALS-176. Rocha quartzítica (metarenito), situado fora da zona de cisalhamento. (b) Quartzito milonítico bastante com bastante alteração (oxidação, argílica (?)), e com minerais micáceos.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 24. (a) Paredão de quartzito fraturado com presença de veio. (b) Ainda no afloramento “a”; é observado entradas de veio de quartzo em quartzito. (c) Quartzito com foliação e com *boxwork*. (d) afloramento do tipo lajedo com quartzito com foliação.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.1.4 Formações Ferríferas Bandada (BIF)

As formações ferríferas bandadas (BIF) são aflorantes na região norte da área como pode ser observado na Figura 17, destacando-se na topografia a partir de morrotes alongados em direção NE-NW, onde nas encostas contêm blocos e fragmentos por vezes angulosos consequentes da desagregação das formações ferríferas (Figura 25).

A ocorrência dessas rochas nos afloramentos apresenta-se de forma fresca e exibem típica estrutura bandada, marcada pela alternância de bandas centimétricas a milimétricas de minerais opacos (hematita, magnetita) com bandas de quartzo. A rocha possui coloração alaranjada e textura granoblástica, formada por quartzo granular com textura sacaroidal e minerais opacos. Esses blocos de BIF's contêm forte magnetismo (Figura 26).

Os grãos de quartzo possuem uma granulometria muito fina a fina, formam bandamentos em níveis de 0,2 a 0,4 centímetros. Seus grãos possuem uma coloração branco acinzentado, com formas euédricas a subédricas. As bandas máficas alternam-se com a camada silicosa, os minerais máficos são definidos pelos minerais ferromagnesianos, hematita e magnetita que ocorrem formando bandas de milimétricas a centimétricas. É possível observar o desenvolvimento de oxidação que é responsável pela formação de hidróxidos de ferro, como limonita.

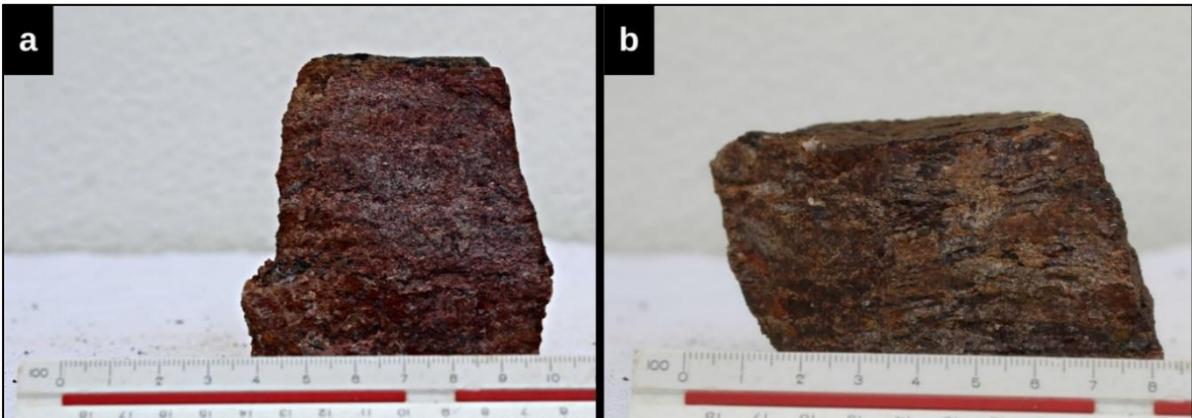
Próximo a região onde ocorrem estes blocos foi notado a presença de lateritização do solo, bastante ferruginoso, que se caracteriza como alteração supergênica das formações ferríferas bandadas em superfície.

Figura 25. (a) e (b) Afloramento composto de Formação Ferrífera Bandada (BIF). (c) Observa-se dobra isoclinal recumbente nos bandamentos ferríferos.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 26. (a, b) Amostra de BIF com bandamento visível de camadas de sílica com camadas de óxido de ferro.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.1.5 Piroxenitos

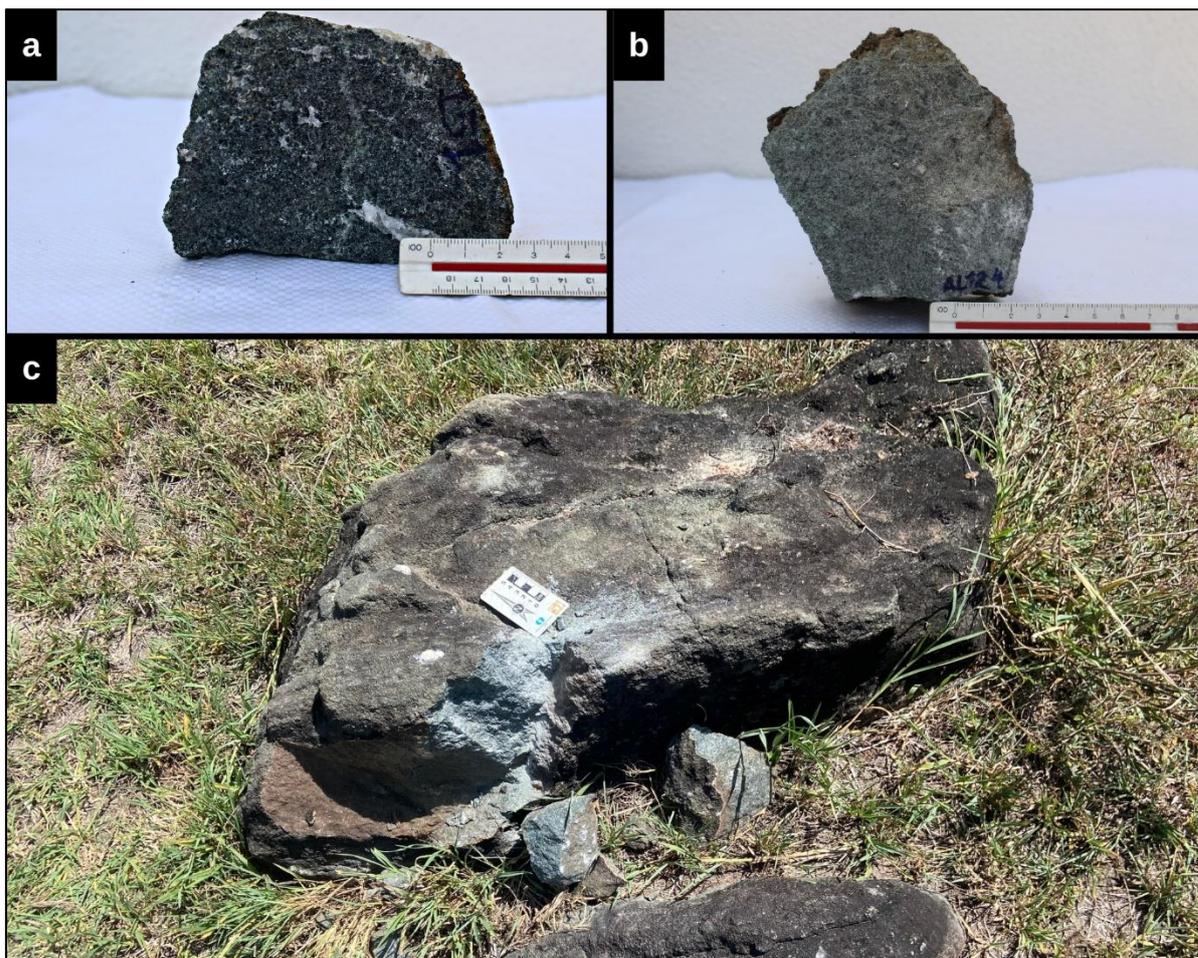
Os Piroxenitos afloram de forma mais expressiva na região sul-sudoeste da área de estudo (Figura 17). Sendo estes característicos em relevo aplainado, solo argiloso com tonalidade avermelhada a cinza, compreendendo cotas variando de 210 m a 240 m.

Em campo, os piroxenitos apresentam cor verde a cinza escuro, estrutura granofélsica a levemente orientada, caracterizados por uma textura granoblástica de granulação fina a média, onde dominam piroxênios idioblásticos a subdioblásticos, com localizada calcita intergranular (Figura 27).

Os piroxênios ocorrem dominando a rocha, acima de 90%, com textura granoblástica, coloração esverdeada, com tamanhos menores ou iguais a 0,3 cm.

A calcita ocorre de forma intersticial ou intergranular, e localizadamente forma agrupamentos de formas irregulares. Os grãos apresentam dimensões menores que 0,1cm.

Figura 27. (a, b) Amostra de mão de rocha máfica. (c) Afloramento de rocha máfica.



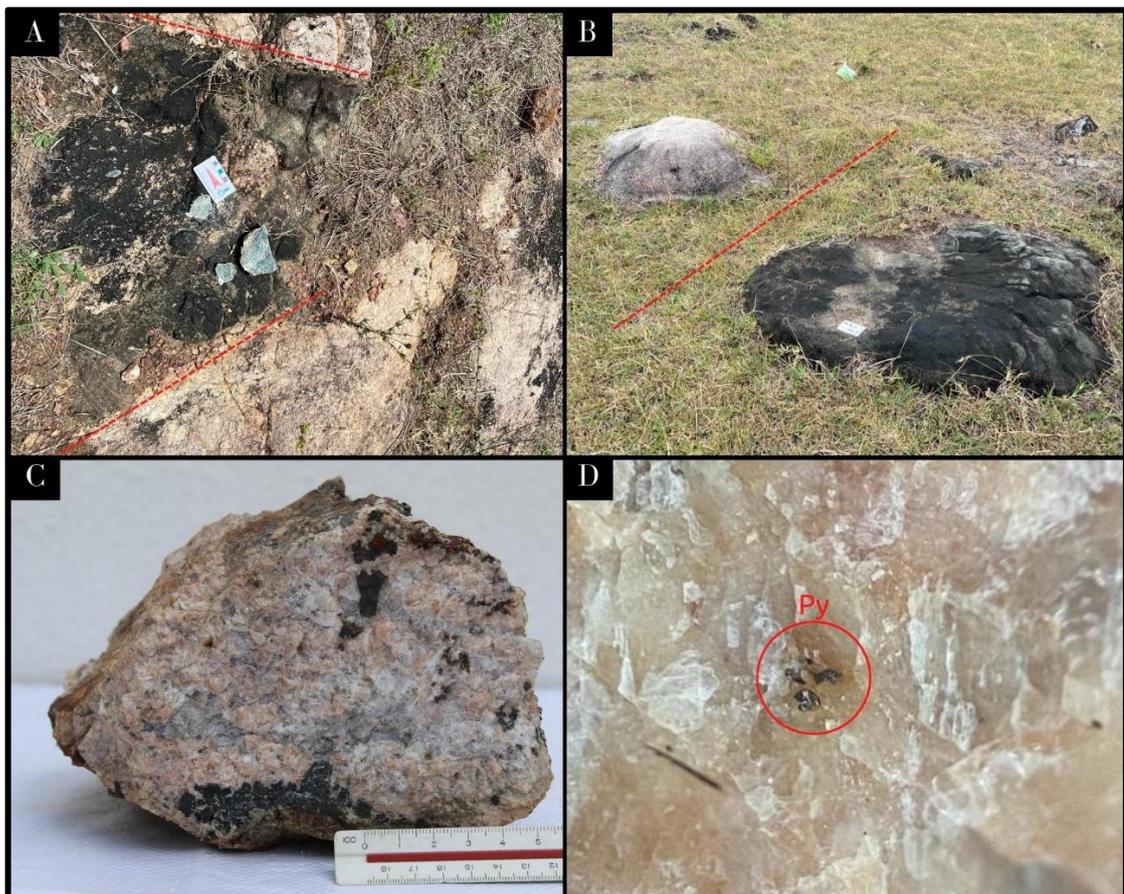
Fonte: Próprio autor (2023).

6.1.6 Intrusões Graníticas

Na região sul-sudeste da área de estudo, as rochas graníticas ocorrem na forma de um *stock*, alongado com direção NW-SE (Figura 17). Localizadamente é possível observar os contatos intrusivos dessa unidade nos piroxenitos (Figura 28a e 28b).

Na área de pesquisa, as rochas graníticas possuem coloração rosada, são leucocráticas a hololeucocráticas e ocorrem predominantemente cisalhadas. A textura porfiroclástica é comum, sendo definida por feldspato alcalino porfiroclástico envolvida por uma matriz félsica de granulação média a fina. Essas rochas são constituídas por K-feldspato (54%), plagioclásio (10%) e quartzo (23%), além de minerais máficos, que não ultrapassam 13% do total da rocha, sendo representados por biotita, anfibólio, não raro granada e pirita.

Figura 28. Rocha Sienogranítica. (A) Contato abrupto litológico entre rocha granítica e piroxenito. (B) Contato inferido entre as rochas granítica e piroxenito. Amostra de mão da rocha sienogranítica de coloração rosada composta por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, não raro minerais máficos. (D) Evidência macroscópica do mineral acessório, sulfeto, pirita (Py).



Fonte: Próprio autor (2023).

Os cristais de quartzo são incolores a azulados, essencialmente cataclásticos, distribuídos desordenadamente na matriz quartzo-feldspática, com dimensões milimétricas a centimétricas (0,1 mm a 1 cm). Por vezes, o quartzo ocorre estirado ressaltando a foliação milonítica. Além disso, apresentam raramente inclusões de minerais máficos (biotita e/ou anfibólio).

O K-feldspato possui coloração rosada, possui forma subédrica, ocorrendo de forma geral, como porfiroclastos de até 2,0 cm de comprimento, ocasionalmente com textura poiquiloblástica marcada por inclusões subédricas de cristais de quartzo.

O plagioclásio possui cor branca ocorre como cristais menores, subédricos de granulometria média.

Os minerais máficos compreendem anfibólio e biotita em diferentes proporções. O anfibólio (coloração preta), constituem cristais subédricos, por vezes, euédricos prismáticos, além disso, é observável alteração de epidotização dos minerais de anfibólio (Figura 29). Enquanto os cristais de biotita, possuem forma subédrica, ocorrem distribuída de forma caótica ou isolada, ocasionalmente incluídas nos quartzos (textura poiquilítica). De acordo com a assembleia mineralógica descrita, admite-se para a unidade, uma natureza predominantemente Alkali-Feldspato Granito a Sienogranito.

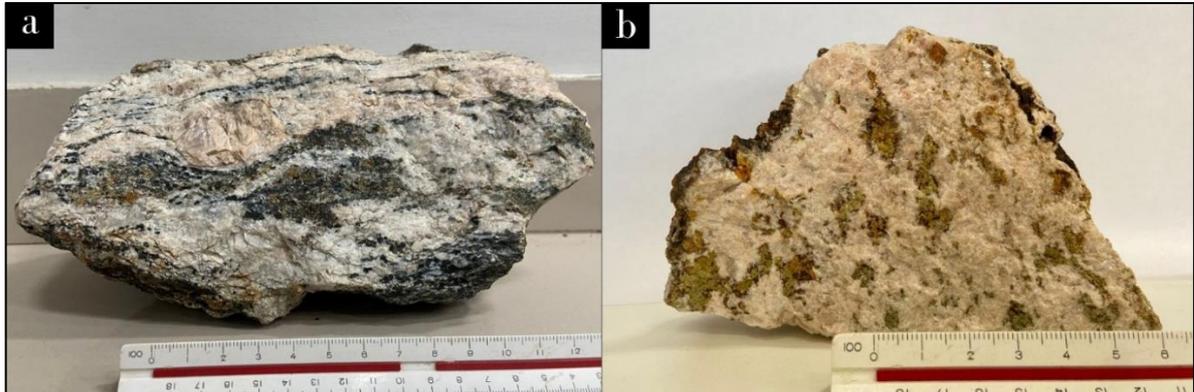
Figura 29. Fotografia da amostra do ponto ALS-001. Evidência de epidotização em rocha granítica.



Fonte: Próprio autor (2023).

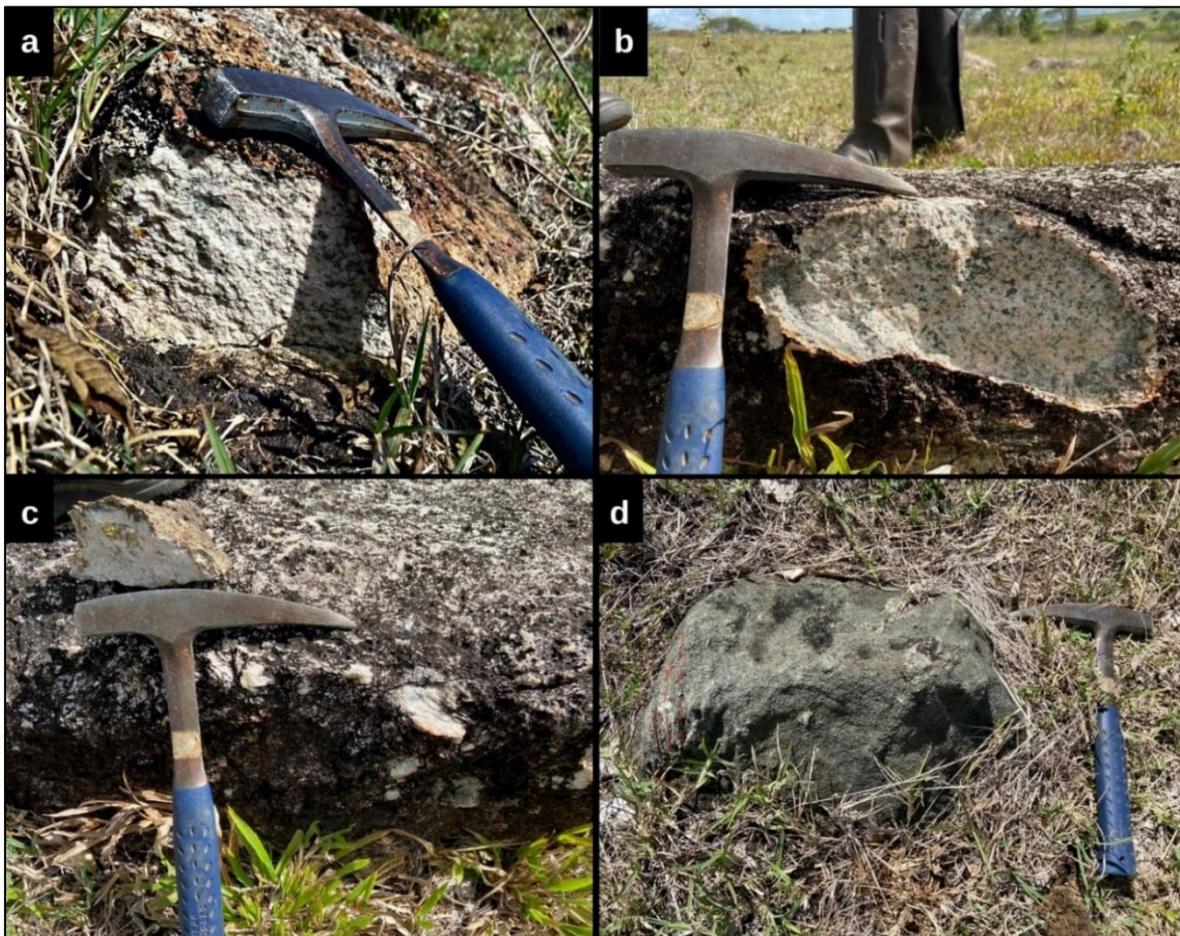
São observados nos granitoides duas distinções deformacionais, ora ocorrem com sua estrutura ígnea maciça fanerítica ora, com uma foliação milonítica, por vezes incipientes ou bem marcada (Figura 30 e 31).

Figura 30. (a) Rocha granítica com intensa deformação, evidência de boudins. (b) Granito leucocrático sem deformação, mas com epidotização.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 31. (a) Granito alcalino sem deformação. (b) Granito alcalino com foliação incipiente. (c) Evidência de porfiroclasto de K-Feldspato em uma matriz grossa. (d) Foliação incipiente marcada apenas na região lateral esquerda da rocha, enquanto o restante da rocha, apresenta-se maciça com uma granulometria fina.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.1.7 Veios de Quartzo

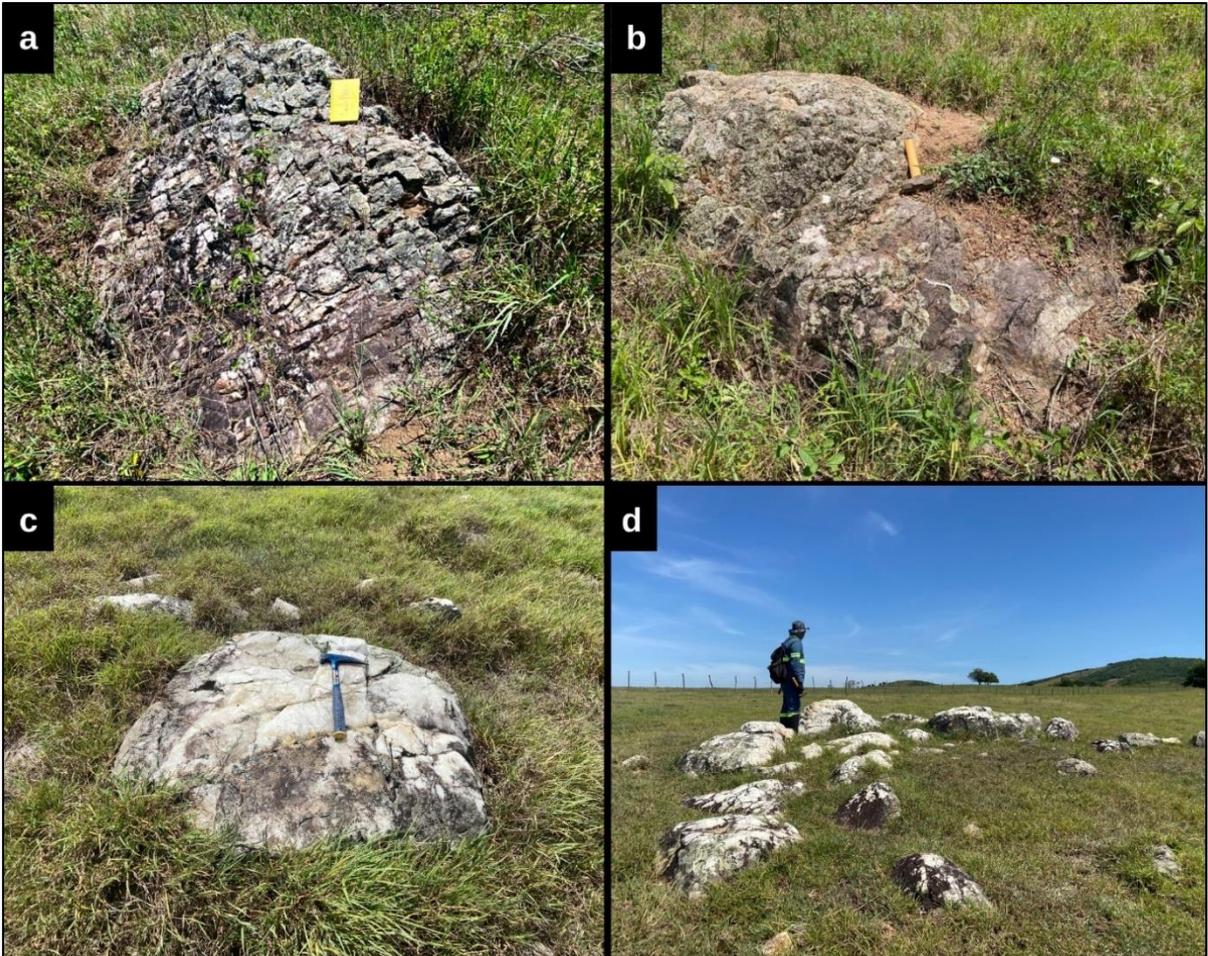
Essa unidade litológica é encontrada bem distribuída pelo polígono de pesquisa. Os veios de quartzo foram divididos em dois tipos, Veios de Quartzo Leitoso e os Veios de Quartzo Sulfetatos.

Os Veios de Quartzo Leitoso possuem uma coloração branca e possuem aproximadamente até 2 metros de espessura. A maioria destes veios estão inseridos em uma direção preferencial NE-SW, discordantes a direção das zonas miloníticas. São veios maciços homogêneos, compostos essencialmente por quartzo (Figura 32b e 32c).

Os Veios de Quartzo Sulfetado ocorrem na região central do polígono da área de estudo, posicionados de modo concordante com a zona milonítica, NW-SE e com altos ângulos de mergulho. Estes veios encontram-se encaixados nos quartzitos miloníticos, onde ocorrem com coloração variando de roxo a laranja esbranquiçado, com espessuras variando de 0,5 metros a 1,70 metros de comprimento. Um intenso fraturamento é observado nos veios ocasionado por duas famílias de fraturas com direções NE-SW e NW-SE (Figura 32a e 32b).

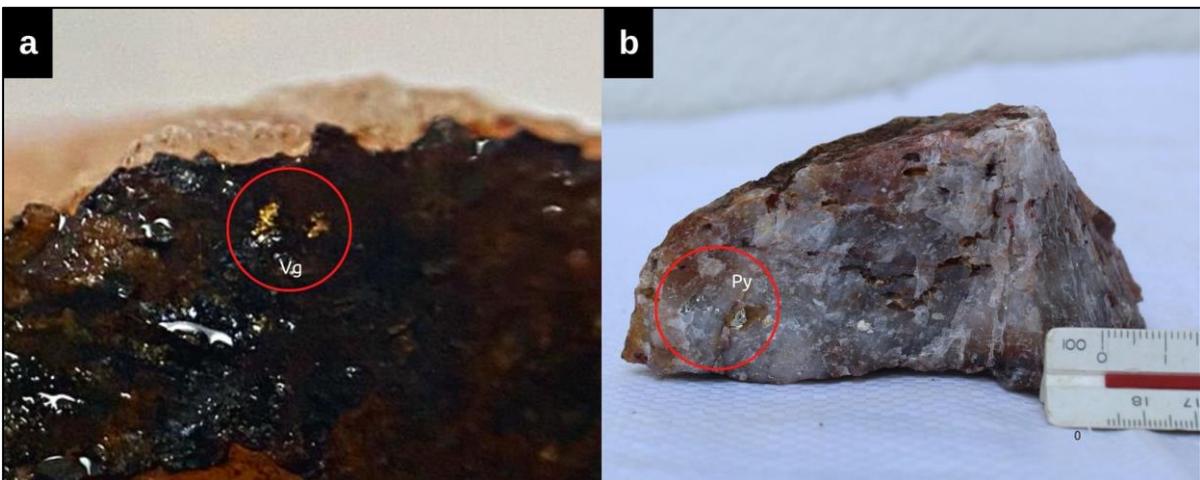
Os veios são compostos essencialmente por quartzo, além de a pirita, esta que não ultrapassa 5%. A pirita ocorre como grãos euédricos com dimensões abaixo de 0,3 milímetros. Nos veios oxidados observa-se a pirita limonitizada, além da presença de *boxworks*. Associado a esses veios, há ocorrência de ouro tanto de forma livre nos quartzos ou associada a pirita (Figura 33).

Figura 32. (a e b) Veio de Quartzo sulfetado de coloração roxo esbranquiçado, com um sistema de fraturas. (c e d) Veio de quartzo leitoso, de coloração branca com direção preferencial NE-SW.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 33. (a) Veio de quartzo com ouro visível. (b) Veio de Quartzo Sulfetado com pirita associada, a qual ocorre de forma disseminada.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.1.8 Veios Pegmatíticos

Os veios pegmatíticos ocorrem cortando as rochas gnaissicas principalmente na região nordeste e sudeste da área de estudo. São veios que possuem aproximadamente 1 metro de espessura, e a maioria apresentam-se bastante alterados.

Em geral, possuem coloração esbranquiçada, com textura fanerítica pegmatóide a fanerítica grossa, cristais com até 1,5 cm de comprimento. Possuem uma composição granítica, constituído quartzo, feldspato potássico e albita, por vezes, contêm também biotita e muscovita. (Figura 34). Nessas intrusões são observados a textura gráfica. Por vezes, estes pegmatitos são seccionados por veios de quartzo.

Figura 34. (a, b) Afloramento composto veio pegmatítico em vala de estrada; (c) veio pegmatítico com textura gráfica; (d) veio pegmatítico interceptando o a rocha gnáissica.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.2 HIDROTERMALISMO

Na área de estudo foram observados três tipos de hidrotermalismo associado com a mineralização aurífera, a alteração propilítica, alteração sericítica e a alteração silicificação, conforme descrito abaixo.

(a) Alteração propilítica

A alteração propilítica na área de estudo é predominante nas partes mais externas do sistema aurífero, afetando as rochas gnáissicas e as intrusões graníticas. Esta alteração ocorre de forma seletiva com intensidade variável, e tem como principais minerais diagnósticos a clorita e epidoto, resultantes da transformação de minerais máficos como anfibólios e biotitas. Devido ser uma alteração seletiva há dificuldade em delimitar o halo propilítico.

(b) Alteração Sericítica

Na área de estudo, essa alteração afeta principalmente os quartzitos, de forma pervasiva e fissural envelopando os veios de quartzo. A alteração sericítica é representada pelos minerais Sericita e argilominerais.

(c) Alteração Silicificação

A alteração de silicificação ocorre afetando, especificamente, as rochas quartzíticas. Esta alteração ocorre de forma e intensidade variável, é considerada uma das alterações que representa núcleo de alteração.

6.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Na área de pesquisa, foram destacados dois tipos de foliações pervasivas:

a) Bandamento Gnáissico

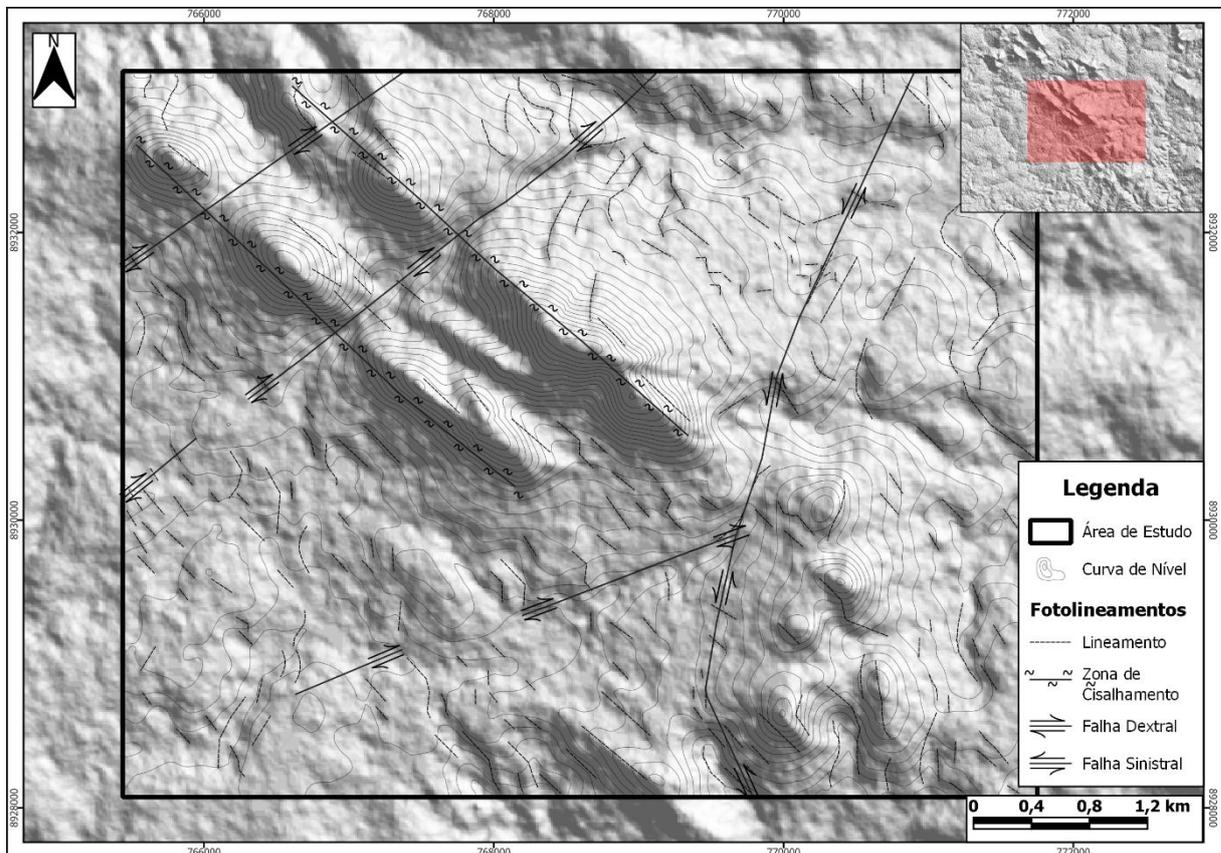
O Bandamento, de natureza metamórfica, presente nos gnaisses, são representados por bandas milimétricas a centimétricas, por vezes descontínuas, com bandas félsicas definidas por grãos de quartzo e feldspato intercalados com biotita, banda máfica. Apresenta orientação em torno de NW-SE com porções variavelmente anastomosadas. Esse bandamento encontra-se dobrado, em sequencias simples sinformes-antiformes, formando, portanto, dobras assimétricas.

b) Foliação Milonítica

A foliação correspondente, ocorre de forma descontínua, fina, do tipo milonítica, em bandas e zonas de cisalhamento com orientações NW-SE, sub-verticias. A foliação presente nas rochas aflorantes, antes citada, quase sempre se associa ao lineamento mineral do tipo de estiramento mineral dos cristais quartzo.

As estruturas rúpteis são de pouco destaque no campo, sendo mais bem detalhada e observada em imagens aéreas, desta forma, a partir de imagem de satélite *Copernicus*, foi possível delimitar lineamentos, zonas de cisalhamento e falhas (Figura 35).

Figura 35. Imagem satélite Copernicus utilizada para delimitar as falhas, zonas de cisalhamento e lineamentos estruturais. (Autora, 2023).



Fonte: Próprio autor (2023).

Ao longo dos trabalhos locais, realizados na área de estudo, no contexto estrutural, sugere-se que as rochas do Complexo Arapiraca foram submetidas, pelo menos por duas fases deformacionais.

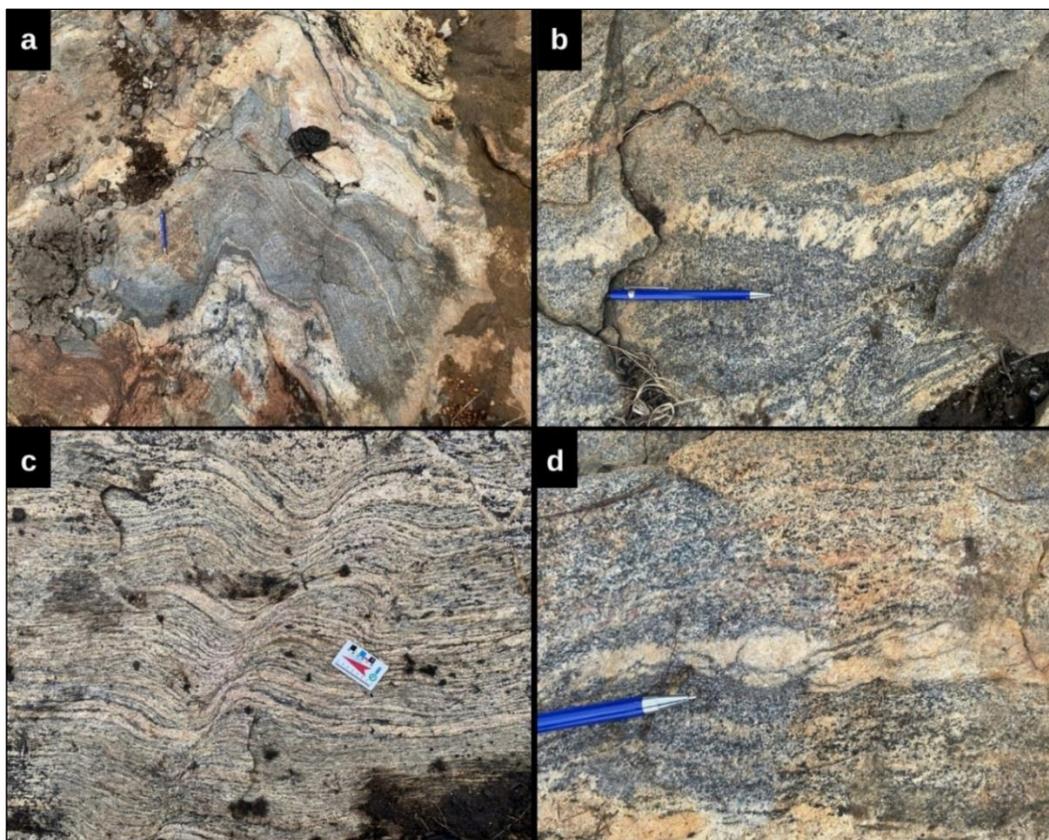
6.3.1 Evento D_n

Esse evento corresponde a um regime dúctil, em função das dobras que gerou nas estruturas anteriores. A segregação entre as bandas félsicas e máficas que ocorre no Biotita Gnaiss (BtG) possui orientação geral NW-SE e ângulos de mergulho variado. O plano S_n contém foliações minerais marcada pelo estiramento dos grãos de quartzo e feldspato e pelo alongamento da biotita e minerais opacos. Estas estruturas são evidenciadas principalmente nos afloramentos representados por Biotita-Gnaiss que contém estruturas como dobras, estruturas S-C *augen*, porfiroblasto rotacionado e sombras de pressão. Estes marcadores de zona de cisalhamento, são bem evidenciados nesta litologia, as estruturas S-C *augen* e o rotacionamento do K-feldspato indicam um movimento dextral.

6.3.2 Evento D_{n+1}

Esse evento provavelmente desenvolveu a fase posterior, em um regime dúctil a dúctil-rúptil. Nesta fase, o elemento estrutural mais importante são as superfícies planares de cisalhamento, superfícies perpendiculares ao bandamento gnáissico. Porém, estas superfícies S_{n+1} são raras de ocorrer. Os bandamentos gnáissicos originais em S_n , acabam dobrando formando S_{n+1} (Figura 36). Além disso, falhas foram identificadas tanto em campo, a partir de feição de estria de falha e também, em fotointerpretações, e considera-se como um regime posterior alinhada a NE-SW.

Figura 36. (a) Biotita gnaiss migmatítico com presença de dobra fechada; (b) Dobras parasíticas (tipo Z) em biotita gnaiss; (c) estruturas S-C em fácies migmatito de biotita gnaiss; (d) estrutura tipo augen em biotita gnaiss.



Fonte: Próprio autor (2023).

Além disso, regime rúptil é responsável por gerar as condições necessárias para percolação dos fluídos mineralizadores. Esta fase é representada pela zona de cisalhamento de alto ângulo que intercepta em orientação NW-SE os quartzitos encaixantes da mineralização aurífera, marcada pelas foliações miloníticas impressas nos afloramentos de quartzitos, além das falhas que cortam no sentido NE-SW as foliações.

Diante das informações citadas anteriormente, durante o trabalho de reconhecimento da geologia local foram identificadas duas principais famílias de estruturas que corroboram, em parte, com os autores supracitados. As estruturas correspondem a foliações penetrativas e miloníticas que ocorrem em gnaisses e nos quartzitos.

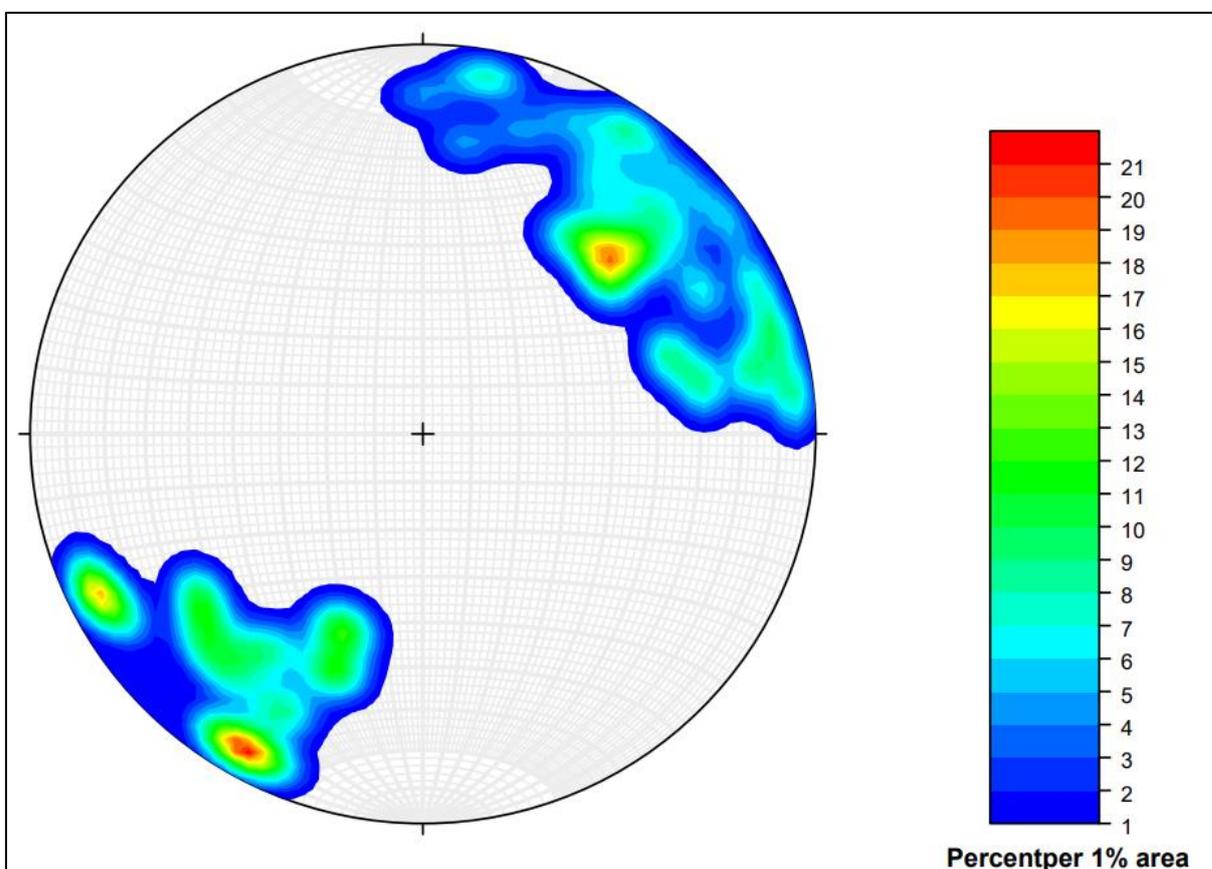
Para obter melhores respostas, com auxílio do estereograma, os dados foram analisados para as duas litologias, o embasamento gnáissico e os quartzitos. Foram realizados os diagramas estereográficos para representar as quantidades de dados estruturais reunidas durante o mapeamento e facilitar a interpretação da deformação predominante na região. Construiu-se dois tipos de diagramas, o diagrama de isodensidade polar, o qual é utilizado para estudos de

planos de foliação das rochas; e o diagrama de rosetas, utilizado neste trabalho para estudos de planos de fraturas e falhas.

O diagrama de isodensidade polar concentrou todas as medidas de foliação retirada no mapeamento, como citado acima, das rochas gnáissicas e os quartzitos. todas as medidas analisadas e geradas no programa *Stereonet Rick Allmendinger's Stuff* (versão 11) encontram-se na notação *Dip Direction/Dip*.

Para as foliações gnáissicas foram utilizados os polos de 50 medidas dos planos com mergulham tanto para NE como para SW, ângulos de médio a alto grau, com orientação média de 045/61 NE e 219/64 SW (Figura 37).

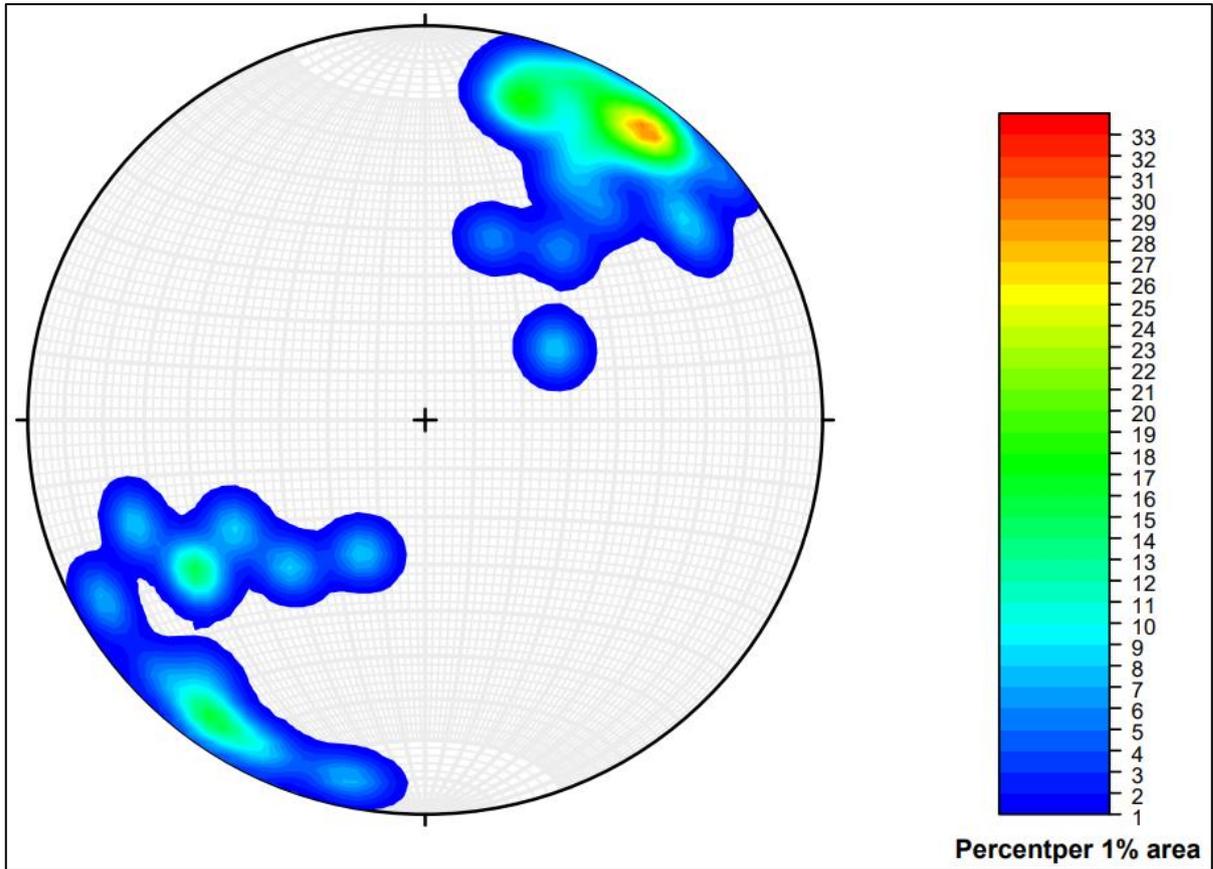
Figura 37. Mapa de contorno a partir de dados de densidade polar do bandamento gnáissico.



Fonte: Próprio autor (2023).

Enquanto para as foliações quartzíticas miloníticas foram utilizados os polos de 49 medidas dos planos com mergulham tanto para NE como para SW, concordando com a deformação da rocha metamórfica citada anteriormente, possuindo ângulos de alto grau, com orientação média de 036/80 NE e 217/79 SW (Figura 38).

Figura 38. Mapa de contorno a partir de dados de densidade polar do quartzito milonítico.



Fonte: Próprio autor (2023).

Após integrar os dados de planos em um único arquivo foi calculado os polos médios, transformado em planos, e logo foi identificado o ponto médio entre os dois planos. Sendo assim, os planos possuem direção NE e SW e eixo com caimento muito suave ($\sim 8^\circ$) para SE (Figura 39).

Posicionamento espacial:

- **Eixo:** com caimento suave ($\sim 8^\circ$) para SE.

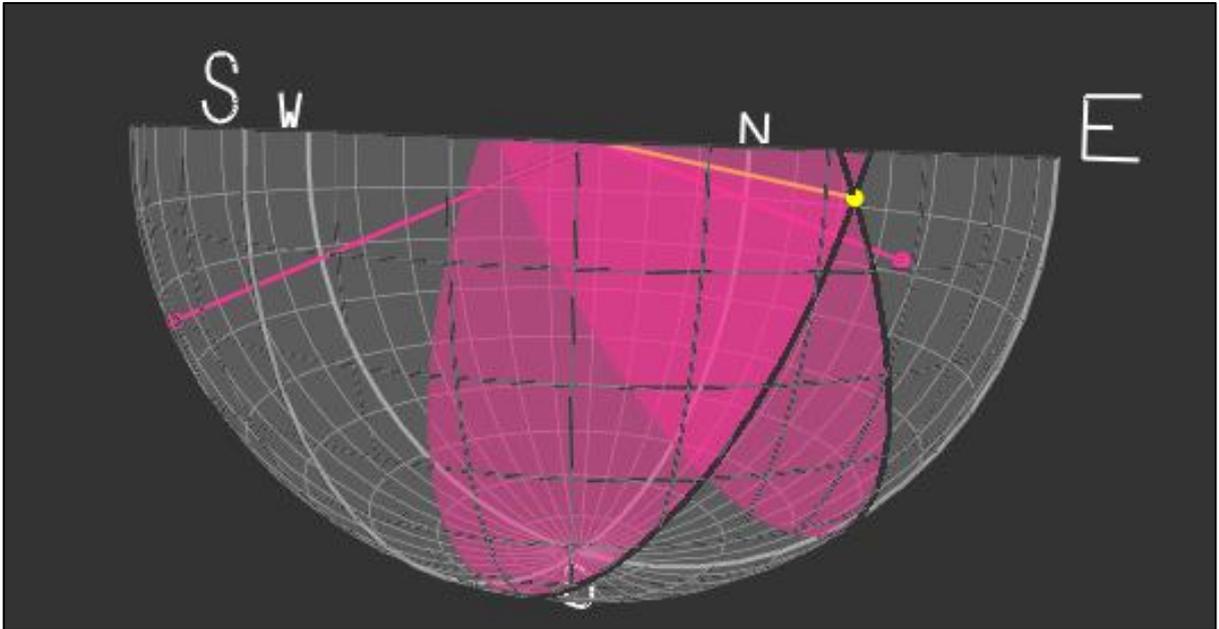
- **Flancos:**

(a)036/72 NE

(b)229/66 SW.

- Plano axial inferido: NW-SE

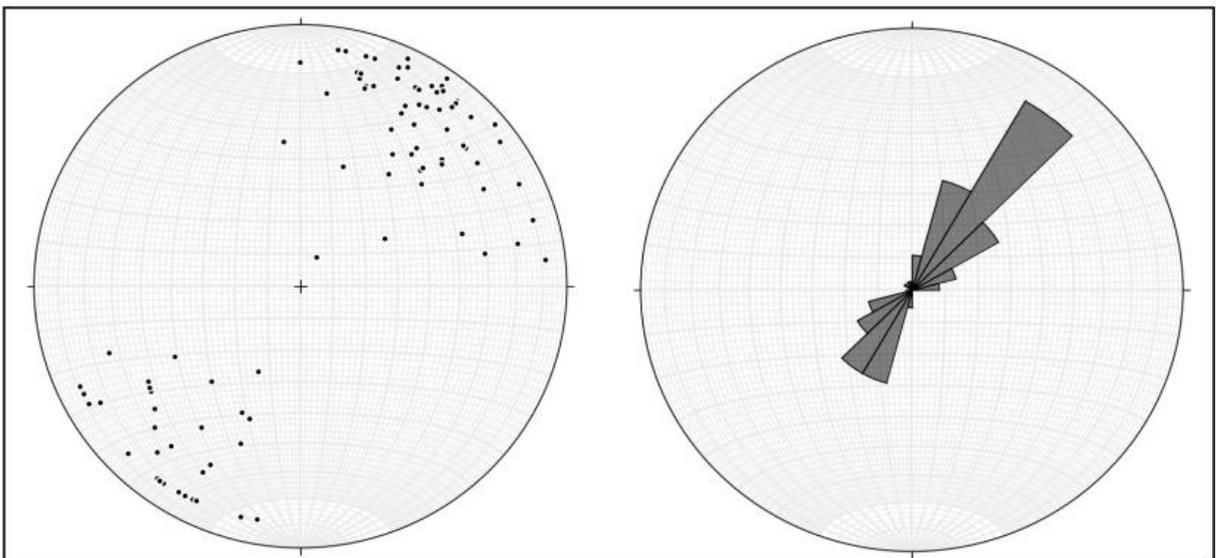
Figura 39. Plano axial dos planos médios inseridos no programa Stereonet, na forma de visualização 3D, inferindo uma vergência para SE com plunge $\sim 8^\circ$.



Fonte: Próprio autor (2023).

Além disso, nota-se ainda que as dobras estão truncadas por conjuntos localizados de lineamentos com orientação NE-SW, que além de serem mais bem identificadas em imagens satélites, provavelmente, são responsáveis pelo transporte do fluido hidrotermal (Figura 40).

Figura 40. Diagrama de Roseta indicando orientação preferencial das fraturas e falhas no contexto local da área de estudo.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.4 PETROGRAFIA

Neste capítulo serão abordadas descrições petrográficas realizadas nas seis amostras das principais unidades geológicas. São descritos com o objetivo de classificar as rochas estudadas, descrever suas composições e identificar as principais texturas, além das alterações observadas.

6.4.1 Biotita Granodiorito Gnaiss

O estudo petrográfico nesta rocha revelou ser composto basicamente por quartzo, plagioclásio (Albita), K-feldspato (Microclínio e Ortoclásio), biotita, epidoto e zircão (Figura 41 e 42). A partir da análise modal, apresentada na Tabela 5, foi possível classificar esta rocha em Biotita Granodiorito Gnaiss.

Tabela 5. Análise modal do Biotita Granodiorito Gnaiss.

Minerais -ALS-023	Análise Modal
Quartzo	32,0%
Plagioclásio	23,3%
Microclínio	10,7%
Biotita	14,6%
Muscovita	10,0%
Clorita	7,7%
Epidoto	1,5%

Fonte: Próprio autor (2023).

O quartzo é incolor, anédrico com tamanhos variantes entre 0,37 mm e 1,26 mm, predominando indivíduos com 0,56 mm. Os contatos são curvo a irregulares com plagioclásio, biotita, ortoclásio. É perceptível a extinção ondulante e, por vezes ocorrem inclusos em cristais de plagioclásio e K-feldspato.

O plagioclásio ocorre na forma anédrica, com tamanho variante de 0,95 mm e 1,32 mm, predominando indivíduos com 0,98 mm. Os contatos são difusos com o plagioclásio e quartzo, por vezes, reto com a biotita. O mineral apresenta feição de exsolução na forma de pertitas em chama. A maioria dos cristais apresentam processos de sericitização.

O microclínio ocorre na forma de minerais anédricos, com tamanhos variando de 0,56 mm a 1,82 mm, com tamanho predominante de 0,85 mm. Os cristais apresentam contatos curvos e serrilhados com os outros minerais. Por vezes os K-feldspatos desenvolvem uma turvação relacionada ao desenvolvimento de argilominerais, marcada por uma coloração acinzentada, e ainda de forma pervasiva, alteração da matriz por sericita (marcada por uma

coloração alaranjada). As inclusões mais comuns são de cristais anédricos, quartzo e opacos não maiores que 0,30 mm.

A biotita apresenta-se na forma de cristais subédricos a anédricos, apresentando hábito tabular, e dimensões que variam de 0,39 mm a 0,84 mm, com predomínio de cristais com tamanho de 0,39 mm. Os cristais expõem contatos retos e curvos com a maior parte dos minerais da lâmina. Inclusões de apatita euédricas e opacos são frequentes. Os cristais de biotita são encontrados em processo de cloritização.

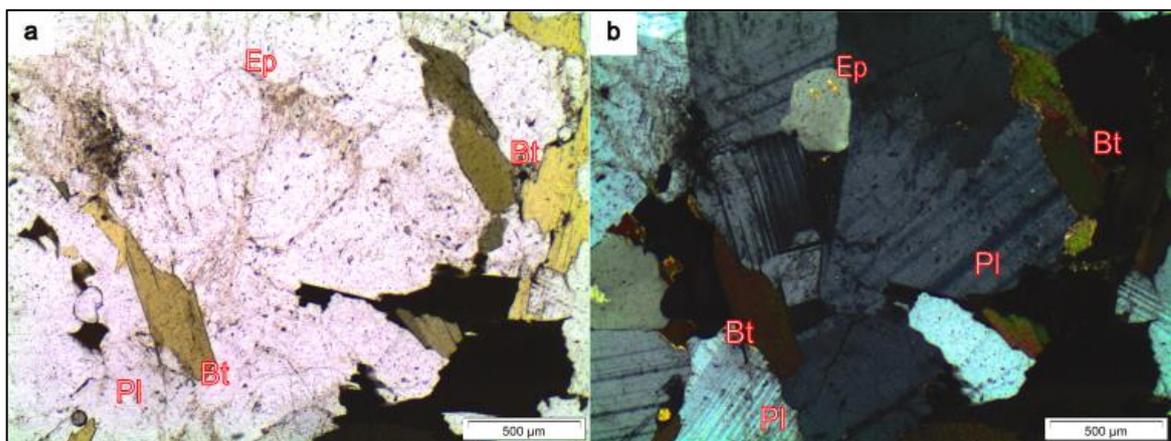
A muscovita é anédrica, hábito lamelar com dimensões que variam de 0,08 mm a 0,71 mm, com predomínio de cristais com tamanho de 0,3 mm e relevo moderado. São cristais que ocorrem na maioria deformados e inclusos em ortoclásios. Faz contato é reto e serrilhado com ortoclásio.

A clorita ocorre como produto da alteração da biotita, possui forma anédrica a subédrica, com dimensões variando de 0,26 mm a 0,94 mm, com predomínio de cristais com tamanho de 0,41 mm.

Os minerais de epidoto apresenta uma fase acessória, são anédricos, com granulometria milimétrica, inferior a 0,01 mm. Os cristais ocorrem inclusos em quartzos e ortoclásios.

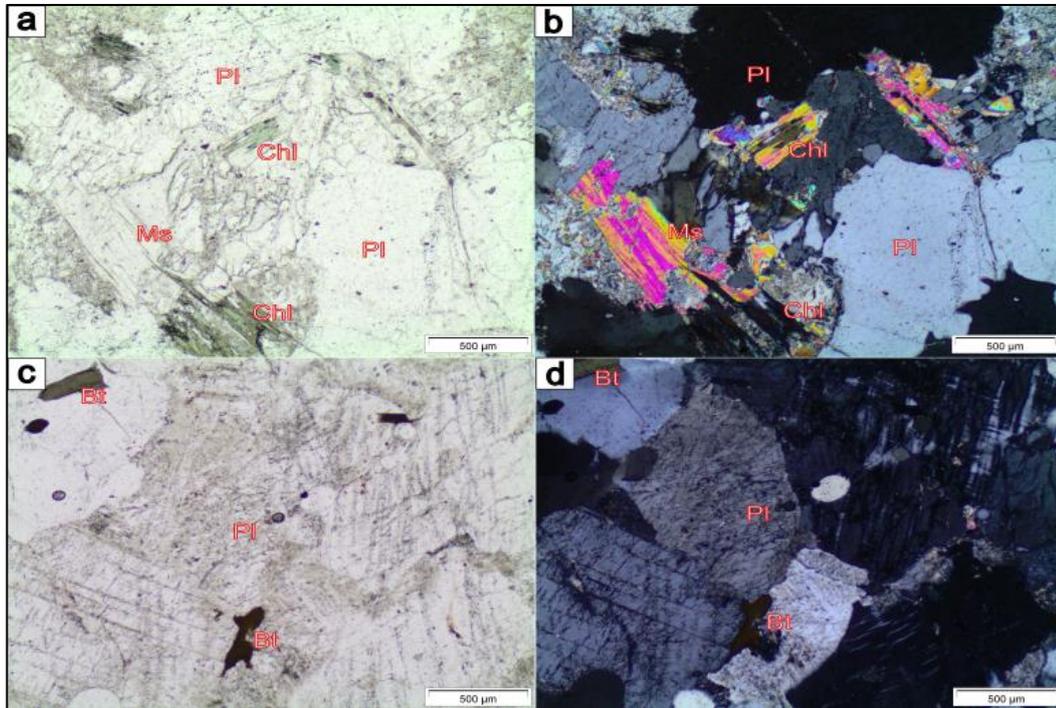
A sericita ocorre como alteração dos feldspatos onde apresenta formas anédricas com dimensões inferiores a 0,03 mm.

Figura 41. (a) Fotomicrografica da lâmina ALS-023 a nicóis descruzados. Contendo biotita, plagioclásio (albita) com macla polissintética, epidoto incluído em plagioclásio. (b) Fotomicrografica da lâmina ALS-023 a nicóis cruzados. Siglas: Ep = epidoto, Bt = Biotita.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 42. Fotomicrografica da lâmina ALS-023. (a) Lâmina a nicóis des cruzados contendo alteração da muscovita para clorita e, observa-se os argilominerais como uma turvação nos feldspatos anteriormente límpidos. (b) Fotomicrografica da letra 'a' a nicóis cruzado.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.4.2 Magnetita-Biotita Tonalito Gnaiss

O estudo petrográfico na lâmina ALS-053 revelou ser composto basicamente por quartzo, microclínio, biotita, opacos, carbonato, epidoto, zircão (Figura 43 e 44). A partir da análise modal, apresentada na Tabela 6, foi possível classificar esta rocha em Magnetita - Biotita Tonalito Gnaiss.

Tabela 6. Análise modal do Magnetita-Biotita Gnaiss.

Minerais -ALS-053	Análise Modal
Quartzo	24,9%
Plagioclásio	21,4%
Microclínio	1,6%
Biotita	19,5%
Muscovita	0,6%
Carbonato	0,4%
Epidoto	2,4%
Espinélio	3,4%
Opacos	24,8%
Zircão	0,6%

Fonte: Próprio autor (2023).

O quartzo é incolor, anédrico com tamanhos variantes entre 0,3 mm e 0,71 mm, predominando indivíduos com 0,4 mm. Os contatos são irregulares com plagioclásio, biotita, ortoclásio, epidoto. É perceptível a extinção ondulante. Os cristais apresentam-se inclusos nos minerais ferromagnesianos.

O plagioclásio possui forma essencialmente anédrica, com tamanho variante de 0,82 mm a 1,67 mm, com predomínio de indivíduos com 1,21 mm. Frequentemente ocorre geminação polissintética, sendo que por vezes apresenta lamelas delgadas e descontínuas com tamanhos milimétricos. Os contatos são irregulares com a maioria dos outros minerais presentes na lâmina, além disso, apresenta extinção ondulante de baixa intensidade. Apresenta filões com coloração amarelada invadindo os cristais, os quais são referentes ao processo de oxidação dos óxidos.

O microclínio ocorre na forma de minerais anédricos, com tamanhos variando de 0,56 mm a 1,19 mm, com tamanho predominante de 0,71 mm. Os cristais apresentam contatos curvos e irregulares com os outros minerais. Apresenta filões com coloração amarelada invadindo os cristais, os quais são referentes ao processo de oxidação dos óxidos.

A biotita apresenta-se na forma de cristais subédricos a anédricos, apresentando hábito tabular sendo a maioria deformado com extinção ondulante. Possui dimensões que variam de 0,19 mm a 0,52 mm, com predomínio de cristais com tamanho de 0,46 mm. Os cristais expõem contatos retos e irregulares com a maior parte dos minerais da lâmina. Inclusões de apatita euédricas e opacos são frequentes, sendo estes, inclusos na clivagem com formato estirado. Os cristais de biotita são encontrados em processo de cloritização. Além disso, é perceptível halos pretos ao redor do mineral, devido oxidação ou opacitização.

A muscovita é anédrica, hábito lamelar com dimensões milimétricas, predominando cristais com tamanho de 0,37. São cristais que ocorrem na maioria deformados. Faz contato é reto com ortoclásio, na maioria.

A clorita possui forma anédrica, com tamanho variando de 0,31 mm a 0,84 mm, com predomínio de cristais com tamanho de 0,44 mm. Possui hábito lamelar e é resultado da alteração de biotita.

O carbonato é anédrico, com granulometria milimétrica, inferior a 0,01 mm. Ocorre de forma localizada como produto de alteração.

O espinélio possui forma anédrica a subédrica. São cristais com tamanho variando de 0,10 mm a 0,39 mm, com predomínio de cristais com tamanho de 0,15 mm. São isotrópicos e sempre associados aos minerais opacos.

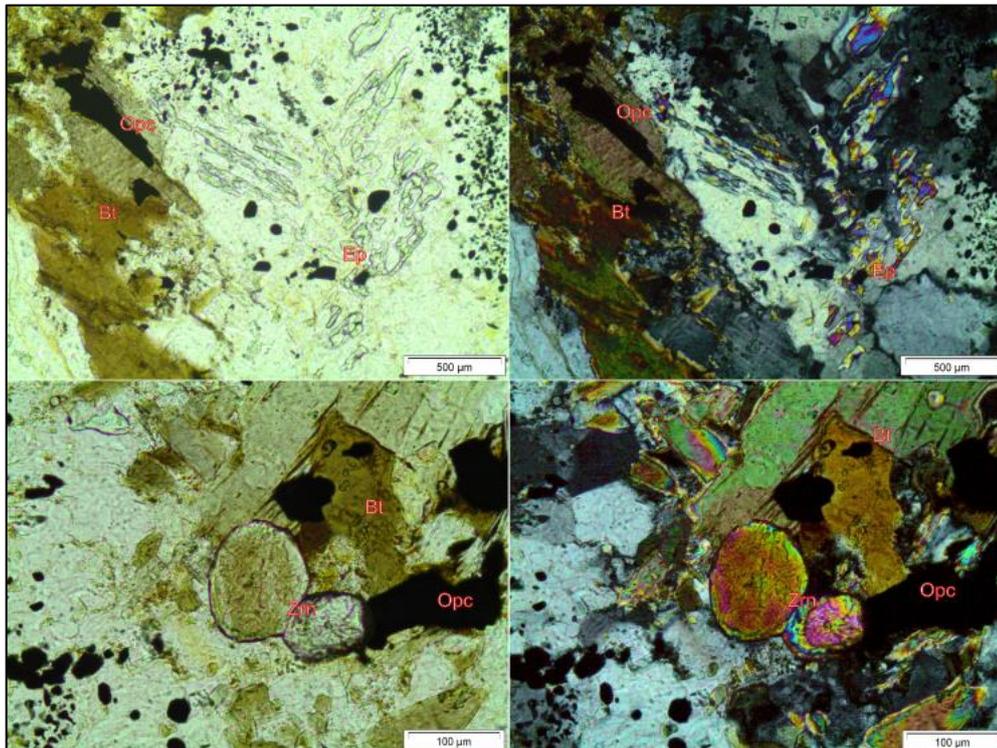
Os minerais de epidoto apresentam uma fase acessória, são anédricos, com granulometria milimétrica, inferior a 0,06 mm. Os cristais ocorrem inclusos em quartzos e ortoclásios.

Os minerais opacos são na maioria, anédricos, com tamanho variando de 0,17 mm a 1,97 mm, com predomínio de cristais com tamanho de 0,71 mm. São minerais que ocorrem inclusos em quase todos minerais na lâmina. Além disso, associados aos opacos, há ocorrência do espinélio de forma inclusa. Provavelmente, estes minerais opacos tratam-se de magnetita devido sua forma comum, xenomórfica (anédrica).

Os minerais de zircão são anédricos, com granulometria milimétrica, inferior a 0,01 mm, apresentam relevo alto, e é observado halo pleocróico (borda escura).

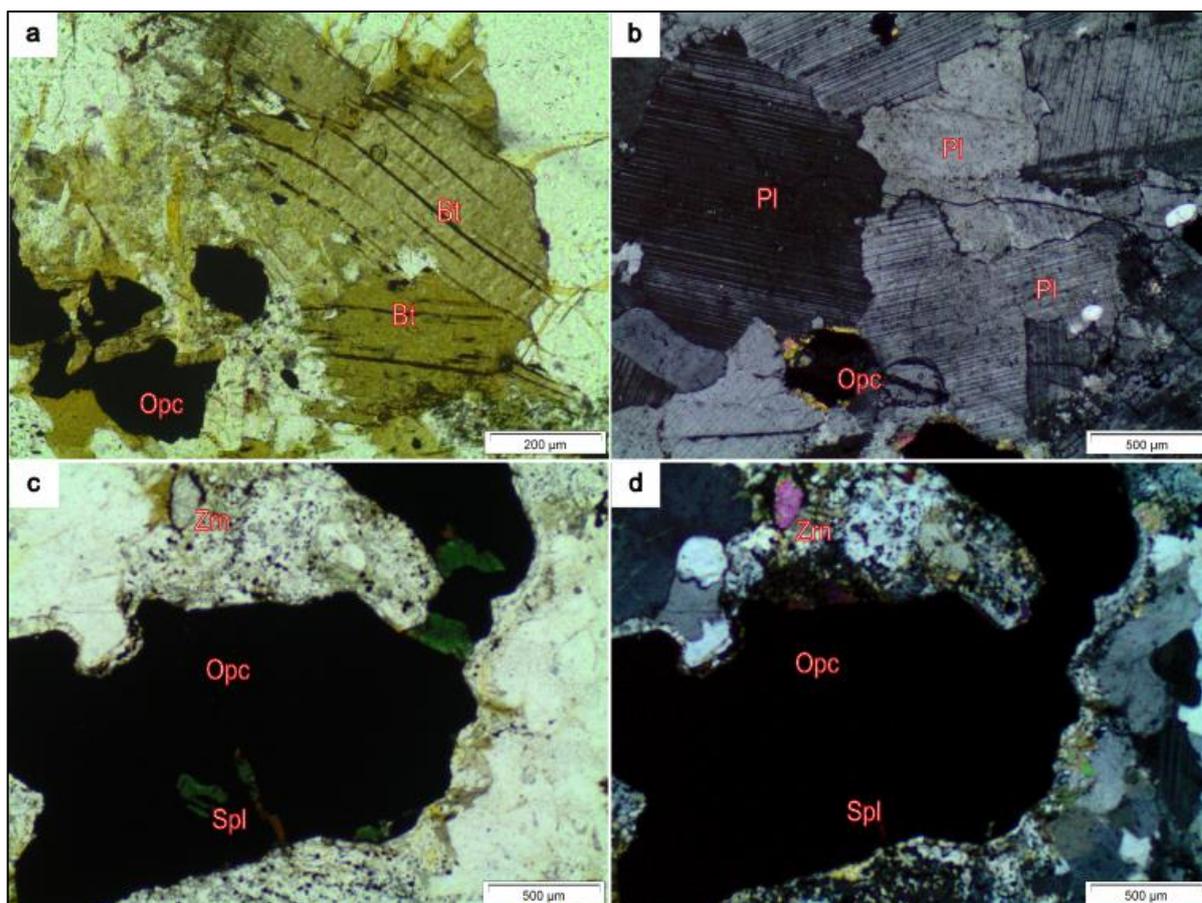
São observados filetes de óxidos e hidróxidos de ferro, relacionado à oxidação/dissolução dos minerais opacos.

Figura 43. (a) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis descruzados. Contendo biotita totalmente deformada, algumas com borda de reação e associado a ocorrência de óxidos (opacos) anédricos. Possui ainda em evidência epidoto. (b) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis cruzados. Nela evidencia os plagioclásios com macla polissintética e plagioclásio com alteração argílica marcada pelos pontos amarelos no mineral. (c) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis descruzados. Evidência da ocorrência de biotita e opacos associados e, mineral de zircão anédrico. (d) Fotomicrografica da lâmina ALS-054, mesma imagens da letra 'c' a nicóis cruzados. Siglas: Bt = Biotita, Opc = Opacos, Ep = Epidoto, Zrn = Zircão.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 44. (a) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis descruzados. Contendo biotita totalmente deformada e com borda de reação, associado a ocorrência de óxidos (opacos). (b) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis cruzados. Nela evidencia os plagioclásios com macla polissintética e plagioclásio com alteração argílica marcada pelos pontos amarelos no mineral. (c) Fotomicrografica da lâmina ALS-054 a nicóis descruzados. Evidência da ocorrência de espinélio associado aos minerais opacos. (d) Fotomicrografica da lâmina ALS-054, mesma imagens da letra ‘c’ a nicóis cruzados. Siglas: Pl = plagioclásio. Bt = Biotita, Opc = Opacos, Spl = Espinélio, Zrn = Zircão.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.4.3 Formação Ferrífera Bandada

O estudo petrográfico em rocha de formação ferrífera bandada revelou que é composta por quartzo, opacos, óxidos de ferro, epidoto e zircão (Figura 45).

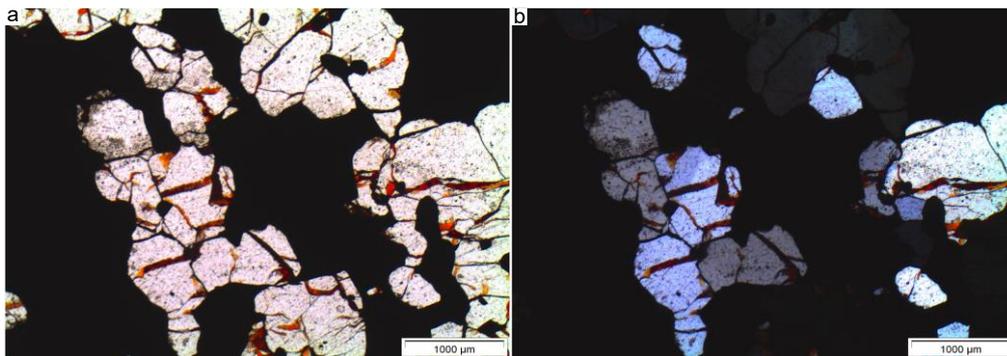
O quartzo é o mineral dominante na matriz, possui forma genericamente poligonal, com um mosaico que se assemelha a textura sacaroidal com granulometria média tamanho variando de 0,13 mm a 0,39 mm, com predomínio de cristais com tamanho de 0,16 mm, possuem contato reto a ondulado. Observa-se uma impregnação de óxidos de ferro contornando a maioria dos grãos de quartzo.

Os minerais opacos possivelmente são Magnetita e Hematita. São os minerais também mais frequentes na rocha, apresentam-se como bandas entre os minerais de sílica. Os minerais opacos ocorrem em forma de veios alongados que intrudem também os minerais de quartzo (Figura 46).

São característicos filetes anostomosados de óxidos e hidróxidos de ferro, relacionado à oxidação/dissolução destes óxidos. Definidos como goethita, mineral de alteração que preenche parcialmente cavidades de forma intersticial.

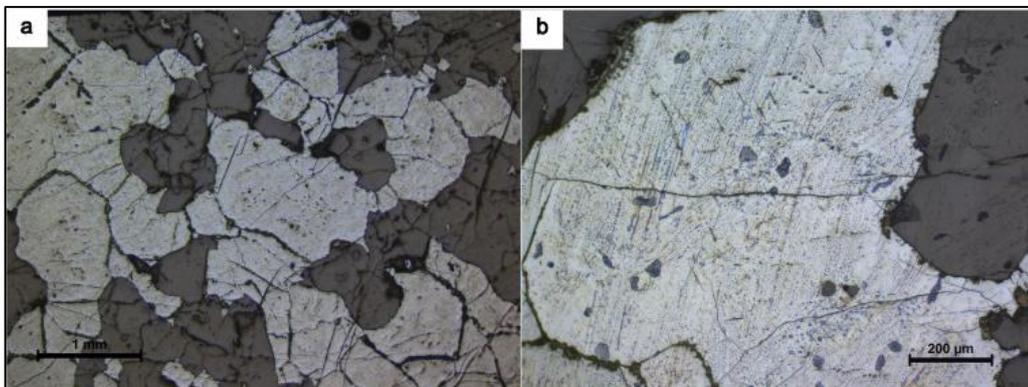
O zircão ocorre na forma euédrica, com dimensões milimétricas menores que 0,03 mm, e ocorrem como inclusões em quartzo.

Figura 45. Lâmina ALS-037. (a) Fotomicrografica em lâmina de BIF a nicóis descruzados. Mostra a textura poligonal do quartzo (incolor, com inclusões alinhadas dos minerais opacos (preta). Contornos alaranjados dos óxidos de ferro (b) Fotomicrografica de lâmina de BIF a nicóis cruzados. É observado que os grãos de quartzo estão compostos por inclusões opacas milimétricas. Compostos por quartzo, óxidos (minerais opacos) e hidróxidos de ferro.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 46. Fotomicrografica da lâmina ALS-037 a luz refletida. Onde evidência os óxidos de Fe (Magnetita e Hematita).



Fonte: Próprio autor (2023).

6.4.4 Piroxenito

O estudo petrográfico nestas rochas máficas revelou que é composta essencialmente por piroxênio, epidoto, apatita e zircão (Figura 47). A partir da análise modal, apresentada na Tabela 7, foi possível classificar esta rocha em Piroxenito.

Tabela 7. Análise modal do Piroxenito.

Minerais -ALS-0086	Análise Modal
Piroxênio	91,6%
Epidoto	5,7%
Apatita	1,1%
Zircão	1,5%

Fonte: Próprio autor (2023).

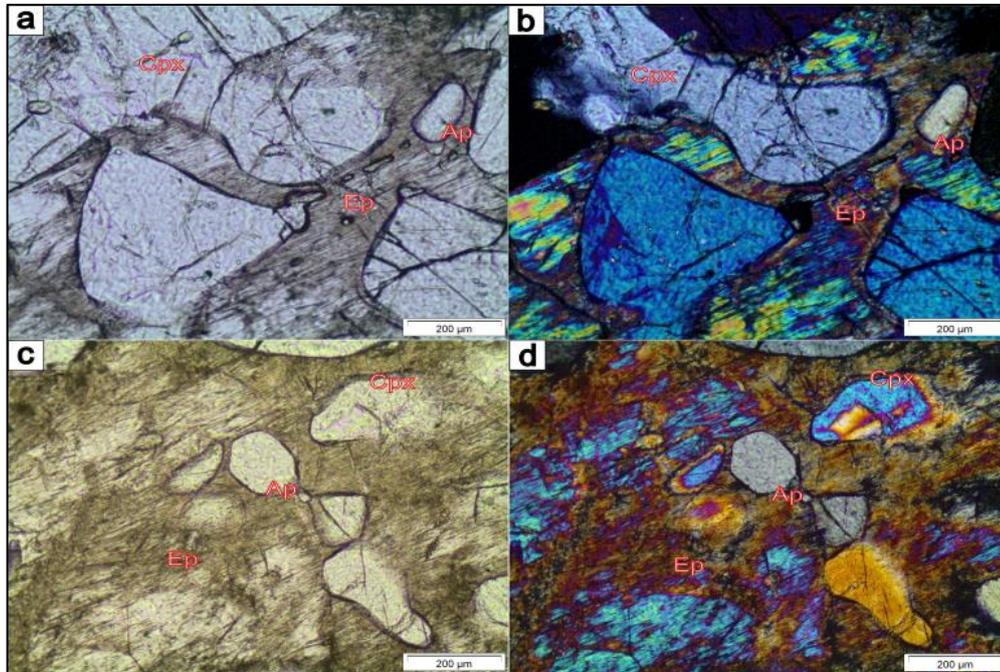
Os minerais de piroxênio (Augita) são subédricos a euédricos, com granulometria média tamanho variando de 0,21 mm a 1,97 mm, com predomínio de cristais com tamanho de 1,5 mm, a maioria dos cristais possuem hábito granular e contato reto. Os minerais ocorrem sem orientação preferencial e apresentam-se bastante fraturados. Inclusões anédricas de quartzo e apatita, com tamanho inferior a 0,03 mm, podem ser encontradas.

Os minerais de epidoto, são subédricos a anédricos com hábito prismático. Ocorrem como minerais de alteração do piroxênio, onde as alterações ocorrem preferencialmente nas bordas e em seu interior, observa-se ainda restos do mineral primário.

A apatita é euédrica com formato em bastão com pontas arredondada. com tamanho variante entre 0,08 mm e 0,26 mm. Está emersa nos minerais de epidoto.

O zircão ocorre como mineral acessório, possui forma anédrica prismática, e apresenta halo pleocróico (borda escura) ao estar inclusos ou entre os contatos dos minerais de piroxênio. São cristais com dimensões milimétricas menores que 0,01 mm.

Figura 47. (a) Fotomicrográfica a nicóis descruzados. Mineral de Clinopiroxênio e minerais de apatita anédrica inclusa no epidoto (mineral de alteração). (b) Fotomicrográfica a nicóis cruzados da imagem “a”. (c) Fotomicrográfica a nicóis descruzados com presença de minerais de clinopiroxênio, apatita e mineral de alteração, epidoto em relevo baixo. (d) Fotomicrográfica a nicóis cruzados da imagem “c”. Siglas: Cpx = clinopiroxênio, Ap = apatita, Ep = Epidoto.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.4.5 Hornblenda Sienogranito

O estudo petrográfico na amostra revelou que a rocha é composta predominantemente por feldspato (microclínio), seguido por quartzo e plagioclásio. A hornblenda é o principal mineral varietal, com titanita e zircão como minerais acessórios. Epidoto, calcita e clorita ocorrem como minerais secundário formados pela alteração hidrotermal (Figura 48 e 49). A partir da análise modal, apresentada na Tabela 8, foi possível classificar esta rocha em Hornblenda Sienogranito.

Tabela 8. Análise Modal do Sienogranito.

Minerais -ALS-0137	Análise Modal
Quartzo	27,0%
Microclínio/Ortoclásio	347,4%
Plagioclásio	9,6%
Hornblenda	10,36%
Titanita	0,2%
Epidoto	1,8%
Clorita	0,2%
Sericita	3,4%

Fonte: Próprio autor (2023).

O quartzo ocorre como com forma anédrica com dimensões variando de 0,56 mm a 3,52 mm, predominando cristais com 1,04 mm. Faz contato irregular com quartzo, ortoclásio, microclínio e com hornblenda. Possui inclusões de apatita não maiores que 0,065 mm. No grão são comuns feições deformacionais de baixa temperatura como extinção ondulante e também extinção em *chessboard*.

O microclínio é anédrico, com tamanho variante de 1,13 mm a 3,70 mm, predominando cristais com 2,82 mm. Apresenta inclusão de quartzo e apatita de dimensões inferiores a 0,32 mm. Em algumas localidades, apresenta-se turvo com tonalidades amareladas ou amarronzadas, referente à alteração argílica. São observadas pertitas e, extinção ondulante representando processo de deformação.

O plagioclásio possui forma essencialmente anédrica, com tamanho variante de 0,39 mm a 0,92 mm, com predomínio de indivíduos com 0,52 mm. Os contatos são irregulares com a maioria dos outros minerais presentes na lâmina, e, apresenta também extinção ondulante de baixa intensidade. São observados a alteração do plagioclásio para epidoto que evidencia processo de saussuritização, além do processo de sericitização frequentemente encontrado de forma pervasiva nos cristais.

A hornblenda é anédrica a subédrica, com tamanho variando de 0,19 mm a 1,13 mm, com a maioria dos cristais tendo 0,67 mm. Faz contato irregular a reto com a maioria dos minerais presentes na lâmina. Além disso, a maioria dos minerais apresentam-se alterando para epidoto nas suas bordas ou no centro dos cristais e, há ocorrência de desopatização do mineral.

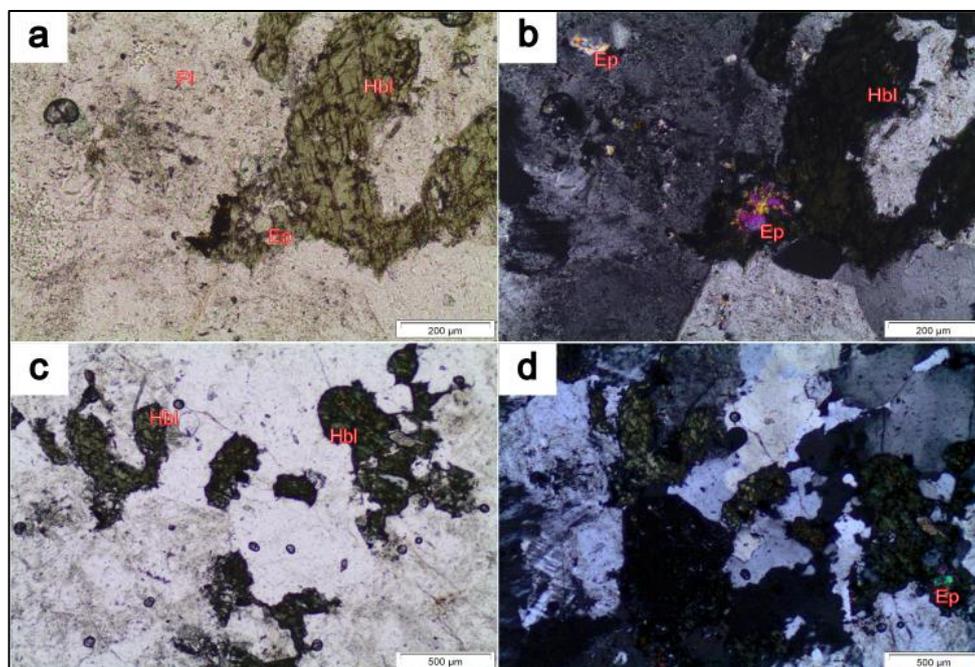
A titanita possui hábito anédrico a subédrico com tamanho predominante 0,52 mm. O cristal faz contato reto com os minerais ao seu entorno. Ocorre associado a hornablenda verde.

O epidoto é anédrico, a subédrico, com tamanho inferior a 0,19 mm, seu contato é irregular com a maioria dos minerais. Normalmente está de forma disseminada de forma caótica, associado principalmente à substituição da hornblenda e o plagioclásio.

A clorita é anédrica, com tamanho inferior a 0,47 mm, seu contato é reto com a maioria dos minerais. Ocorre como forma de alteração do anfibólio.

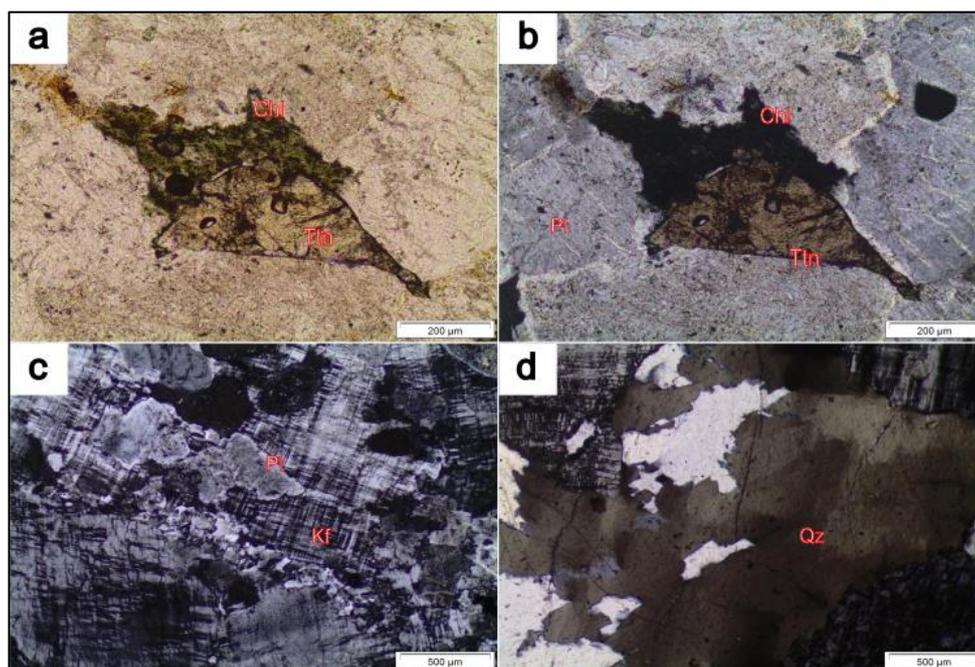
A calcita ocorre disseminada na rocha com dimensões muito reduzidas e percentuais muito baixos.

Figura 48. (a) Fotomicrografica a nicóis descruzados. Mineral de Hornblenda anédrica, início de alteração, epidotização. (b) Fotomicrografica a nicóis cruzados. (c) Fotomicrografica a nicóis descruzados com presença de vários minerais de Hornblenda. Siglas: Pl = plagioclásio, Hbl = hornblenda, Ep = epidoto.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 49. (a)Fotomicrografica a nicóis descruzados. Mineral de Clorita anédrica, associada à Titanita com inclusões de zircão. (b) Fotomicrografica a nicóis cruzados. (c) Fotomicrografica a nicóis descruzados com presença de plagioclásios (Pl) e microclina. Siglas: Pl = plagioclásio, (Kf) = K-feldspato, Chl = clorita, Qz = quartzo, Ttn = titanita.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.4.6 Veio de Quartzo Sulfetado

O estudo petrográfico em veios de quartzo sulfetado revelou que composto basicamente por quartzo, fluorita, epidoto, zircão e opacos (pirita) (Figura 50 e 51).

O quartzo possui forma anédrica, com dimensões variando de 0,26 mm a 2,83 mm, predominando cristais com 0,84 mm. Faz contato irregular com os demais minerais de quartzo. Apresenta com extinção ondulante e também extinção em *chessboard*.

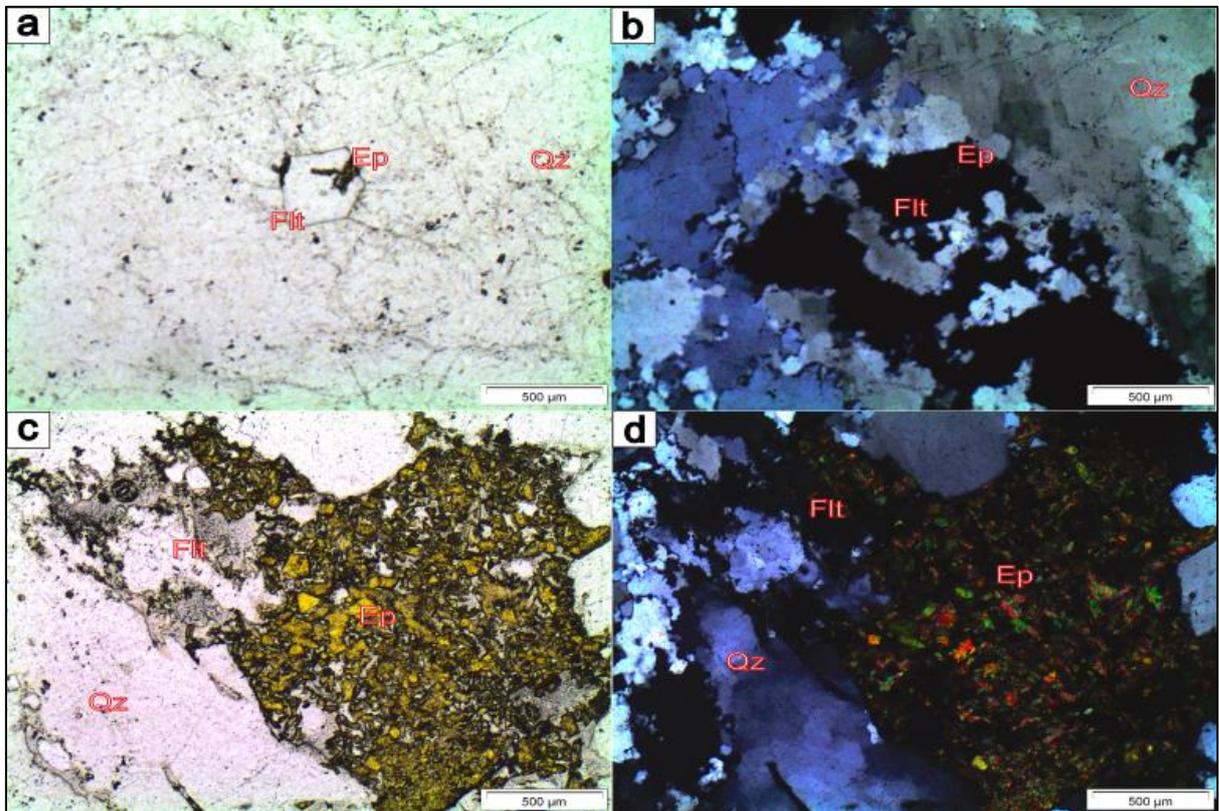
A fluorita possui forma subédrica a euédrica, com dimensões variando de 0,17 mm a 0,68 mm, predominando cristais com 0,24 mm. Possui coloração incolor e por vezes zonadas (bordas roxas) possui hábito cúbico. Ocorrência de inclusões de quartzo e nas suas bordas, há recristalização de quartzo. Além disso, é evidente a ocorrência de óxidos de ferro nas bordas. Em locais particulares, a fluorita encontra-se em forma de veios preenchendo as fraturas entre os minerais de quartzo de forma intersticial.

Os minerais de epidoto apresenta uma fase acessória. Está intimamente associado ao mineral de fluorita, sendo possivelmente produto de alteração hidrotermal.

Os minerais opacos possuem forma anédrica a subédrica e ocorrem de forma pervasiva na matriz quartzítica. A Luz refletida, os minerais opacos foram definidos como pirita, com uma coloração em amarelo latão, com presença de borda de reação, resultante da oxidação do mineral (Figura 51).

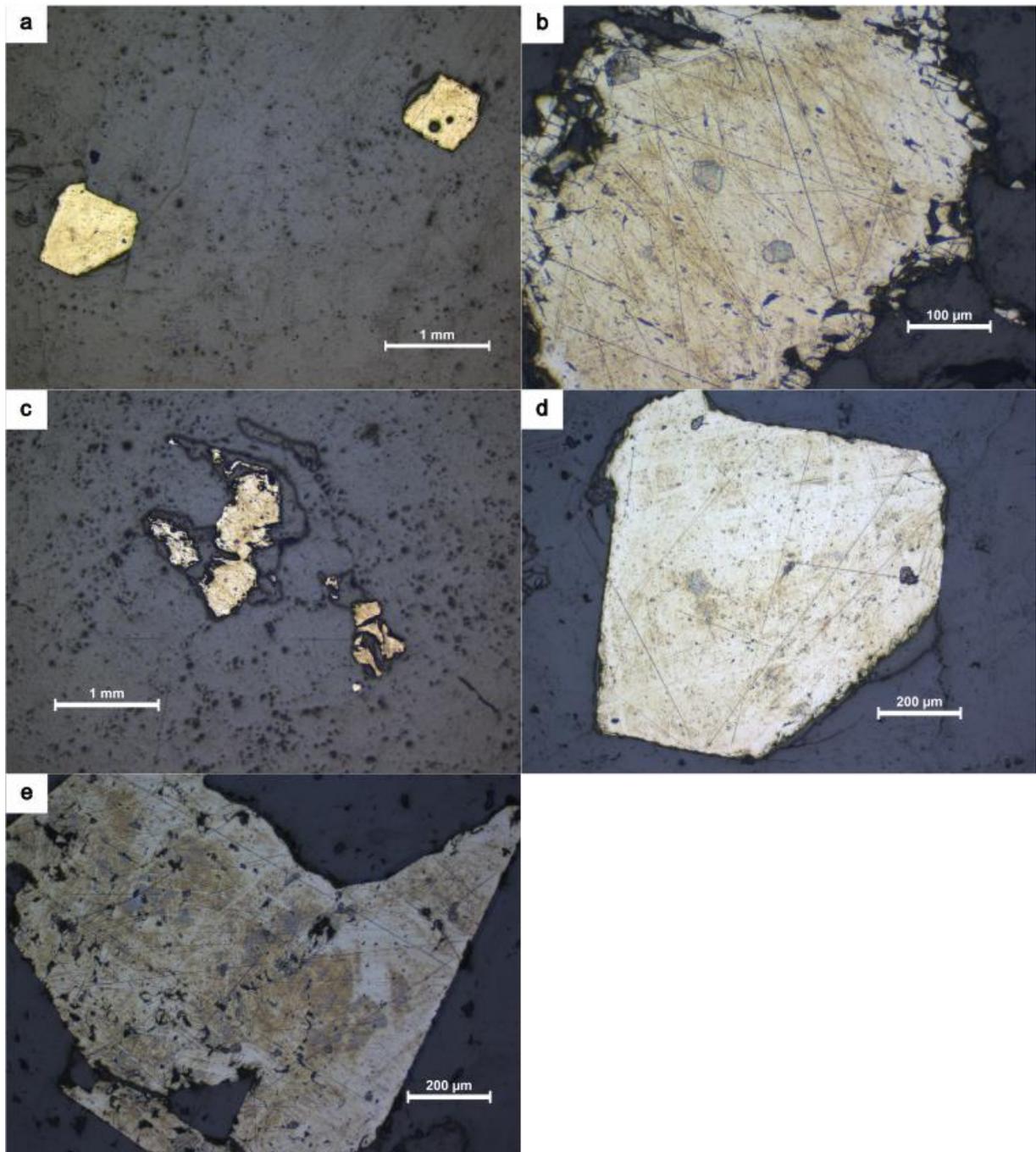
Os minerais de zircão ocorrem de forma menos expressiva, possuem hábito prismático, anédricos a subédricos. Apresentam-se normalmente inclusas em minerais de quartzo.

Figura 50. (a) Fotomicrografica a nicóis descruzados. Mineral de Fluorita euédrica, com maior parte do seu mineral ainda natural, mas que passa por uma alteração, epidotização. (b) Fotomicrografica a nicóis cruzados, fluorita totalmente isotrópica. (c) Fotomicrografica a nicóis descruzados, mineral de fluorita de coloração incolor a bege, totalmente alterado para epidoto. (d) Fotomicrografica a Nicóis cruzados, a fluorita apresenta-se alterando.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 51. (a,b,c,d,e) Fotomicrografica em microscópio a luz refletida. Pirita de coloração amarelo latão, forma subédrica a euédrica em matriz de quartzo, com borda de reação.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.5 GEOFÍSICA

6.5.1 Aeromagnetometria

Conforme a metodologia descrita no Capítulo 2.3, após o processamento dos dados coletados no levantamento aeromagnetométrico, foram gerados dois mapas temáticos, Sinal Analítico do Campo Magnético Total e 1ª Derivada Vertical do campo Magnético Total, considerados essenciais na contribuição de dados para a mineralização aurífera da área.

O mapa de Sinal Analítico (Figura 52) possibilitou a individualização de seis domínios magnéticos, denominados de DM1 até DM6, conforme descrito abaixo e ilustrado na Figura 53.

DM1: O domínio magnético 1 é representado por zonas com alta intensidade magnética com valores superiores a 0,5 nT/m, caracterizado pela cor magenta, com baixa variação do relevo magnético e, alinhada na direção NW-SE.

DM2: O domínio 2 é caracterizado com assinaturas intermédio a alto magnético, representado pelas cores vermelho a magenta claro, um pouco mais baixo que o domínio 1, com valores variando na ordem de 0,4 a 0,35 nT/m.

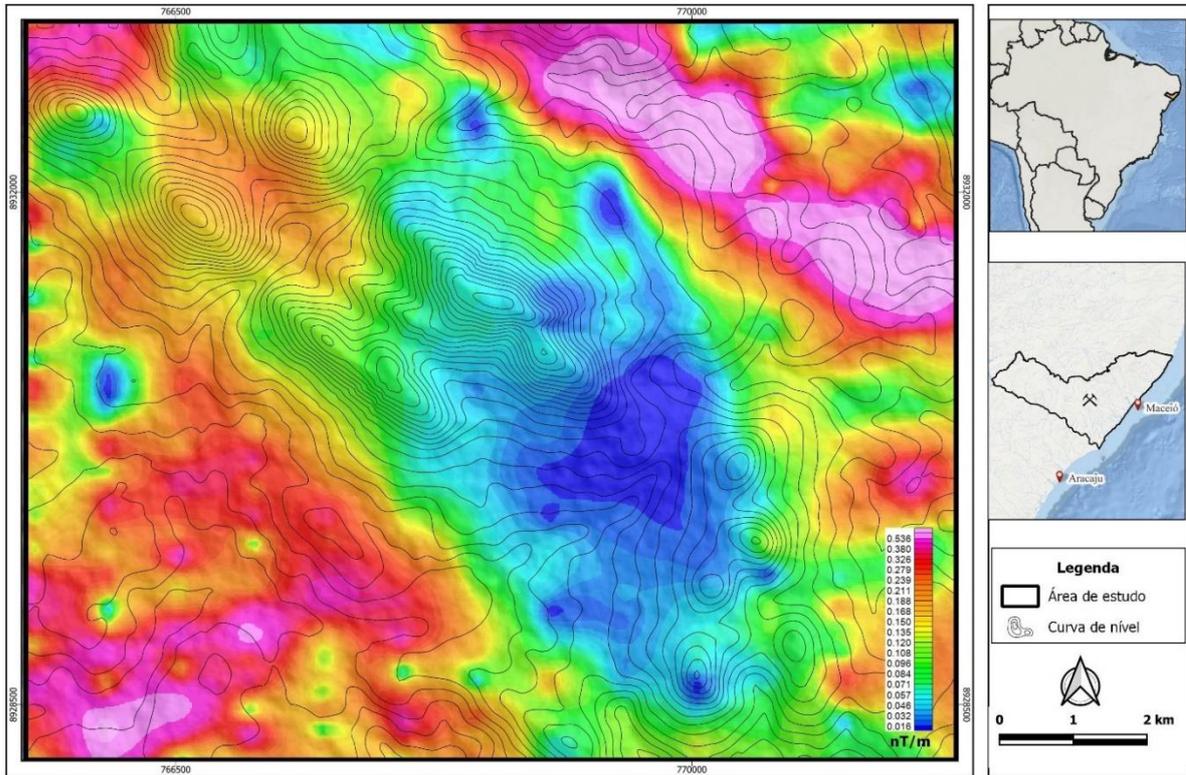
DM3: O domínio 3 é composto por assinaturas médias (0,28 a 0,18 nT/m), de coloração rosada a alaranja, com um leve alinhamento das anomalias em direção NW-SE, localizado especificamente na região sudoeste da área de estudo.

DM4: O domínio apresenta características semelhantes em diferentes partes da área de estudo, representado por zonas com valores variados, mas que variam de 0,18 a 0,12 nT/m, além de localizar em regiões de baixo relevo.

DM5: O domínio cinco é caracterizado por ser uma área de intensidade baixa (0,15 a 0,05 nT/m), com um alinhamento semelhante com os demais, em direção NW-SE.

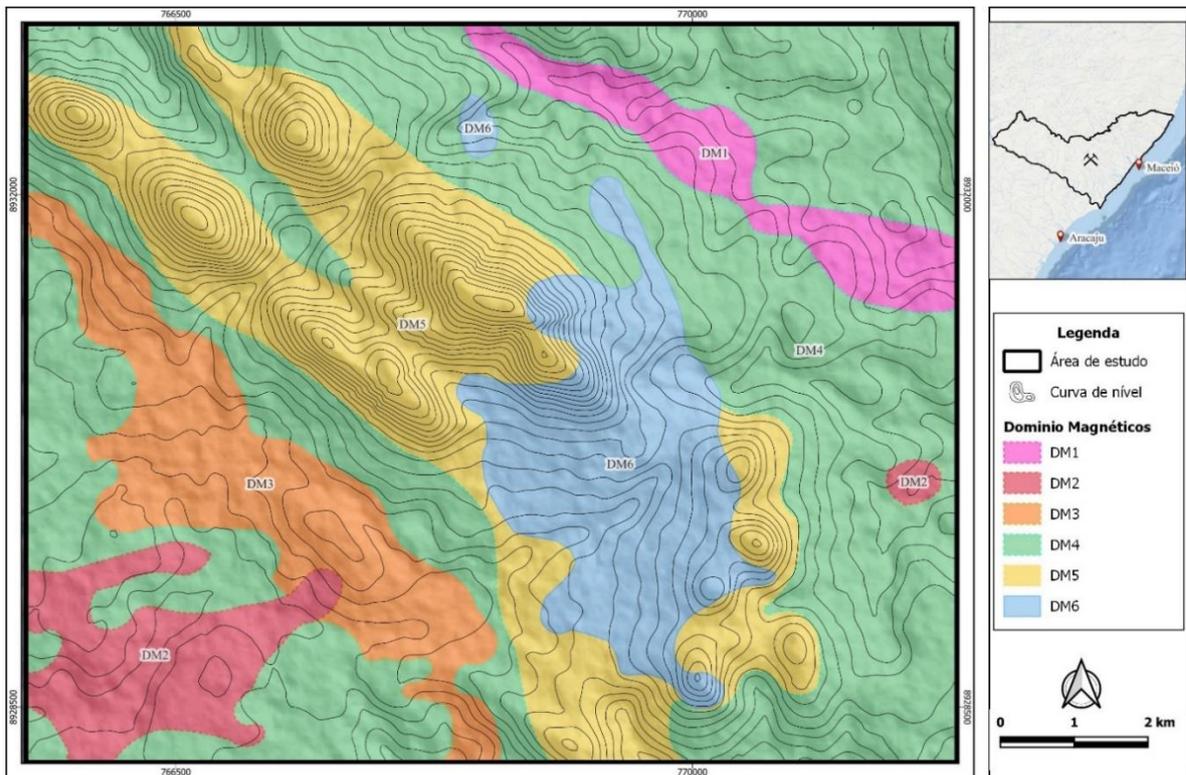
DM6: Este domínio tem uma assinatura peculiar, mostrando uma zona mais homogênea (~0,02 nT/m), com anomalia magnética muito baixa.

Figura 52. Imagem de Sinal Analítico.



Fonte: Próprio autor (2023).

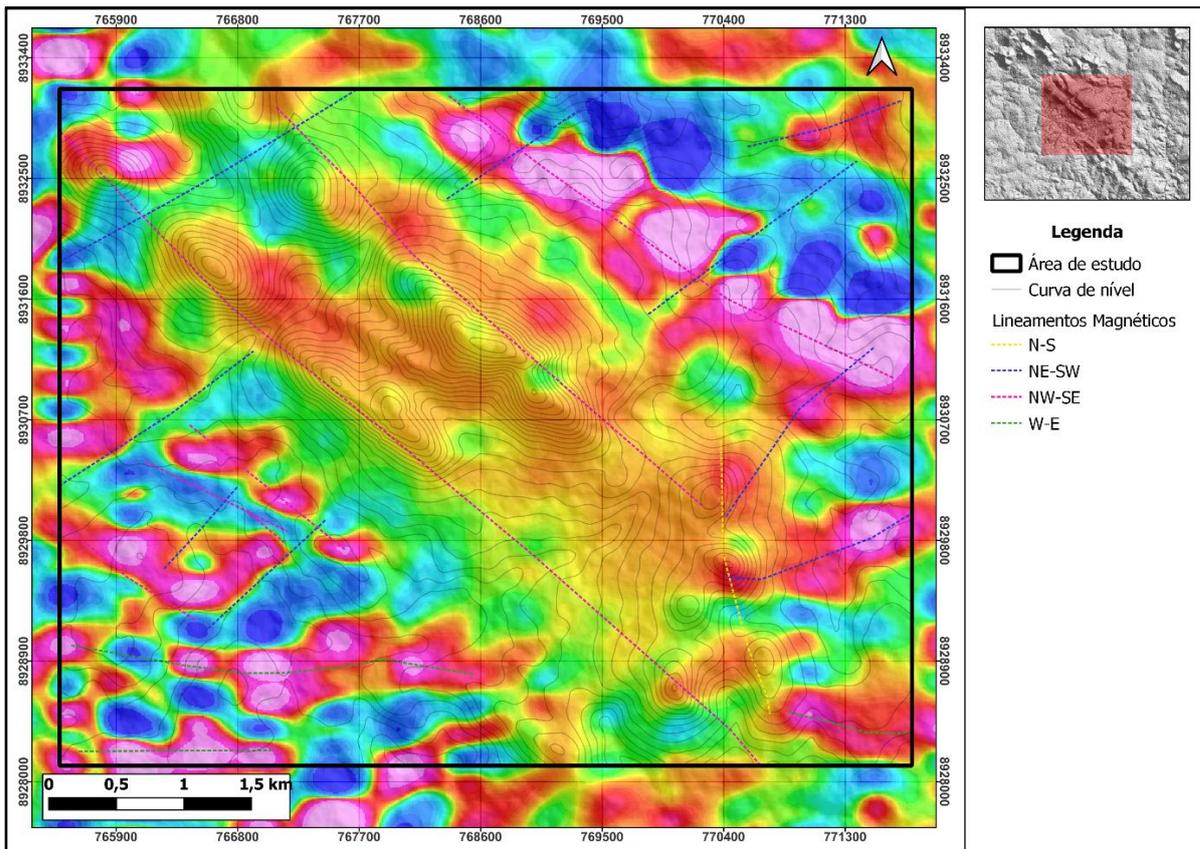
Figura 53. Domínios magnéticos delimitados a partir da análise da imagem de sinal analítico (Datum: Sirgas 2000 - ZN 24S).



Fonte: Próprio autor (2023).

O mapa da 1ª Derivada possibilitou a delimitação de lineamentos magnéticos, que podem indicar zonas de cisalhamento, falhas, fraturas, dobramentos (lineações dobradas). Através da interpretação do mapa de primeira derivada vertical foram delimitadas zonas de lineamento em quatro direções, N-S, W-E, NE-SW e NW-SE, conforme pode ser observado na Figura 54.

Figura 54. Imagem da primeira derivada com delimitação dos lineamentos magnéticos (Datum: Sirgas 2000 - ZN 24S).



Fonte: Próprio autor (2023).

6.5.2 Aerogamaespectrometria

As interpretações gamaespectrometrias foram desenvolvidas a partir de imagens geofísicas classificadas de acordo com as concentrações de K, eU e eTh, com ênfase nas imagens ternárias RGB. O processo de interpretação foi integrado com o modelo digital de terreno (MDT).

Os mapas gerados e analisados foram as imagens dos canais de Tório (eTh), Urânio (eU) e Potássio (K), individualmente e, em relação ao MDT, usados para obter informações da área, a fim de definir as características radiométricas das unidades litológicas.

6.5.2.1 Potássio

O potássio (K) é o elemento mais comum na crosta terrestre e altamente móvel, ocorrendo principalmente em feldspatos alcalinos (ortoclásio e microclínio) e micas (biotita e muscovita), sendo assim, ausente em rochas máficas. Durante o intemperismo o K liberado pode ser adsorvido em argilominerais como a illita e montmorilonita.

O mapa do canal de potássio mostra as variações das concentrações do radioelemento ^{40}K da área (Figura 55). Estas variações nos conteúdos de potássio foram individualizadas em 4 domínios, conforme descrito abaixo e ilustrado na Figura 56.

- Domínio Alto K – este domínio é representado por zonas com alta concentração de potássio, com valores superiores a 5,0 %. Na Figura 55 é possível observar que esse domínio ocorre principalmente na porção sudoeste, onde ocupa o topo dos morros com declividades suaves, que apresentam orientação NW-SE. Nas porções leste e nordeste da área ocorrem pontos isolados deste domínio, principalmente no topo dos morros.

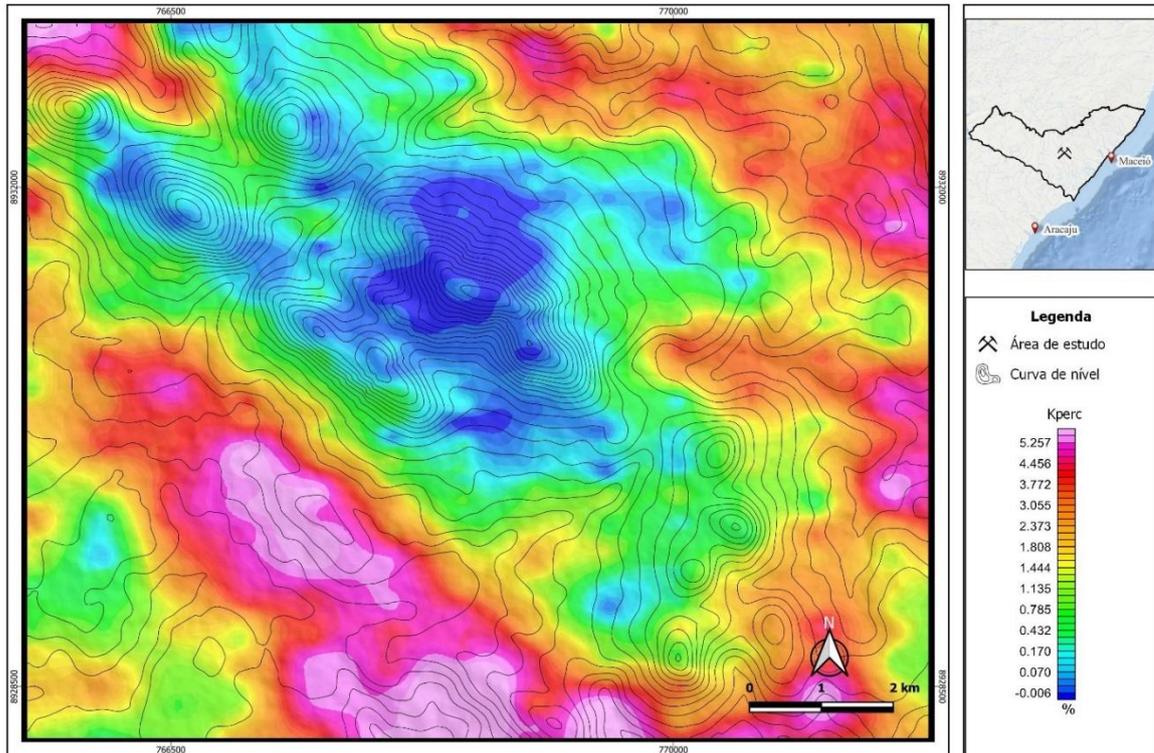
- Domínio Médio K – na Figura 55 este domínio possui coloração variando de alaranjado a vermelho, com teores de potássio variando de 1,7 a 4,5 %. Este domínio ocorre principalmente envolvendo o Domínio Alto K nas porções sudoeste, leste e nordeste da área.

- Domínio Baixo- Médio K – o domínio é expresso no mapa da Figura 55 nas cores verde e amarelo, que representa as concentrações de potássio entre de 0,4 e 1,7 %. Este domínio ocupa a maior parte da área de pesquisa, e está localizada principalmente nas cotas mais baixas envolvendo o Domínio Baixo K e na porção sudoeste da área.

- Domínio Baixo K – este domínio é marcado pela coloração azul na Figura 55, onde representa teores de potássio entre 0,005 a 0,17%. Este domínio ocorre nos morros com maiores declividades, que formam cristas alinhadas com direção NW-SE.

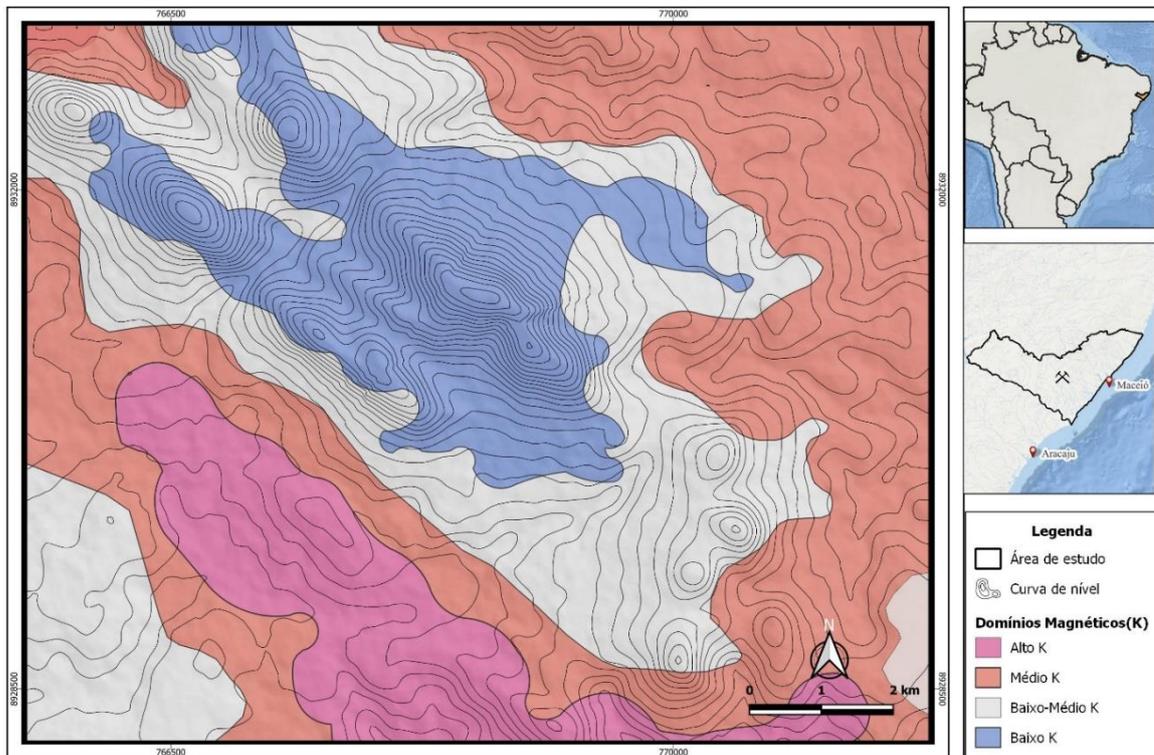
Na Figura 56 podem ser observados os diferentes domínios das variações dos conteúdos de potássio interpretados na área de pesquisa.

Figura 55. Imagem Aerogeofísica de Concentração de Potássio (%).



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 56. Mapa dos domínios magnéticos relacionados ao Potássio Equivalente, divididos em 4 assinaturas: Alto K, Médio K, Baixo-Médio K e Baixo K.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.5.2.2 Urânio

O U é o elemento de menor concentração, ocorrendo em minerais acessórios, como também, um elemento de alta mobilidade. É um elemento que no decorrer da fusão parcial e cristalização fracionada, se concentra na fase líquida e agregado em rochas mais ricas em sílica. Normalmente o urânio ocorre nas rochas na forma de óxido e silicatos, se concentrando na forma de uraninita e uranotorita, e nos minerais monazita, xenotima e zircão.

O mapa do canal de urânio mostra as variações das concentrações do radioelemento ^{238}U na área (Figura 57). Estas variações no conteúdo de urânio foram individualizadas em 4 domínios, conforme descrito abaixo e ilustrado na Figura 58.

- Domínio Alto U – Este domínio magnético é representado por zonas com alta concentração de urânio, com valores superiores a 2,9 ppm. Na Figura 57 possível observar que esse domínio ocorre principalmente na porção sul, onde ocupa os morros com declividades suaves, e encostas de morros, apresentam orientação preferencial NW-SE. Na porção noroeste da área ocorrem pontos isolados deste domínio, principalmente na base dos morros.

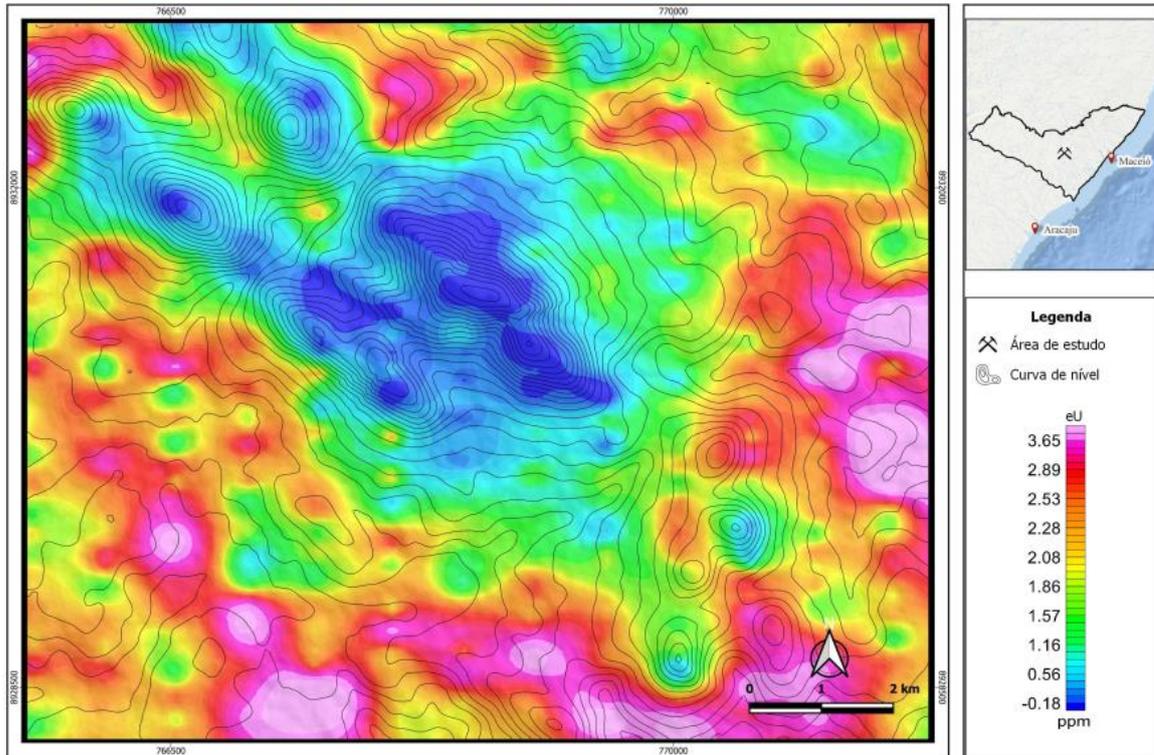
- Domínio Médio U – Na Figura 57 este domínio possui coloração variando de alaranjado a vermelho, com teores de urânio variando de 1,89 a 2,9 ppm. Este domínio ocorre principalmente envolvendo o Domínio Alto U nas porções sul, leste e noroeste da área.

- Domínio Baixo- Médio U – O domínio é expresso no mapa da Figura 57 nas cores verde e amarelo, que representa as concentrações de urânio entre 0,6 e 1,6 ppm. Este domínio ocupa grande parte da área de pesquisa, e está localizada em regiões com cotas mais baixas, envolvendo o Domínio Baixo U.

- Domínio Baixo U – este domínio é marcado pela coloração azul na Figura 57, onde representa teores de urânio entre -0,18 a 0,56 ppm. Este domínio ocorre nos morros com maiores declividades, que formam cristas alinhadas com direção NW-SE.

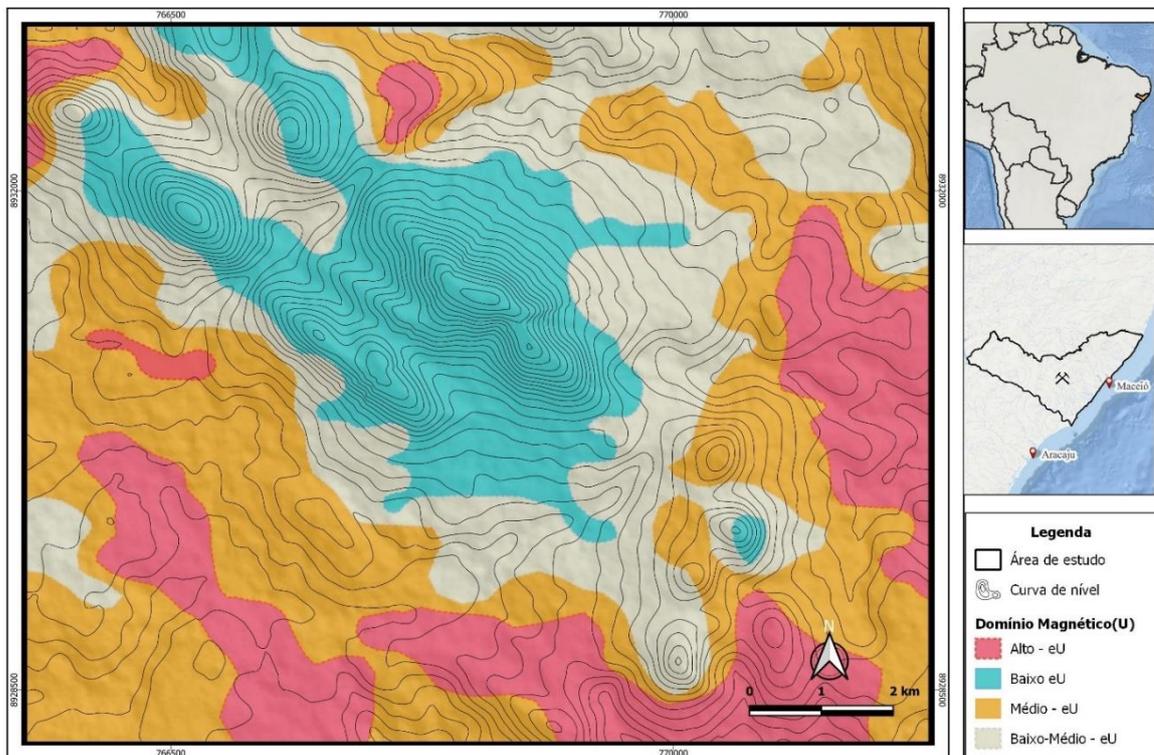
Na Figura 58 podem ser observados os diferentes domínios das variações dos conteúdos de potássio interpretados na área de pesquisa.

Figura 57. Imagem Aerogeofísica de Concentração de Urânio (ppm).



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 58 Mapa dos domínios magnéticos relacionados ao Urânio Equivalente, divididos em 4 assinaturas: Alto U, Médio U, Baixo-Médio U e Baixo U.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.5.2.3 Tório

O tório, assim como o urânio, ocorre principalmente em minerais acessórios, encontrados normalmente em rochas ígneas e metamórficas quartzo-feldspáticas (BEA, 1996). O elemento químico é encontrado na natureza apenas em seu estado de valência Th^{4+} . De forma geral, o tório ocorre em número minimamente em minerais como a torita, a torianita, a monazita, bastnaesita e torogummita

O mapa do canal de tório mostra as variações das concentrações do radioelemento ^{232}Th da área (Figura 59). Estas variações nos conteúdos de tório foram individualizadas em 4 domínios, conforme descrito abaixo e ilustrado na Figura 60.

- Domínio Alto Th – Este domínio magnético é representado por zonas com alta concentração de tório com valores superiores a 25,0 ppm. Na Figura 59 é possível observar que esse domínio ocorre principalmente na porção sul, onde ocupa os morros com declividades suaves, e encostas de morros, e apresentam orientação NW-SE.

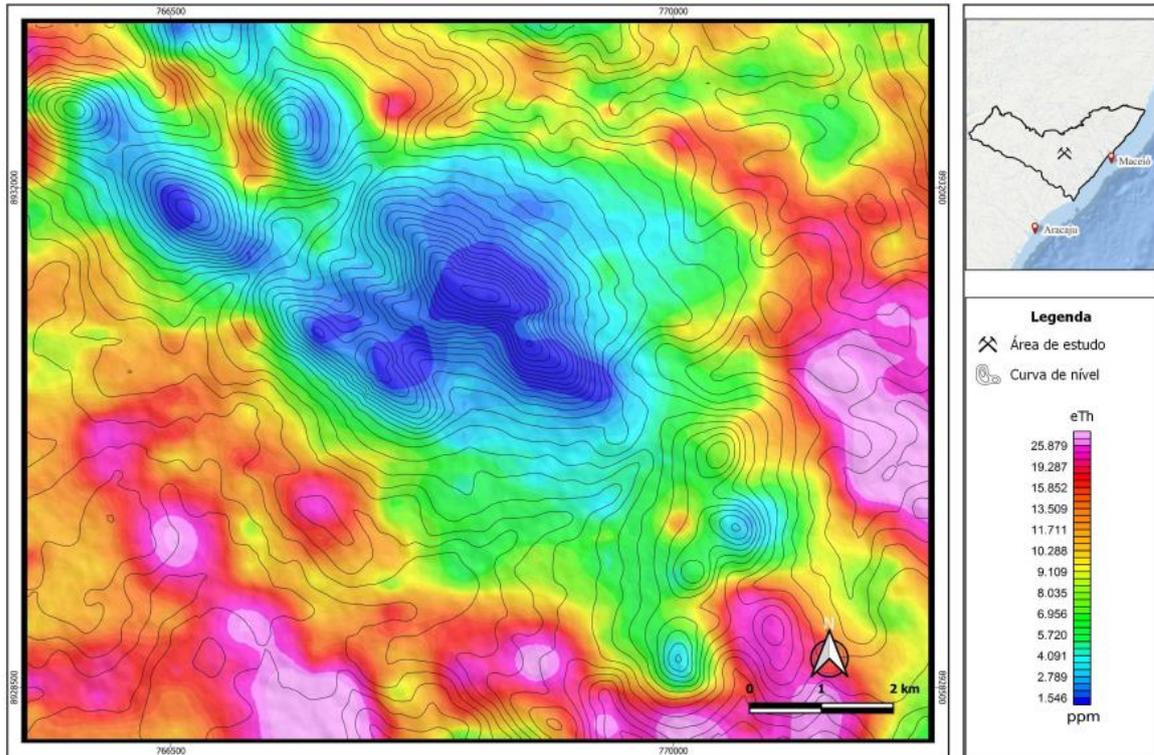
- Domínio Médio Th – na Figura 59 este domínio possui coloração variando de alaranjado a vermelho, com teores de tório variando de 10,3 a 16,0 ppm. Este domínio ocorre principalmente envolvendo o Domínio Alto K na porção sul, e ocupa a maior parte da área de pesquisa.

- Domínio Baixo- Médio Th – o domínio é expresso no mapa da Figura 59 nas cores verde e amarelo, que representa as concentrações de tório entre de 4,65 e 10,3 ppm. Este domínio ocorre envolvendo o Domínio Baixo Th, localizado na região central da área de pesquisa, nas cotas mais baixas.

- Domínio Baixo Th – este domínio é marcado pela coloração azul na Figura 59, onde representa teores de tório entre 1,5 a 4,65 ppm. Este domínio ocorre nos morros que formam cristas alinhadas com direção NW-SE, onde possuem cota de no máximo 450 metros de altitude.

Na Figura 60 podem ser observados os diferentes domínios das variações dos conteúdos de tório interpretados na área de pesquisa.

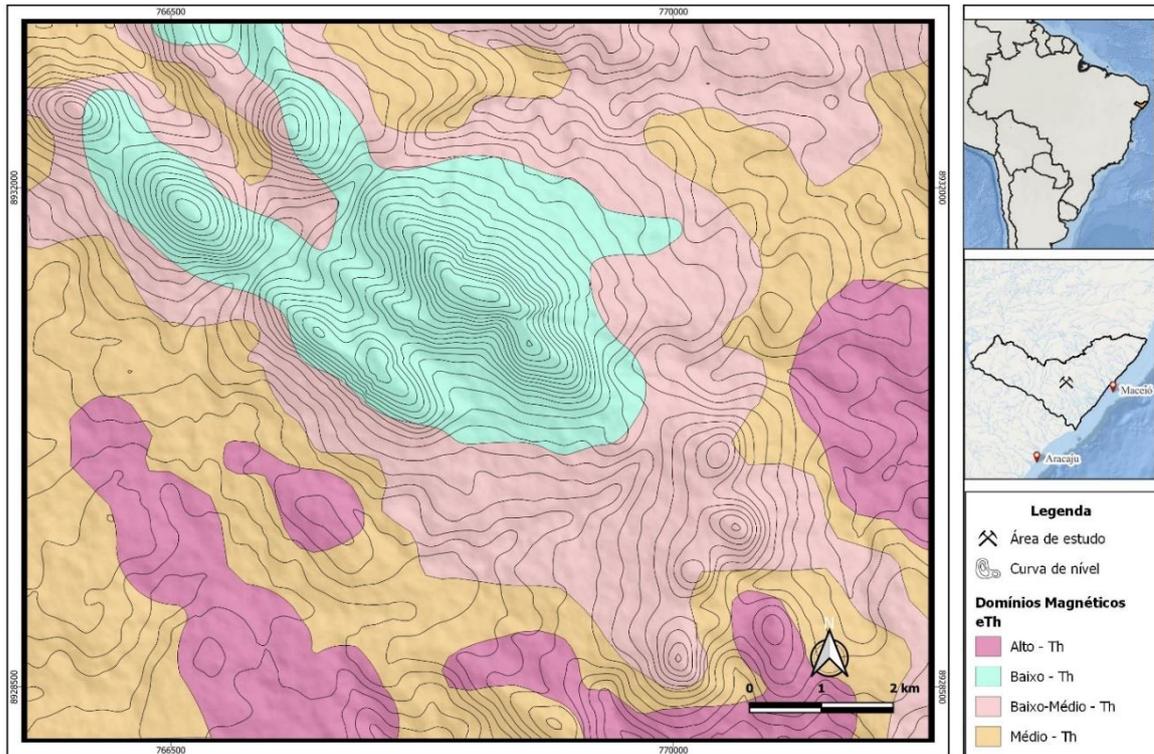
Figura 59. Imagem Aerogeofísica de Tório Equivalente (ppm).



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 60. Mapa dos domínios magnéticos relacionados ao Tório Equivalente (eTh), divididos em 4 assinaturas:

Alto Th, Médio Th, Baixo-Médio Th e Baixo Th.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.5.2.4 Ternário (RGB)

O mapa ternário foi definido através da composição RGB, onde cada radioelemento possui um canal de cor primária, assim, cada pixel reproduz uma tonalidade de acordo com a intensidade de radiação gama entre os três elementos. Nessa composição RGB, é atribuído a coloração vermelha para o canal de potássio, cor verde ao canal de tório e cor azul para o canal de urânio.

O canal de RGB mostra as variações locais na proporção entre os elementos K, Th e U da área (Figura 61). Estas variações foram individualizadas em 4 domínios, conforme descrito abaixo e ilustrado na Figura 62.

- Domínio Alto K, U e Th – este domínio é representado por zonas onde há junção dos três elementos, ou seja, altas concentrações. São regiões representadas por uma coloração esbranquiçada a branco azulada. Na Figura 61 é possível observar que esse domínio ocorre principalmente na porção sudeste, nas regiões com morros de declividades suave.

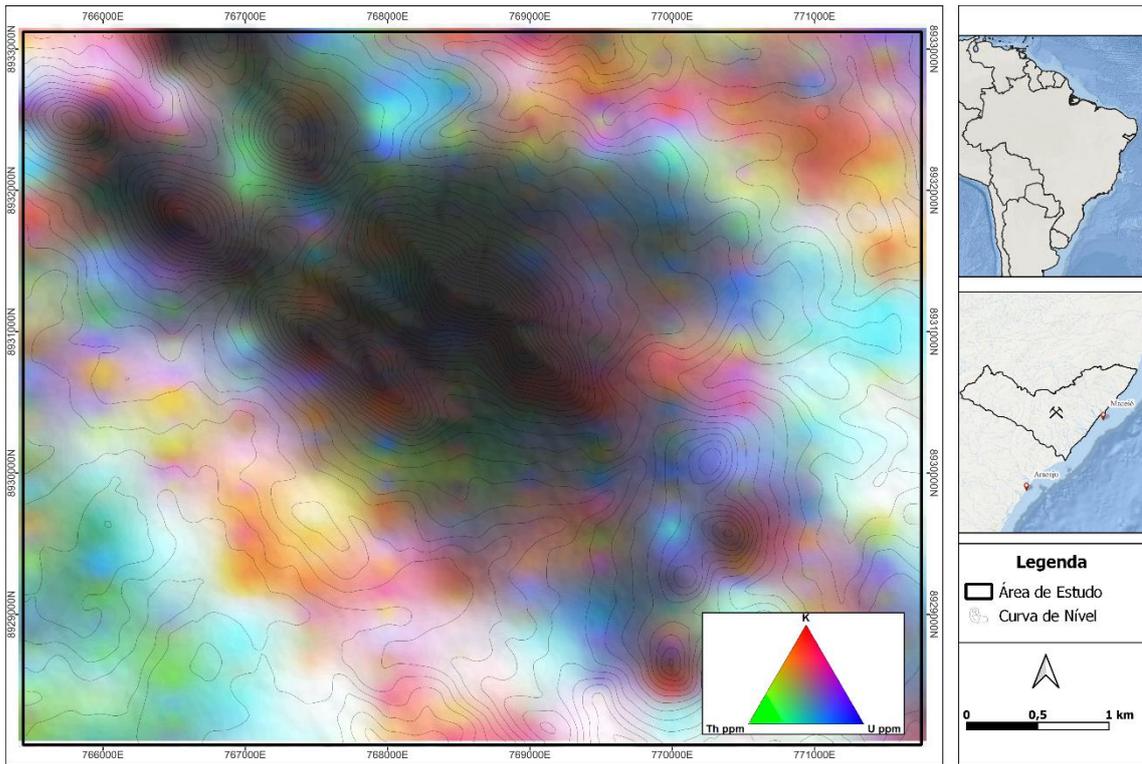
- Domínio Alto U e Th – o domínio é expresso no mapa da Figura 61 na coloração de verde azulado. Este domínio ocorre restritamente na porção sudoeste, e na porção norte ocorre ponto isolado deste domínio.

- Domínio Alto K – este domínio é representado por zonas com alta concentração de potássio, é expresso na Figura 61 na coloração rosa alaranjada a vermelho. Este domínio ocupa a maior parte da área de pesquisa, nas porções sudoeste, noroeste e nordeste.

- Domínio Baixo K, U e Th – este domínio é marcado pela falta de concentração dos radio elementos K, U e Th, na Figura 61 é evidenciada pela coloração preta, onde é delimitada apenas na região central da área de estudo, nos morros com maiores declividades, que formam cristas alinhadas com direção NW-SE.

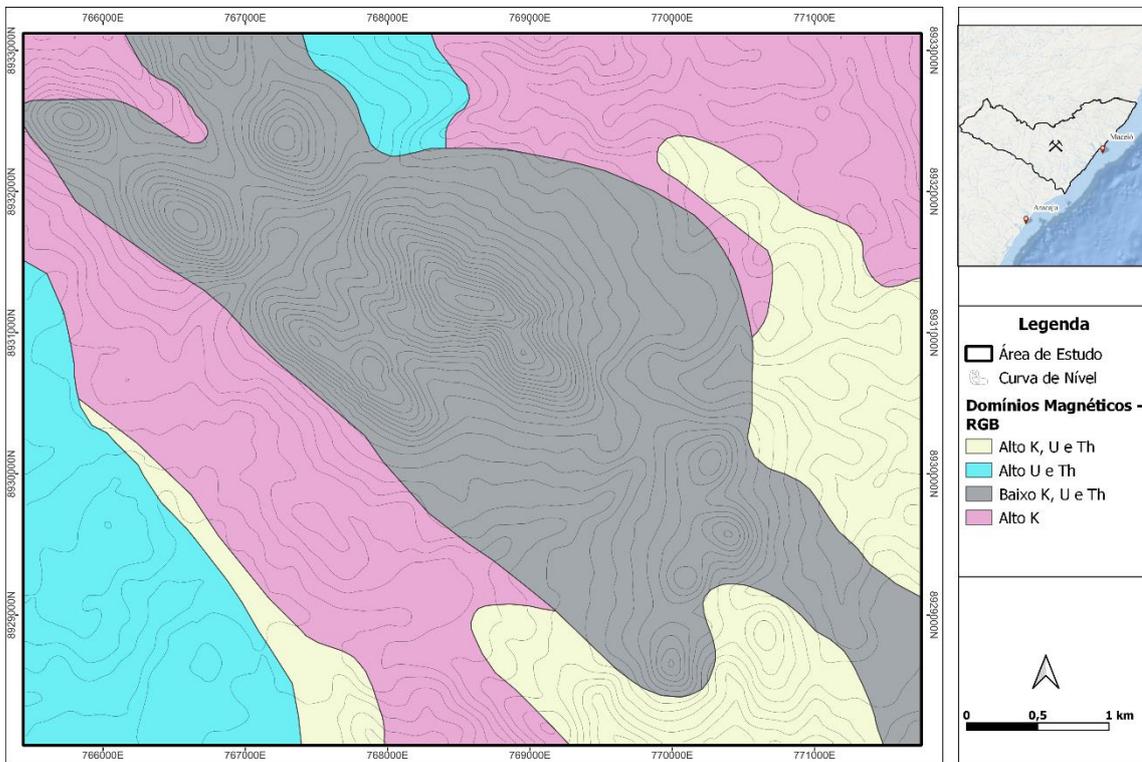
Na Figura 62 podem ser observados os diferentes domínios das variações dos conteúdos de potássio, Tório e Urânio interpretados na área de pesquisa.

Figura 61. Imagem Aerogeofísica Ternária – RGB.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 62. Mapa dos domínios magnéticos relacionado a composição ternária, divididos em 4 assinaturas: Alto K, U e Th; Alto U e Th; Baixo K, U e Th; Baixo K.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.5.3 Integração Geologia – Geofísica

A partir das análises dos dados aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos foi possível dividir a área de pesquisa em domínios magnéticos e, para cada litologia houve uma característica particular. As unidades geológicas encontradas durante o mapeamento, foram Biotita Gnaiss, Magnetita-Biotita Gnaiss, Quartzitos, Formações Ferríferas Bandadas, Piroxenito, Granitos Alcalinos, Veios de Quartzo e Veios Pegmatíticos, mas apenas os veios e as rochas máficas não foram possíveis de integrar com a geofísica.

a) Biotita Gnaiss

Esta unidade geológica é encontrada praticamente em toda a área de estudo, são rochas de coloração cinza claro a preto, por vezes creme a rosado, constituídas por quartzo, plagioclásio e K-feldspato, biotita, anfibólio, epidoto, titanita, não raro, magnetita. De acordo com os dados magnetométricos, esta litologia compreende o domínio de quarta ordem, assinatura magnética na ordem de 0,18 a 0,12 nT/m, com uma leve variação nas intensidades magnéticas. Em relação aos dados gamaespectrométricos, essa litologia encontra-se inserido em um contexto de baixo a médios valores de Potássio, médio a baixo Tório e médio a baixo Urânio, desta forma, em um mapa ternário, essa litologia é caracterizada pelas colorações laranja-avermelhado a branco, conforme observado na Figura 63 e 64.

b) Magnetita Biotita Gnaiss

Esta unidade geológica é encontrada apenas na região sudoeste da área de estudo, são rochas de coloração cinza escuro a preto, compostas por biotita, magnetita, quartzo, K-feldspato, plagioclásio e ainda, clorita e minerais opacos como acessório. De acordo com os dados magnetométricos, esta litologia compreende o domínio de segunda ordem, apresentando assinatura magnética com amplitudes na ordem de 0,4 a 0,35 nT/m. São rochas que apresentam médio valor de Urânio e Tório e, baixo a médios valores de K. Somando todos estas informações radiométricas, em um mapa de composição ternário, esta litologia é caracterizada pelas cores esverdeadas, conforme observado na Figura 63 e 64.

c) Quartzitos

Os quartzitos ocorrem na região central da área, seguindo um trend NW-SE, são hololeucocráticos, com cores variando de bege, creme, esbranquiçado e cinza claro. São rochas constituídas por 90% de quartzo e os 10% minerais acessórios como sericita, argilominerais e minerais ferromagnesianos. De acordo com os dados magnetométricos, esta litologia compreende domínios de quinta e sexta ordem com intensidade baixa, 0,15 a 0,05 nT/m, e valores ~0,02 nT/m, respectivamente. Em relação aos valores gamaespectrométricos, em todos

os aspectos, possuem valores baixos para K, eU e eTh, as quais são resultantes da coloração preta no mapa de composição ternária, conforme observado na Figura 63 e 64.

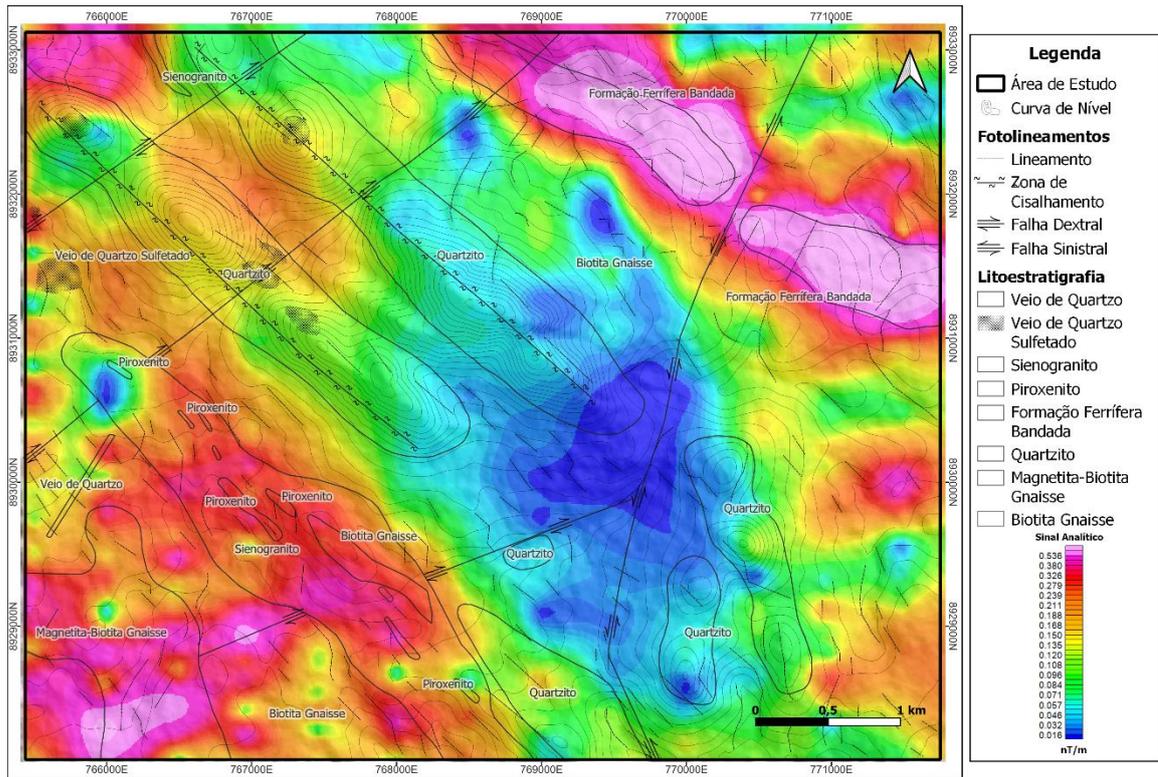
d) Formações Ferríferas Bandadas

As formações ferríferas bandadas são aflorantes na região norte da área, destacando-se um alongamento em direção NE-NW. São rochas marcadas pela alternância de bandas centimétricas a milimétricas de minerais opacos (hematita, magnetita) com bandas de quartzo. De acordo com os dados magnetométricos, esta litologia compreende domínio de primeira ordem com amplitude acima de 0,5 nT/m com direção NW-SE. Em relação aos valores gamaespectométricos, os BIF's possuem valores variando de médios a altos para K, eTh e eU. Além disso, são caracterizados pelas colorações variando de alaranjada a azul, conforme observado na Figura 63 e 64.

e) Granitos Alcalinos

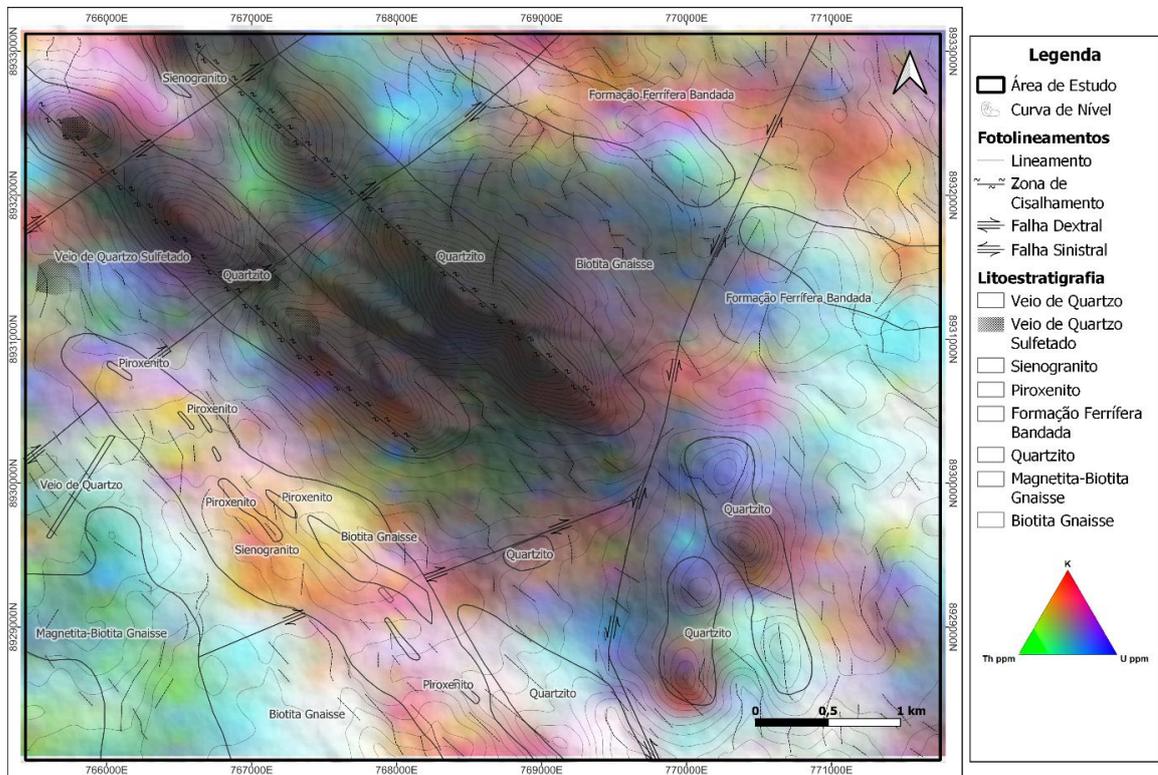
Esta unidade geológica é predominante na região sudeste da área de pesquisa. São rochas leucocráticas a hololeucocráticas, de coloração rosada e granulometria média a grossa, constituídas por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e, minerais máficos que correspondem a aproximadamente 10% do total da rocha, sendo representada por biotita e anfibólio. De acordo com os dados magnetométricos, esta litologia compreende domínio de terceira ordem, com assinaturas médias 0,28 a 0,18 nT/m e, apresenta um leve alinhamento NW-SE. Em relação aos dados radiométricos, esta litologia apresenta valores médios para eU e eTh, para os valores de K, as principais anomalias realçadas são referentes aos elevados valores de potássio, além disso, são rochas que apresentam coloração avermelhada a alaranjado em mapa de composição ternária RGB, conforme observado na Figura 63 e 64.

Figura 63. Integração dos dados de Sinal Analítico e limites geológicos mapeados.



Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 64. Integração dos dados de Composição Ternária (RGB) e limites geológicos mapeados.



Fonte: Próprio autor (2023).

6.6 GEOQUÍMICA DE SOLO

Na área de estudo, as amostras de solo apresentaram teores de ouro variando entre 1 ppb e 1090 ppb, com um *background* igual a 135,4 ppb.

A malha de solo destacou uma anomalia com 3,516 km² ao longo de um *trend* NW-SE, que é balizada por uma zona de cisalhamento com mesma direção (Figura 65). A porção noroeste da anomalia apresenta os teores mais elevados de Au (Figura 65), que chegam a 1090 ppb.

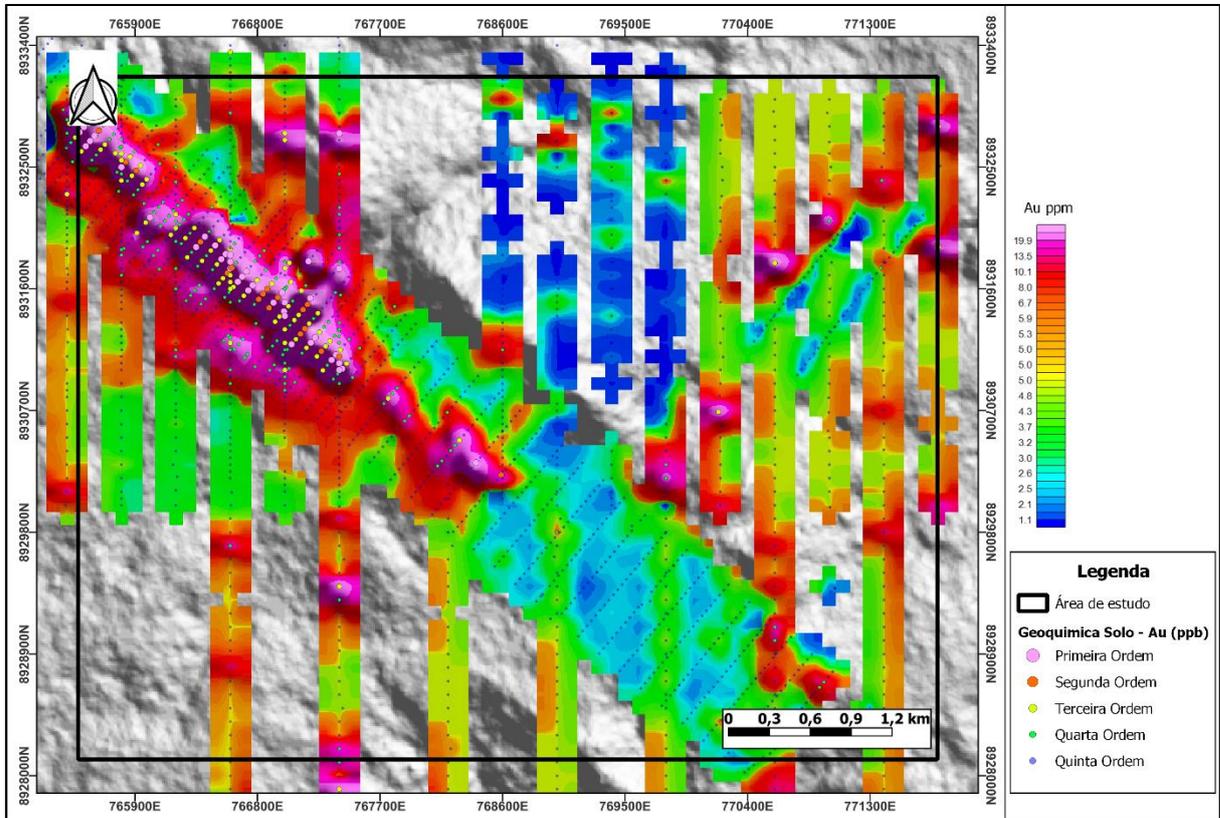
A Tabela 9 mostra os resultados da análise estatística das amostras de solo e a Figura 65 apresenta um mapa com os resultados da interpolação dos teores de ouro (em ppb) e a relação com os contatos geológicos e estruturas, respectivamente.

Tabela 9. Dados estatísticos das 983 amostras de geoquímica de solo.

Estatística das amostras de solo	Au (ppb)
Nº de amostras	983
Média	18,9
Mediana	6,0
Moda	2,0
Desvio Padrão	64,5
Mínimo	1,0
Máximo	1090,0

Fonte: Próprio autor (2023).

Figura 65. Mapa com a compilação das campanhas de geoquímica de solo disponibilizadas pela Empresa Pereira Velho Exploração (PVE). Anomalias de primeira ordem para ouro demarcadas em magenta com valores entre 100 e 1090 ppb.



Fonte: Próprio autor (2023).

7 DISCUSSÕES

7.1 COMPARAÇÃO DOS DADOS ESTRUTURAIS REGIONAIS E LOCAIS

Este tópico tem-se como objetivo comparar dados regionais desenvolvidos por Pinheiro (2008), com locais obtidos a partir de dados retirados em campo.

De acordo com Pinheiro (2008), em relatório interno do Projeto Serrote da Laje, onde apresenta discussões geológicas envolvendo informações estruturais acerca das dobras regionais e o alvo Serrote da Laje. O mesmo descreve as rochas da região estruturadas por dobras fechadas e isoclinais assimétricas, com eixo caindo suavemente para S-SE, as quais rompidas (transpostas) em por conjunto de lineamentos, NW-SE e E-W, correspondendo a zonas de cisalhamento, as quais são responsáveis pela foliação milonítica sobreposta ao bandamento, ora concordante ora discordante, nos flancos e ápices das dobras, respectivamente.

Segundo Pinheiro (2008), no Serrote da Laje, após sobrepor dados de atitude de foliação, interpretou-se que estão localizados no ápice de um sinforme isoclinal assimétrico, levemente reclinado para SW, ou seja, há um *trend* NW-SE regional segundo os bandamentos dos gnaisses (Figura 66 e 67).

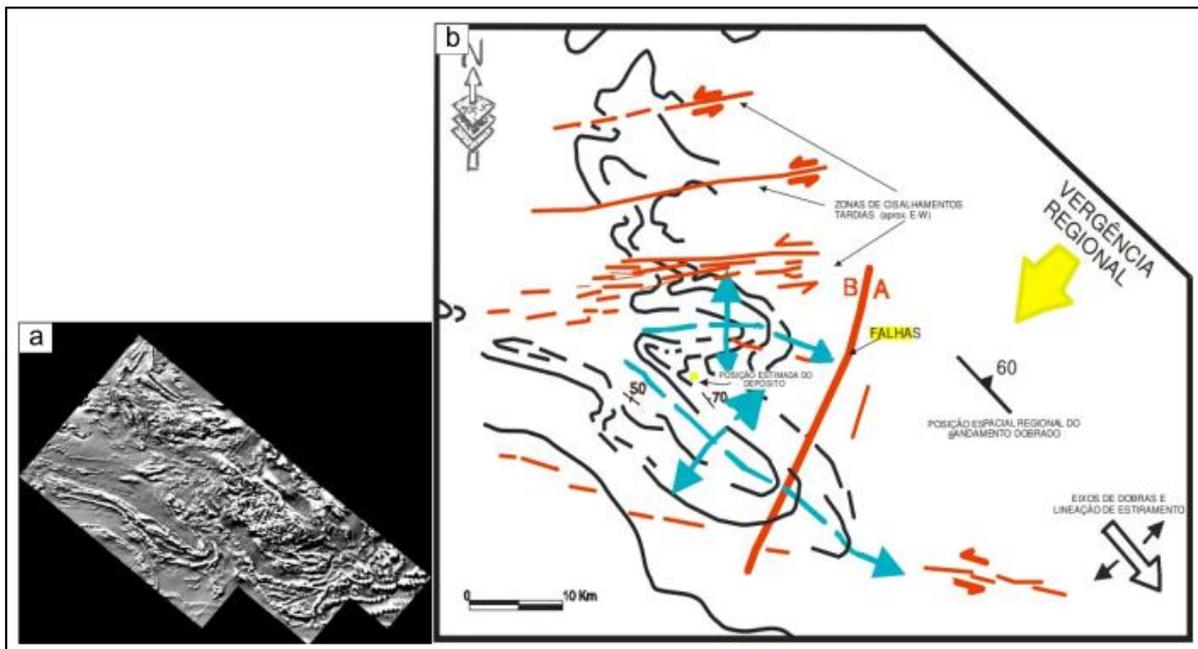
Figura 66. Quadro resumo dos dados estruturais interpretados de forma regional. (Pinheiro, 2008).

Esse sinforme está assim posicionado espacial e geometricamente:

- **eixo:** com caimento suave (20°?) para SE.
- **flancos:**
 - (a) NE: direção NW-SE mergulhando 40° - 60°/SW
 - (b) SW: direção NW-SE mergulhando >70°/NE a sub-vertical.
- **ATITUDES DE PLANOS NO ÁPICE:** 30°-50°/S-SE.
- **Vergência:** fraca de NE para SW.
- **Plano axial inferido:** NW-SE merg. >60° / NE

Fonte: Pinheiro (2008).

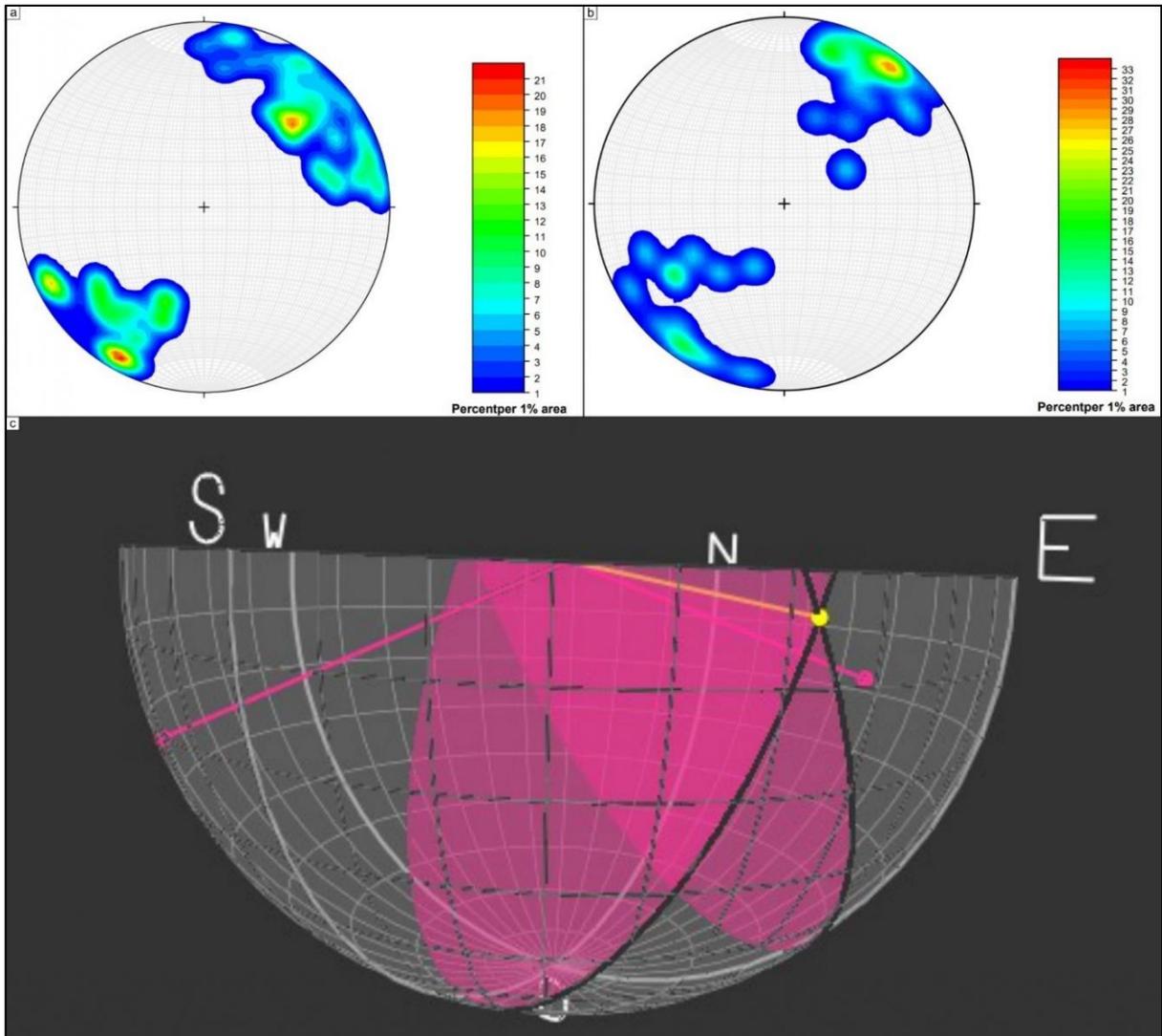
Figura 67. (a) Imagem geofísica em tons de cinza, ressaltando diferentes domínios de contornos aeromagnéticos, destacando a presença de dobras fechadas a isoclinais, com trend NW-SE, deslocadas, localmente, por descontinuidades aproximadamente N-S. (b) Interpretação detalhada da parte SW da imagem da figura anterior, mostrando os traços de dobras maiores observadas e respectivas zonas de cisalhamento, truncando as mesmas. Mostra ainda (seta amarela) a direção de vergência regional, relacionada à cinemática de transporte tectônico do cinturão onde a área está inserida. (Pinheiro, 2008).



Fonte: Pinheiro (2008).

Os dados estruturais obtidos durante o mapeamento identificaram dois tipos de foliações pervasivas: foliação milonítica e bandamentos gnáissicos, que corroboram com os dados obtidos por Pinheiro (2008). Além disso, o arcabouço estrutural da área é marcado pela ocorrência de dois eventos deformacionais, dúctil e rúptil. O regime dúctil é marcado por dobras, estruturas S-C *augen*, porfiroclasto rotacionado e sombras de pressão. A partir dos dados estruturais retirados em campo e plotados no estereograma, foi possível definir que a distribuição deles, tanto das foliações miloníticas e foliações dos bandamentos, formam estrutura dobrada fechada, onde os seus flancos possuem vergência para NE e SW e eixo com caimento de $\sim 8^\circ$ para SE (Figura 68). Somado a isso, o regime rúptil é marcado pelas falhas identificadas em fotointerpretações de imagem satélite e em imagem aeromagnetométrica, com alinhamento NE-SW.

Figura 68. (a) Mapa de contorno a partir de dados de densidade polar do bandamento gnáissico. (b) Mapa de contorno a partir de dados de densidade polar do quartzito milonítico. (c) Plano axial dos planos médios inseridos no programa Stereonet, na forma de visualização 3D, inferindo uma vergência para SE com plunge $\sim 8^\circ$.



Fonte: Próprio autor (2023).

A interpretação de atitudes coletadas em campo sugere que a região da área de pesquisa contempla dobras fechadas assimétricas com eixos em vergência para SE, corroborando com Pinheiro (2008).

7.2 DEPÓSITO DE OURO OROGÊNICO?

Nos últimos anos, os depósitos de ouro orogênico vêm sendo estudado cada vez mais, na tentativa de entender melhor a sua formação, desde Groves (1993) até o mais recente, Gaboury (2019). Durante esse período de tempo, Reinhardt & Davison (1989), Silva et al.

(1998) e Assis (2011) destacam que as zonas de cisalhamento são um forte controle estrutural para os corpos auríferos.

São diversas as hipóteses sobre a precipitação do ouro dos depósitos de Au Orogênico, e uma delas é sobre a interação dos fluidos mineralizados com rochas ricas em ferro (Colvine *et al.*, 1988; Phillips *et al.*, 1991; Groves & Foster, 1991; Gabouri, 2019), onde o S^{-2} é removido para formar os sulfetos de ferro como, pirita e arsenopirita.

Segundo Groves *et al.* 1998, nestes depósitos, as associações de alteração mais comuns são constituídas por carbonato – sulfeto \pm mica branca \pm clorita que são resultado da interação de fluidos de baixa salinidade e ricos em CO_2 .

As mineralizações auríferas presentes na área de pesquisa apresentam características correlacionáveis com depósito de ouro orogênico. O ambiente geológico da área apresenta idades do Arqueano ao Proterozóico, consideradas as mais férteis para depósitos orogênicos (Kerrich *and* Cassidy, 1994; Groves *et al.*, 1998). As mineralizações ocorrem em veios de quartzo hospedados em quartzitos metamorfizados em alto grau. Depósitos de ouro orogênico são mais comuns vinculados a rochas metamórficas de baixo grau, principalmente no fácies xisto-verde (Groves *et al.*, 1998), porém são reconhecidos depósitos hospedados até o fácies granulito (Groves *et al.*, 1992).

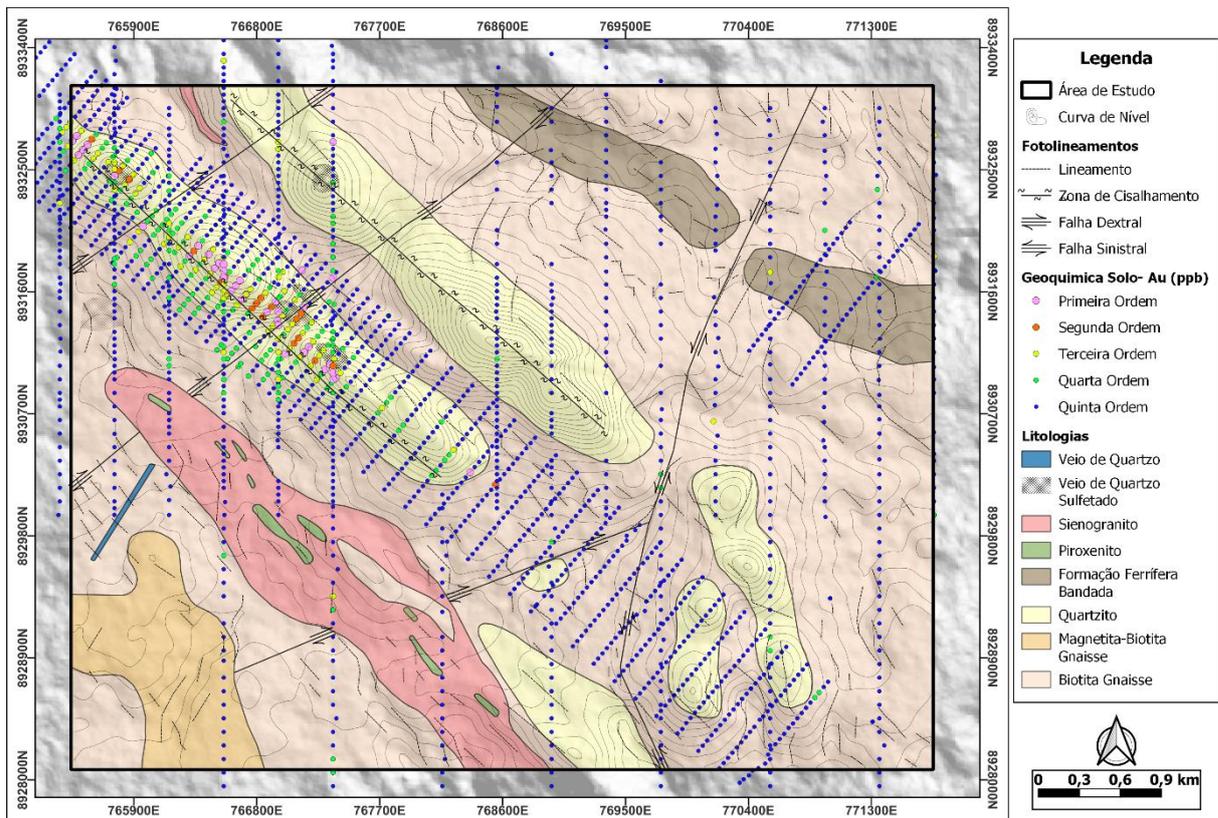
O controle estrutural da mineralização é efetuado por zona de cisalhamento, e é considerado um dos fatores mais importantes para a formação dos depósitos orogênicos, pois as descontinuidades servem de condutos para a migração dos fluidos (Gaboury, 2019).

As alterações hidrotermais associadas com o depósito Pereira Velho são caracterizadas por envelopes de sericitização proximal aos veios, com localizada silicificação, além de alteração propilítica nas porções mais distais. A presença de sericitização próxima dos veios pode ser gerada pela acidificação do fluido, e essa reação induz a precipitação do ouro e a formação dos sulfetos (Gaboury, 2019). Nos dados de geoquímica de solo observa-se que os melhores teores de Au são coincidentes com os veios de quartzo encaixados em rochas quartzíticas envelopadas por alteração sericítica (Figura 69).

A disposição das zonas hidrotermais assemelha-se com a de depósitos orogênicos, porém esse padrão também ocorre em sistemas de intrusões reduzidas (RIRGS) e depósitos pórfiros ricos em Au. Uma característica que chama a atenção na mineralização da área de estudo é a ausência de um halo hidrotermal de carbonatação, que é típico de depósitos de ouro orogênico.

Os depósitos orogênicos são tipificados como sistemas de veios dominados por quartzo com conteúdo <5% de sulfetos de ferro e <15% de carbonato (Groves et al. 1998). Na área de estudo a mineralização está acondicionada em veios dominados por quartzo, com teores de pirita <5%, porém não ocorre minerais carbonáticos. A presença de fluorita na ganga não é compatível com depósitos de ouro orogênico (Goldfarb & Pitcairn, 2022), ocorrendo comumente em depósitos oxidados de ferro, cobre e ouro (IOCG), conforme descrito por Xing et al. (2019), em depósitos de ouro relacionados a sistemas de intrusões reduzidas (RIRGS) (Oliveira et al, 2019) e depósitos tipo pórfiro (Sinclair, 2012). A presença de fluorita na ganga do minério pode ser explicada por uma possível contribuição de fluidos magmáticos derivados das intrusões sienograníticas da área. Estudos adicionais envolvendo análises de inclusões fluidas, estudos isotópicos e caracterização do minério com microscopia eletrônica de varredura poderiam auxiliar numa definição mais assertiva do modelo de depósito das mineralizações auríferas estudadas.

Figura 69. Mapa de integração dos dados de geoquímica de solo (Au ppb) com a geologia da área de estudo.



Fonte: Próprio autor (2023).

8 CONCLUSÕES

Diante dos dados obtidos em campo, em laboratório e nas referências bibliográficas utilizadas, foi possível alcançar os seguintes resultados:

- O trabalho de mapeamento mostrou que a área é constituída por praticamente todas as rochas do Complexo Arapiraca, sendo assim, composto por rochas gnáissicas, quartzitos metamorfizados, formações ferríferas bandadas, complexos máficos, intrusões sienograníticas e veios de quartzo e pegmatito. Estas rochas estão inseridas em um ambiente com dois eventos deformacionais, dúctil e rúptil.
- A mineralização aurífera da área de estudo em Coité do Nóia está inserida em ambiente de alto grau metamórfico entre fácies anfibolito alto e granulito. Ocorre em veios de quartzo hospedados em quartzitos miloníticos, controlados por zonas de cisalhamento com direção preferencial NW-SE.
- As alterações hidrotermais da área variam desde propilítica, sericítica e silicificação. Sendo que a alteração sericítica ocorre proximal aos veios mineralizados, gerando acidificação do fluido e, conseqüentemente induz a precipitando do ouro.
- O depósito de Pereira Velho é caracterizado por sistema de veios dominados por quartzo e teores de pirita <5%.
- Os resultados obtidos neste trabalho demonstram a necessidade de estudos posteriores focados nos halos de alterações hidrotermais, tanto em superfície quanto subsuperfície. Assim, os dados fornecerão embasamento com maior precisão sobre qual alteração controla as mineralizações ouro.
- As mineralizações auríferas do depósito de Pereira Velho apresentam diversas características compatíveis com o modelo de ouro orogênico, tais como: ambiente geológico dominado por rochas metamórficas, com idades do Arqueano até o Proterozoico; controle estrutural efetuado por zona de cisalhamento; presença de zonas de seritização proximal aos veios, com localizada silicificação, além de alteração propilítica nas porções mais distais; a mineralização está acondicionada em veios dominados por quartzo, com teores de pirita <5%.

- Porém foram observadas características que não são comuns ou até compatíveis com modelo de ouro orogênico, tais como: ausência de minerais carbonáticos na ganga do minério; ausência de halo hidrotermal com carbonatação próximo aos veios; presença substancial de fluorita na ganga do minério.
- Para uma definição concreta do modelo metalogenético do depósito aurífero Pereira Velho será necessário estudos adicionais envolvendo análises de inclusões fluidas, estudos isotópicos e caracterização do minério com microscopia eletrônica de varredura.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de *et al.* **Brazilian structural provinces: an introduction.** Earth-science Reviews, Amsterdam, v. 17, n 1-2, p.1-29, 1981.
- ALMEIDA, FFM de *et al.* **Províncias estruturais brasileiras.** Simpósio de Geologia do Nordeste, v. 8, n. 1977, p. 363-391, 1977.
- Angelim, L.A.A. 1988. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100000 Folha SC.24-V-A-III, Santa Filomena, Estados de Pernambuco e Piauí.** DNPM/CPRM, 146 p.
- AMARAL, F. M. 2021. **Caracterização petrográfica de corpos de minério de ouro em formação ferrífera bandada da Mina Pilar no Quadrilátero Ferrífero - MG.** Trabalho de Conclusão de Curso, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 2021.
- AMARAL, W. S. et al. **Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas do alto grau metamórfico adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema.** 2010. 248f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2010.
- AMORIM, J. L. de (Org.) **Arapiraca. Folha SC.24-XD-V: estado de Alagoas escala 1:100.000.** Brasília: CPRM; DNPM, 1995. 100 p. il. + 2 mapas color. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.
- ARTHAUD M.H., CABY R., FUCK R.A., DANTAS E.L., PARENTE C.V. 2008. **Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa.** In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., de Wit M.J. (eds.). West Gondwana: PreCenozoic Correlation Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications, 294:49-67
- ASSIS, José Antonio Cirillo de. **Mapeamento geológico-estrutural da Sequência Canto, porção sul do Greenstone Belt do Rio Itapirucu, Bahia.** 2011.
- BEA, F. **Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts.** Journal of Petrology, v. 37, p. 521-552, 1996.
- BELEQUE, Andreia Raquel Coelho. **Estudo geocronológico e evolução metalogenética da mineralização aurífera do depósito Engenho D'Água, quadrilátero ferrífero (Minas Gerais, Brasil).** 2015. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015. Disponível em: <http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44141/tde-24022016-091501/>. Acesso em: 12 maio 2023.
- BLAKELY, R.J. & SIMPSON, R.W. 1986. **Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies.** Geophysics, 51:1494-1498.
- BLUM, M. L. B. 1999. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral.** Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 229p.
- BRITO, M. F. L., MENDES, V. A. 2011. **Compartimentação Tectônica da Folha Arapiraca.** In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Mato Grosso.

BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., PIMENTEL, M.M. **The Brasiliano collage in South America: a review**. Brazilian Journal of Geology, v. 44, n. 3, p. 493-518, 2014.

BRITO NEVES, B. B. de **Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino**, São Paulo, 1975. 198 p. (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

BRITO NEVES, B. B. et al. **O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas**. Revista Brasileira de Geociências, v. 25, n. 4, p. 279-296, 1995.

BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R. **Tectonic history of the Borborema Province**. In: CORDANI, U.G., MILANI, E.J., THOMAZ FILHO, CAMPOS, D. A. (Eds.). Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro: IGC, 2000. p. 151-182. (Apresentado no 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil).

BRITO NEVES, B. B. de *et. al.* **U-Pb zircon ages of some classic granites of the Borborema Province**. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4, 24-27 Aug. 2003, Salvador-Ba. Short papers. Salvador: CBPM, 2004. 2v. v.1. p.158-159. DICKSON B. L., SCOTT K. M. 1997. **Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors**. AGSO J. Australia Geology & Geophysics. 17(2):187-200.

CABY, R. **Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic South Atlantic fit**. Geol. Soc. Am. Special Pap., n. 230, p. 145-158, 1989.

CABY R. & ARTHAUD M.H. 1986. **Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, northeast Brazil**. Geology, 14(10):871.

CANEDO, G. F. 2016. **Os depósitos Serrote da Laje e Caboclo (Cu-Au), Nordeste do Brasil: sulfetos magmáticos hospedados em rochas ricas em magnetita e ilmenita associadas a intrusões máficas-ultramáficas**. Dissertação de Mestrado - Universidade de Brasília.

CARVALHO, M J. DE D. (2005). **Evolução tectônica do domínio Maranco-Poço Redondo: registro das orogêneses Cariris Velhos e Brasiliana na Faixa Sergipana, NE do Brasil**. Tese (doutorado). Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências

CASTAING, C., TRIBOULET, C., FEYBESSE, J.L., CHÈVREMONT P. **Tectonometamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the Pan-African/Brasiliano orogeny**. Tectonophysics, n. 218, p. 323–342, 1994.

D’El Rey Silva, L.J.H., Oliveira, J.G. 1999. **Geology of the Caraíba coppermine and its surroundings in the Paleoproterozoic Curaçá belt, Curaçá river valley, Bahia, Brazil**. In: Silva, M.G., Misi, A. (eds.), Base Metal Deposits of Brazil, MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, p.25-32.

DANTAS, E.L., HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R., & BRITO NEVES, B.B. **Archean accretion in the São José do Campestre Terrane, Borborema Province, Northeast Brazil**. Revista Brasileira de Geociências, n. 28, p. 221–228, 1998.

DAVISON, I.; SANTOS, R. A. **Tectonic evolution of The Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny**. Precambrian Research, v. 45, p. 319-342, 1989.

EILU P.K., CHARTER I.M., GROVES D.I., ALARDYCE W.J. (1999) – **Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic Iode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic setting**. Geology and Geophysiscs Department (Centre for Strategic Mineral Deposits) & UWA Extension. The University of Wentrern Autralia Publication 30.

FERREIRA J. M., BEZERRA, F.H.R., SOUZA M. O.L., NASCIMENTO A.F., SÁ J.M. &FRANÇA G. S. 2008. **The role of Precambrian mylonitic belts and presente day stress field in the 3 coesiesmic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil**. Tectonophysics, Uncorrected Proof.

FERREIRA, V.P.; SIAL, A.N.; PIMENTEL, M.M.; MOURA, C.A.V. **Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the transversal zone, northeastern Brazil**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO- NEVES, B.B. (Orgs.). *Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. cap. 12. p. 189–201.

FETTER, A.H., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, T.J.S., NOGUEIRA NETO, J.A. & ARTHAUD, M.H. 2000. **U– Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal evolution of basement architecture of Ceará state, NW Borborema province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent ‘Atlantica’**. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 102–106.

FIGUEIRÔA, I. & SILVA FILHO, M.A. 1990. **Programa Levantamento Geológicos Básicos do Brasil. Carta geológica, carta metalogenética, Escala 1:100 000 Folha SC.24-V-C-III, Petrolina, Estados de Pernambuco e Bahia**. DNPM/CPRM, 108 p.

GABOURY, D., 2013, **Does gold in orogenic deposits come from pyrite in deeply buried carbon-rich sediments?: Insight from volatiles in fl uid inclusions: Geology**, v. 41, p. 1207–1210, doi:10.1130/G34788.1

GOLDFARB, R. J., BAKER, T., DUBE, B., GROVES, D. I., HART, C. J. R. and GOSSELIN, P. (2005). **Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes**. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 407 - 450.

GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S.G., AND ROBERT, F., 1998, **Orogenic gold deposits—a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: Ore. Geology Reviews**, v. 13, p. 7–27.

JARDIM DE SÁ, E. F. et al. **Terrenos proterozóicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton São Francisco**. *Brazilian Journal of Geology*, v. 22, n. 4, p. 472-480, 1992.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana**. Brasília, 1994. 803 p. il. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 1994. 2 mapas anexo.

KEAREY, P; BROOKS, M.; HILL, I. **Geofísica de exploração**. São Paulo: Oficina de Texto, 2009. 438p.

KEAREY, Philip; BROOKS, Michael; HILL, Ian. **An Introduction to Geophysical Exploration**. London: Blackwell Science, 2002, 281 p.

Kreysing, K., Lenz, R., Ribeiro, G.F. 1973. **Salinização das águas subterrâneas do centro do polígono das secas do nordeste brasileiro**. Recife:SUDENE. 69p. il.

LEITE, W. de A. **Geologia e depósito de asbesto do Baixo São Francisco**. Recife: SUDENE, 1977. 193p. il. (Brasil. SUDENE. Série Geologia Regional, 21).

LIMA, M. M. C. 2013. **Caracterização geoquímica, isotópica e geotectônica dos complexos Araticum e Arapiraca, Faixa Sergipana, Alagoas, Nordeste do Brasil**. 2013. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco, 91p.

MARTINS G., OLIVEIRA E.P. & LAFON J.M. 2009. **The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Palaeoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons**. Gondwana Research, 15(1):71-85.

MEDEIROS, V.C., Santos, E.J. **Folha Garanhuns (SC.24-X-B, Escala 1:250.000)**. Recife: Serviço Geológico do Brasil, 1998. Integração Geológica (Relatório Interno).

MEDEIROS, V. C. **Aracaju NE: folha SC.24-X estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000**. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM; mapas. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

MEDEIROS, V. C. de. **Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da zona transversal, NE do Brasil**. 2004. 199f. Tese (Doutorado) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

MENDES, V.A., BRITO, M. DE F. L. (Orgs.) 2011. **Arapiraca. Folha SC.24-X-D-V: estado de Alagoas escala 1:100.000**. Brasília: CPRM; DNPM, 100 p. il. + 2 mapas color. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB.

MENDES, V.A., BRITO, M.F.L., 2017. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Arapiraca SC.24-X-D. Escala 1:250.000, Estados de Pernambuco, Alagoas e Sergipe**. Programa Geologia do Brasil. Recife, CPRM. 245p.

MINTY, B. R. S. **Fundamentals of airborne gamma- ray spectrometry**. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, Austrália, v. 17, n. 2, p. 39–50, 1997.

Moraes, J.F.S. 1992. **Petrologia das rochas máficas-ultramáficas da seqüência vulcanosedimentar de Monte Orebe, PE-PI**. Universidade Federal da Bahia, Curso de Pós-Graduação, Dissertação de Mestrado, Salvador, 98 pg.

MURTHY, I.V.R. 1985. **Magnetic interpretation of dike anomalies using derivatives**. PAGEOPH, 123:232-238.

NABIGHIAN, M.N. 1972. **The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation**. Geophysics, 37:507-517.

NABIGHIAN, M.N. 1974. **Adicional coments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal crossection**. Geophysics, 39:85-92.

NEVES, S.P. 2003. **Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana**. Tectonics 22, 10-31, 2003.

NEVES, S.P., BRUGUIER, O., SILVA, J.M.R., BOSCH, D., ALCANTARA, V.C., LIMA, C.M. 2009. **The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in**

eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research* 175, 187-205.

OLIVEIRA D.C. & MOHRIAK W.U. 2003. **Jaibas trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil.** *Marine and Petroleum Geology*, 20(3-4):351-383.

OLIVEIRA, E.P., WINDLEY, B.F., ARAÚJO, M.N.C., 2010. **The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: A complete plate tectonic cycle in western Gondwana.** *Precambrian Research* 181, 64–84.

OLIVEIRA E.P., BUENO J.F., MCNAUGHTON N.J., SILVA FILHO A.F., NASCIMENTO R.S., DONATTI FILHO J.P., 2014. **Age, composition, and source of continental arc- and syn-collision granites of the Neoproterozoic Sergipano Belt, Southern Borborema province, Brazil.** *Journal of South American Earth Sciences* 58, 257–280. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.08.003>.

OLIVEIRA, R. G.; MEDEIROS, W. E.; LINS, F. P. L. **Mapas Gravimétricos da Província Borborema, Nordeste do Brasil.** In: II SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 2, 2006, Natal.I-RN. Resumos expandidos, métodos potenciais. Natal: SBGf, 2006. 1 CD.

OSTROVSKIY E. Ya. 1973. **Antagonism of radioactive elements in wallrock alterations fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting.** *International Geology Review*, 17: 461-468.

PINHEIRO, R.V.L. 2008. **Projeto Serrote da Laje.** Relatório de Consultoria Técnica - Relatório Interno.

RAO, D.A.; BABU, H.V. & NARAYAN, P.V. 1981. **Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: the complex gradient method.** *Geophysics*, 46:1572-1578.

REINHARDT, M. C.; DAVINSON, I. **Controle litoestrutural dos corpos auríferos da mina Fazenda Brasileiro, Bahia, Brasil.** *Revista brasileira de geociências*, v. 19, n. 2, p. 121-131, 1989.

RICHTER, A. J.; PONTES, F. C. **Reconhecimento geológico da parte central e norte do “Horst” que separa as bacias do recôncavo, Tucano e Jatobá da Bacia Sergipe. Alagoas.** Maceió: PETROBRÁS – RPN, 1964. 55 p. il.

ROEST, W.R.; VERHOEF, J. & PILKINGTON, M. 1992. **Magnetic interpretation using the 3-D analytical signal.** *Geophysics*, 57(1):116-125.

ROGERS, J. J. W., 1996. **A history of continents in the past three billion years.** *The journal of Geology* 104, 91–107

SÁ J.M., BERTRAND, J.M., LETERRIER J. & MACEDO M.H.F. 2002. **Geochemistry and geochronology of Pre - Brazilian rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeastern Brazil.** *Journal of South America Earth Sciences*, 14:851-866

SANTOS, C.A.& SILVA FILHO, M.A. 1990. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Riacho do Caboclo. Folha SC.24- V-A-VI, Estados de Pernambuco e Bahia.** Secretaria Nacional de Minas e Metalurgia, Texto e Mapas, 113 p.

SANTOS E. J. & BRITO NEVES, B.B. 1984. **Província Borborema.** In Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. (Eds.) *O pré-Cambriano do Brasil.* Edgard Blucher, pp.:123-186.

SANTOS, E. J. dos; Folha Floresta – SC.24 – X. **Província Borborema, Nordeste do Brasil**. Recife – PE. CPRM, 1995. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Escala 1:250.000.

SANTOS, E. J. dos. **Geologia, Evolução Tectônica e Recursos Minerais da Província Borborema**. Disciplina do Curso de Doutorado do Departamento de Geologia da UFPE. Março/Junho de 2003.

SANTOS, E. J. 1995. **O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de doutorado, 219p.

SANTOS, R. A. dos et al. **Geologia e recursos minerais do Estado de Sergipe**. Escala **1:250.000**. Brasília: CPRM, 1998. 156p.

SANTOS, E. J. 2001. **Diamictitos neoproterozóicos da Province Borborema: evidências para a *snowball Earth*(?)**. In: SBG, Simp. Geol. Nord., Resumos, p. 303-303.

SANTOS, E.J., MEDEIROS, V.C., **Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, Northeast Brazil**. Revista Brasileira de Geociências, n. 29, p. 73–84, 1999.

SANTOS T.J.S., FETTER A.H., HACKSPACHER P.C., VAN SCHMUS W.R., NOGUEIRA NETO J.A. 2008. **Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana**. Journal of South American Earth Sciences, 25(3): 271–284.

SANTOS T.J.S., FETTE, A.H., VAN SCHMUS W.R., HACKSPACHER P.C. 2009a. **Evidence for 2.35 to 2.30 Ga juvenile crustal growth in the northwest Borborema Province, NE Brazil**. In: Reddy S.M., Mazunder R., Evans D.A.D., Collins A.S. (eds.). Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society, London, Special Publication, 323:271-281.

SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B. **The cariris velhos tectonic event in northeast Brazil**. J. S. Am. Earth Sci., n, 29, p. 61-76, 2010.

SILVA FILHO M.A., TORRES H.H.F. 2002. **A new interpretation on the Sergipano belt Domain**. Anais da Academia Brasileira de Ciências 74, 556–557.

SINTONI, A. e TANNO, L. C. **Minerais industriais e de uso social: panorama do mercado consumidos no Brasil**. Brasil Mineral, 147: 34-39, 1997.

SOUZA, J.D., FERNANDES FILHO, J.; GUIMARÃES, J.T., LOPES, J.N. 1979. **Projeto Colomi. Relatório Final, Geologia da Região do Médio São Francisco, texto e mapas**. Escala 1:250 000, DNPM-CPRM, Salvador, 389 p.

VAN SCHMUS, W.R. et al. **U/Pb and Sm/Nd geochronolyc studies of the eastern Borborema Province. Ne Brazil**. J. South Amer. Earth Sci., v 8, p. 268-288. 1995.

VAN SCHMUS, W. R. et al. **Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt**. In: PANKHURST, R. J. et al. (eds.) West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. London: Geological Society, 2008. (Geological Society Special Puplicacion, 294) p.69-99.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics**. 2. ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1990. 522 p.

THOMPSON, D.T. 1982. **EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data**. *Geophysics*, 47:31-37.

TROMPETTE R. **Neoproterozoic aggregation of Western Gondwana: a tentative scenario**. *Prec Res* 82, p. 101–112, 1997.

VAN SCHMUS, W. R. et al. **U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions**. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n. 3-4, p. 267-288, 1995.

VAN SCHMUS, W.R., OLIVEIRA, E.P., SILVA FILHO, A.F., TOTEU, S.F., PENAYE, J., GUIMARÃES, I.P. **Proterozoic links between the borborema province, NE Brazil, and the Central african fold Belt**. *Geol. Soc. Lond. e Special Publication* 294, p. 69- 99, 2008.

VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B. **Precambrian history of the Zona transversal of the borborema province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology**. *J. S. Am. Earth Sci.* 31, p. 227-252, 2011.

ANEXO A MAPA DE PONTOS

GEOLOGIA, GEOFÍSICA AÉREA E GEOQUÍMICA DE SOLO DO DEPÓSITO AURÍFERO PEREIRA VELHO, COITÉ DO NÓIA (AL), BRASIL

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Área de Mapeamento
- Pontos
- Rodovias
- - - Estradas Secundárias
- ~ Drenagem
- ⊙ Curva de Nível



Universidade Federal de Sergipe
Centro de Ciências Exatas e Tecnologia
Departamento de Geologia

Discente:

Ana Luiza Santos Sena

Orientador:

Prof. Dr. Joaquim Daniel de Liz

Maio de 2023

Sistema de Coordenadas:
SIRGAS 2000 UTM Zona 24S
Projeção Transversa de Mercator

0 500 1.000 m

1:20.000

