



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

JOÃO PEDRO SANTANA BEZERRA

**GEOLOGIA ESTRUTURAL, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE
ORTOGNAISSES NA REGIÃO DE AIRI (FLORESTA, PERNAMBUCO):
implicações para a evolução crustal dos Domínios Alto Moxotó e Pernambuco-Alagoas**

Recife
2018

JOÃO PEDRO SANTANA BEZERRA

**GEOLOGIA ESTRUTURAL, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE
ORTOGNAISSES NA REGIÃO DE AIRI (FLORESTA, PERNAMBUCO):
implicações para a evolução crustal dos Domínios Alto Moxotó e Pernambuco-Alagoas**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Hidrogeologia e Geologia Aplicada.

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves.

Recife

2018

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria Luiza de Moura Ferreira, CRB-4 / 1469

B574g

Bezerra, João Pedro Santana.

Geologia estrutural, geoquímica e geocronologia de ortognaisses na região de Airi (Floresta, Pernambuco): implicações para a evolução crustal dos Domínios Alto Moxotó e Pernambuco-Alagoas / João Pedro Santana Bezerra. - 2018.

256 folhas, il. e quads.

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2018.

Inclui Referências e Apêndice.

1. Geociências. 2. Zona de cisalhamento Pernambuco Oeste. 3. Zona de cisalhamento Poço da Areia. 4. Ortognaisses. 5. Evolução crustal. I. Neves, Sérgio Pacheco (Orientador). II. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2019-396

JOÃO PEDRO SANTANA BEZERRA

**GEOLOGIA ESTRUTURAL, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DE
ORTOGNAISSES NA REGIÃO DE AIRI (FLORESTA, PERNAMBUCO):
IMPLICAÇÕES PARA A EVOLUÇÃO CRUSTAL DOS DOMÍNIOS ALTO MOXOTÓ
E PERNAMBUCO-ALAGOAS**

Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-Graduação em Geociências da
Universidade Federal de Pernambuco,
como requisito parcial para a obtenção do
título de Mestre em Geociências.

Aprovado em: 17/10/2018

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves (Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Gorki Mariano (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Lauro César Montefalco de Lira Santos (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

Lourenço Benedito, Maria de Fátima Santana e Rafaela Henrique.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Maria de Fátima Santana e Lourenço Benedito Bezerra por todo amor e ensinamento que venho recebendo durante toda minha vida. A Rafaela Henrique, por todos estes anos de amor, carinho e dedicação que passamos juntos. Ao DGEO/UFPE pela disponibilidade dos laboratórios, assistências e acessibilidade ao que fosse necessário. Aos professores e também amigos da Geologia, Sergio Pacheco Neves, Lúcia Mafra, Sonia Agostinho e Olga Neves Pelo companheirismo e ajuda nas horas mais difíceis. Ao meu orientador Sérgio Pacheco Neves pela orientação, incentivo, apoio e paciência durante todo desenvolvimento e conclusão deste trabalho. Ao prof. Hartmut Beurlen, por disponibilizar o uso dos microscópios para a obtenção da fotomicrografias. Agradeço também aos professores que aceitaram participar da banca examinadora deste trabalho, Gorki Mariano e Lauro Montefalco. Ao grupo de pesquisa TECMA pelo acolhimento e conhecimento compartilhado, à agência CNPq, pela bolsa de estudos e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (Processo 449447/2014-6) pelo financiamento do projeto. Por fim, agradeço aos meus amigos Luís Henrique, Laís Leite, Wilson, Valdielly, Raphael, Nayara, Laís Queiroga, Paulo Castellan, Paulo Riedel, João Artur, Amorim, Aldir, Hugo e Priscila e a todos aqueles que, de alguma forma, me apoiaram e contribuíram para a elaboração e conclusão deste trabalho.

RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados de estudos estruturais, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos de ortognaisses localizados entre os domínios Alto Moxotó (DAM) e Pernambuco-Alagoas (DPEAL) da Província Borborema. As unidades estudadas estão inseridas na Folha Airi, distrito de Airi (município de Floresta, Pernambuco). A zona de cisalhamento Pernambuco Oeste (ZCPW) separa ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Floresta (2132 ± 18 Ma), no DAM, de ortognaisses neoproterozoicos no DPEAL, englobados nos complexos Airi (~ 990 Ma), Belém do São Francisco (956 ± 6 Ma) e Cipriano (~ 650 Ma). Os dados geoquímicos mostram semelhanças entre estes últimos, com enriquecimento dos elementos terras raras (ETR) leves e empobrecimento dos ETR pesados. As amostras dos ortognaisses tonianos apresentam trends do campo de granitos de arco vulcânico para o campo de granitos intraplaca em diagramas discriminantes de ambiente tectônico, e o Complexo Cipriano tem assinatura geoquímica de granitos intraplaca. As unidades tonianas apresentam padrão geoquímico similar à de outras unidades de mesma idade ao sul da ZCPW, como a suíte Afeição e o Complexo Itaizinho (Faixa Riacho do Pontal) e o ortogneisse Rocinha (DPEAL). O mesmo é percebido entre o Complexo Cipriano e o ortogneisse Altinho, localizado na porção leste do DPEAL. Através desses dados, infere-se a ocorrência de dois eventos extensionais entre as subprovíncias Sul e Central da Província Borborema, um no início do Neoproterozoico e outro imediatamente precedendo a Orogênese Brasileira.

Palavras-chave: Zona de cisalhamento Pernambuco Oeste. Zona de cisalhamento Poço da Areia. Ortognaisses. Evolução crustal.

ABSTRACT

This work presents the results of structural, petrographic, geochemical and geochronological studies from orthogneisses located between the Alto Moxotó (AMD) and Pernambuco-Alagoas (PEALD) domains from Borborema Province. The studied unities are inserted at Folha Airi, district of Airi (Floresta municipality, Pernambuco). The West Pernambuco shear zone separates Paleoproterozoic orthogneisses belonging to Floresta Complex (2132 ± 18 Ma), in the AMD, from Neoproterozoic orthogneisses in the PEALD, enclosed in the Airi (~ 990 Ma), Belém do São Francisco (956 ± 6 Ma) and Cipriano complexes (~ 650 Ma). The geochemical data show similarities between these last ones, displaying enrichment of light rare earth elements (LREE) and depletion of heavy rare earth elements (HREE). The samples of the Tonian orthogneisses show trends from the volcanic arc granite to the intraplate granites fields in the tectonic discrimination diagrams, and the Cipriano Complex presents geochemical signature of intraplate granites. The Tonian units present a geochemical pattern similar to others Tonian orthogneisses south of the WPSZ as the Afeição Suite and Itaizinho Complex (Riacho do Pontal Belt) and the Rocinha orthogneiss (DPEAL). The same is noticed between the Cipriano Complex and the Altinho orthogneiss, located in the east part of the PEALD. Through these data, we infer the occurrence of two extensional events between the Southern and Central sub-provinces of the Borborema Province, the first one on the beginning of the Neoproterozoic and the second immediately preceding the Brazilian Orogeny.

Keywords: West Pernambuco shear zone. Poço da Areia shear zone. Orthogneisses. Crustal evolution.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Quadro 1 –	Coordenadas em UTM do polígono onde a área se encontra.....	23
Figura 1 –	Localização da área de estudo, mostrando a principal rota percorrida durante os trabalhos de campo.....	23
Figura 2 –	(A) América do Sul e sua divisão em plataformas, escudos e cinturões orogênicos, sendo 1) Cadeia Andina, 2) Plataforma Patagônica e 3) Plataforma Sul-Americana, onde estão representados os escudos das (I) Guianas, (II) Brasil Central e (III) Atlântico. (B) Províncias estruturais brasileiras, numeradas como: 1) Rio Branco, 2) Tapajós, 3) São Francisco, 4) Tocantins, 5) Mantiqueira, 6) Borborema, 7) Amazônia, 8) Parnaíba, 9) Paraná, 10) Província costeira e margem continental. Fonte: Almeida et al. (1981).....	26
Figura 3 –	Reconstrução da fase Pré-drift da América do Sul e África, mostrando o Cinturão Andino, Crátons Arqueanos/Proterozoicos e províncias Brasilianas/Pan-Africanas (PB: Província Borborema; COAC: Cinturão orogênico África Central). Fonte: Neves et al. (2015a).....	27
Figura 4 –	Inset: Principais domínios da Província Borborema. Mapa principal: Mapa geológico simplificado mostrando as principais áreas de exposições do embasamento ortognaíssico, sequências supracrustais, plútons brasilianos e zonas de cisalhamento. A área de estudo é mostrada em tracejado.....	28
Figura 5 –	Divisão da Subprovíncia Central nos domínios Rio Capibaribe (DRC), Alto Moxotó (DAM), Alto Pajeú (DAP) e Piancó/Alto Brígida (DPAB). (Fonte: Modificado de Medeiros, 2004).....	29
Quadro 2 –	Compilação dos dados de geocronologia do Complexo Floresta.	30
Figura 6 –	Imagem do Modelo digital de elevação (MDE) do satélite ASTER (GDEM) em pseudo-cor, mostrando a (A) altimetria, filtros direcionais nas direções (B) 0°, (C) 45°, (D) 90°, (E) 135°, (F) 180°, (G) 225°, (H) 270° e (I) 315° e (J) imagem LANDSAT 7 com composição RGB 543.....	36
Figura 7 –	Mapa de direção de lineamento marcados no mapa GDEM em pseudo-cor.....	37
Figura 8 –	Principais drenagens na região de estudo marcadas no mapa GDEM em pseudo-cor.....	38
Quadro 3 –	Números gerais dos lineamentos marcados na área de estudo.....	38
Figura 9 –	Diagramas de roseta gerados pelo comprimento total dos lineamentos (A) a norte e (B) a sul da zona de cisalhamento Pernambuco Oeste.....	39

Figura 10 –	Mapa dos canais individuais de (A) K (%), (B) eTh e (C) eU, utilizados para confecção do (D) mapa Ternário.....	41
Figura 11 –	Compilação do mapa ternário com traçado das unidades litológicas.....	42
Quadro 4 –	Características geofísicas e mineralógicas das unidades, sendo B, M, A e MA, baixa, média, alta e muito alta, respectivamente. Siglas C – Complexo e P – Pluton. As siglas dos minerais estão contidas no anexo V.....	42
Figura 12 –	Mapa de derivada de TILT.....	44
Figura 13 –	Mapa de derivada TILT, com traçado dos dobramentos encontrados.....	45
Figura 14 –	(A) Mapa de derivada TILT com (B) destaque para falha destral..	45
Figura 15 –	Compilação das imagens de sensoriamento remoto (A) Landsat 7 composição RGB 543 e geofísica (B) composição ternária dos elementos K, eTh e eU e (C) derivada TILT, para produção do (D) Cartografia de tipos litológicos com base em Geofísica.....	47
Figura 16 –	Mapa geológico entre os domínios Alto Moxotó e Pernambuco-Alagoas na região de Floresta (Santos et al. 2017). O limite é a zona de cisalhamento Pernambuco Oeste, aqui designada “Pernambuco lineament” (PEL).....	48
Figura 17 –	Mapa geológico da região de Airi.....	49
Figura 18 –	Ortognaisses de composição diorítica apresentando (A) foliação. bem definida e (B) bandamento composicional. (C e D) Ortognaisses graníticos.....	50
Figura 19 –	(A) Paragnáisses cinza claros e (B) quartzito equigranular de coloração cinza.....	51
Figura 20 –	Biotita-muscovita xistos de coloração cinza-escuro.....	52
Figura 21 –	Ortognaisse com bandamento composicional, apresentando níveis quartzo-feldspáticos e níveis máficos, com espessuras (A) milimétricas a (B) centimétricas.....	52
Figura 22 –	(A) Lentes de anfíbolito de coloração verde escuro em bandamentos do ortognaisse, (B) associados com rochas calcissilicáticas.....	53
Figura 23 –	Ortognaisses do Complexo Belém de São Francisco, apresentando (A) migmatização local e (B) enclaves máficos.....	54
Figura 24 –	(A) Migmatitos e ortognaisses ricos em biotita, apresentando leucossomas, com mesma direção da foliação e seus (B) enclaves máficos.....	54

Figura 25 –	(A e B) Afloramento de anfibolito com bandamento composicional.....	55
Figura 26 –	(A) Fenocristais de feldspato potássico numa matriz composta de quartzo, feldspato e biotita e (B) sienogranito com fratura preenchida por dique quartzo-feldspático.....	56
Figura 27 –	Características gerais do plúton Caraíbas com (A) megacristais de feldspato potássico que chegam a 1,5 cm, dispersos na matriz, (B) foliação magmática da rocha definida pela orientação dos porfiroclastos de feldspato.....	57
Figura 28 –	Monzogranito sintranscorrente com porfiroclastos de feldspatos centimétricos de cinemática destal.....	57
Figura 29 –	Mapa de localização e identificação das amostras utilizadas na descrição petrográfica (em preto).....	58
Figura 30 –	Amostra do complexo Floresta, apresentando tonalitos com (A) microestrutura poligonal. Em (B) observa-se maclas de deformação e fraturamento de grãos. Polarizadores cruzados.....	59
Figura 31 –	(A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados da trama S-C. As superfícies C são definidas por fitas de quartzo, fazendo ângulo de aproximadamente 25°, no sentido anti-horário (amostra não orientada), com as superfícies S, que por sua vez é definida por agregados de feldspatos, quartzo e micas.....	59
Figura 32 –	(A) Porfiroclastos do tipo σ de feldspato potássico e (B) peixe de mica indicando cinemática destal. Bt – Biotita, Ms – Muscovita, Qtz – Quartzo, Opc – Opacos. Polarizadores paralelos.....	60
Figura 33 –	Mica- <i>fish</i> em quartzito indicando cinemática destal e (1) fitas de quartzo. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Ms – Muscovita, Qtz – Quartzo.....	60
Figura 34 –	(A) Níveis ricos em quartzo (1) e mica (2) e (B) porfiroblasto de feldspato com textura manto-núcleo, trama S-C inferindo cinemática destal e (C) Porfiroblasto de turmalina (Tur) e feldspato (Pl-plagioclásio). Qtz: quartzo, Ms: muscovita. Polarizadores cruzados.....	61
Figura 35 –	Fraturas preenchidas por clorita (Chl) a polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio.....	61
Figura 36 –	Porfiroclasto de feldspato em matriz quartzo feldspática em polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Chl – Clorita.....	62
Figura 37 –	Trama S-C definida por fitas de quartzo e profiroclastos de feldspatos (amostra não orientada). Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	62

Figura 38 –	(A e B) Cristais de feldspato com (1) sombra de pressão, geradas por quartzo e mica e (C e D) plagioclásio com cauda de recristalização. (A e C) Polarizadores paralelos e (B e D) cruzados.....	63
Figura 39 –	(1) Cristais de biotita em sombras de pressão nas bordas dos porfiroclastos de feldspato a polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	63
Figura 40 –	(A e B) Bandamento composicional, onde percebe-se níveis milimétricos, com enriquecimento de hornblenda e outros em plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz) e (C e D) bandamento granulométrico com cristais de hornblenda (Hbl) que chegam a 1 mm de espessura e outros com no máximo 0,5 mm. Polarizadores(A e C) paralelos e (B e D) cruzados. Ttn – Titanita.....	64
Figura 41 –	Trama S-C caracterizada por micas bordejando os cristais de plagioclásio (Pl) e hornblenda (Hbl). Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	65
Figura 42 –	(A) Recristalização por rotação de subgrão em cristais de quartzo e (B) cristais recristalizados de feldspato apresentando cauda de recristalização e textura manto-e-núcleo. Polarizadores cruzados.....	65
Figura 43 –	Orientação da rocha gerada pela direção preferencial de crescimento dos minerais. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	66
Figura 44 –	(A) Cristais de feldspato apresentando microfraturamentos e (B) Cristais milimétricos de titanita (Ttn) e hendenbergita (Hd) fraturados. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	66
Figura 45 –	(A e B) Porfiroclastos de microclina (Mic) subcentimétricos fraturados e (C e D) trama S-C, definida por cristais de mica e quartzo recristalizados. Polarizadores (A e C) paralelos e (B e D) cruzados.....	67
Figura 46 –	(A) Cristais xenomórficos de quartzo apresentando recristalização por migração de limite de grãos e (B) <i>Augens</i> e sombra de pressão em cristais de feldspato, a polarizadores cruzados Mic – Microclina.....	68
Figura 47 –	(A) Textura simplectítica em hornblendas e (B) cristais euédricos de epidoto inclusos em biotitas. A polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	68
Figura 48 –	Porfiroclasto de feldspato potássico e orientação dos cristais de anfibólio. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Mic – Microclina.....	69
Figura 49 –	(A e B) Cristais de quartzo recristalizados com extinção ondulante entre os porfiroclastos de feldspato potássico e (C e D)	69

	cristais de plagioclásio com extinção concêntrica (1), maclas de deformação e geminação dobrada (2).....	
Figura 50 –	(A) Textura nematoblástica, caracterizada por orientação dos cristais de hornblenda. (B) Bandamento composicional com níveis máficos (1) e félsicos (2). Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	70
Figura 51 –	Cristais de piroxênio e titanita dispersos na matriz quartzo-feldspática. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Hbl – Hornblenda, Cpx – Clinopiroxênio, Ttn – Titanita e Pl – Plagioclásio.....	70
Figura 52 –	Foliação marcada pela orientação das micas e quartzo fitado, envolvendo porfiroclastos de feldspatos, em polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	71
Figura 53 –	Porfiroclastos de feldspato com pertitas e mirmequitas em contato com plagioclásio. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	71
Figura 54 –	Fases de biotita, (A) uma apresentando cristais maiores e pouco deformados, que chegam a 600 µm (B) e outra recrystalizada, que chega a no máximo 200 µm de largura. Polarizadores paralelos.....	72
Figura 55 –	Sombra de pressão, constituída por quartzo e micas nos cristais de feldspato e hornblenda inferindo cinemática dextral. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	72
Figura 56 –	Porfiroclasto de feldspato potássico, com pertitas e mirmequitas Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Mic – Microclina.....	73
Figura 57 –	Porfiroclasto de feldspato potássico com textura manto-núcleo e fitas de quartzo. Fotomicrografia a polarizadores cruzados.....	73
Figura 58 –	(A) Em vermelho, fita de quartzo apresentando cristais recrystalizados com extinção ondulante (1). (B) Cristal de plagioclásio com maclas de deformação e encurvamento de geminação (em amarelo). Fotomicrografias a polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	74
Figura 59 –	Textura da rocha evidenciando trama S-C, caracterizada pelos cristais recrystalizados de quartzo e feldspato bordejando os porfiroclastos de feldspato. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.....	74

Figura 60 –	(A) Cristais de quartzo fitado, plagioclásio com maclas de deformação e geminação dobrada. (B) Textura mortar e sombra de pressão no cristal de feldspato gerada pela recristalização dos cristais de feldspato e quartzo. A nicóis cruzados.....	75
Figura 61 –	(A) Granada (Grt) com alteração e fraturamento e (B) mica <i>fish</i> de muscovita (Ms) a polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Wm – Mica branca, Ms - Muscovita.....	76
Figura 62 –	(A) Diagrama de contorno de polo de foliação e (B) de lineação do domínio Norte, N= 19 e 5, respectivamente. (C) imagem landsat 7 com composição de bandas RGB-543. (D) Dobra antiforme apertada e (E) dobra de arrasto.....	77
Figura 63 –	(A) Diagrama de contorno de polo de foliação e (B) de lineação para o Domínio central, N=26 e N=9, respectivamente. (C) imagem landsat 7 com composição de bandas RGB-543. (D) Dobras verticais e (E) apertadas.....	79
Figura 64 –	Diagrama de contorno de polo de (A) foliação (N=23) e (B) de lineação (N=18) para o Domínio sul e dobras (C) apertadas e (D) intrafoliais para os metassedimentos e ortognaisses respectivamente.....	80
Figura 65 –	Localização dos milonitos de baixo grau e médio a alto grau, utilizando imagem do LANDSAT 7 com composição de bandas 5-3-1.....	82
Figura 66 –	Diagrama de contorno de polo de (A) foliação (N=17) e (B) de lineação (N=5) para a Zona de cisalhamento Pernambuco Oeste e criterios cinematicos, (C) <i>augens</i> de feldspato assimétricos e (D e E) dobras intrafoliais inferindo cinemática destal a ZCPW.....	83
Figura 67 –	(A e B) Porfiroclastos de feldspato milimétricos orientados e cominuidos, apresentando textura manto-núcleo. (C e D) Cristais de feldspato com textura <i>pull-apart</i> e sombra de pressão produzida por quartzo recristalizado. Polarizadores (A e C) paralelos e (B e D) cruzados. Qtz – Quartzo, K-f – Feldspato potássico.....	84
Figura 68 –	(A) Porfiroblastos de feldspato com textura <i>pull apart</i> (1), e de mica branca (2), (B) cristais fraturados e com textura manto núcleo em plagioclásio (3). (C) Porfiroblasto de mica branca como <i>mica-fish</i> e cristais de biotita, como uma massa fina e (D) cristais de clorita substituindo feldspatos. (E) Milonito de baixo grau, sofrendo cataclase. (F) Presença de diversas fraturas preenchidas por (F) clorita. (G e H) Milonito de baixa temperatura cataclasado, com diversas fraturas preenchidas por clorita e mica. (I e J) Detalhe de porfiroblasto de feldspato com diversos fraturamentos e com extinção ondulante. Polarizadores (A, C, E, G e I) paralelos e (B, D, F, H e J) cruzados. Qtz – Quartzo, Chl – Clorita, Ms – Muscovita, Pl – plagioclásio.....	85

Figura 69 –	(A e B) Granitóides milonitizados com trama S-C, (C) <i>augens</i> destrais de feldspato potássico e (D) peixes de mica inferindo cinemática destal. Polarizadores (A e C) paralelos e (B e D) cruzados. Qtz – Quartzo, Ms – Muscovita, Pl – Plagioclásio, Grt – Granada, Bt – Biotita.....	85
Figura 70 –	(A) Diagrama de contorno de polo de (A) foliação (N=27) e (B) de lineação (N=12) para a Zona de cisalhamento Poço da Areia e criterios cinematicos, (C) porfiroclastos de feldspato recristalizados (1) e com sombra de pressão (2) para o pluton poço da areia e (D) Complexo Cipriano apresentando bandamento e dobramento.....	87
Figura 71 –	Critérios de cisalhamento indicando cinemática destal para as zonas de cisalhamento Pernambuco Oeste e Poço da Areia: (A) Tramas S-C e (B) S-C'. (C) Fraturas sintéticas (D) sigmoide quartzo-feldspático assimétrico, e (E) porfiroclastos tipo σ	89
Figura 72 –	Amostra AA-63 com (A) cristais de quartzo formando fitas (1) bordejando os porfiroclastos de feldspato. As características de milonito de alto grau nesta amostra são as mirmequitas abundantes (2), cristais de feldspato com extinção ondulante (3), quartzo recristalizado com quase 0,5 mm de comprimento e rotação de subgrão nos cristais de feldspato (4). (B) Amostra AA-66, transição de milonitos de baixo grau para médio grau, dados pela recristalização do quartzo a polarizadores cruzados. Em vermelho tem-se fitas de quartzo com cristais chegando a quase 100 μ m, e em amarelo cristais de quartzo recristalizados com menos de 50 μ m. (A e B) a polarizadores cruzados. Qtz - Quartzo, Pl - Plagioclásio, Bt - Biotita, Hbl – Hornblenda.....	90
Figura 73 –	(A) Amostra AA-64, apresentando granitoides deformados com cristais de feldspato potássico recristalizados por rotação de subgrão e extinção ondulante (1), (B e C) fitas de quartzo com critais submilimétricos, (D e E) anfíbolitos com <i>augens</i> de plagioclásio, sombra de pressão e (F e G) cristais de hornblenda formando <i>augens</i> (2) e em forma de peixe (3). A polarizadores (B, D e F) paralelos e (A, C, E e G) cruzados. Qtz – Quartzo, K-f – Feldspato potássico, Opc - Opaco, Hbl - Hornblenda, Bt - Biotita, Ttn – Titanita.....	91
Quadro 5 –	Relação das amostras analisadas por unidade.....	93
Figura 74 –	Diagramas de Frost et al. (2001), com classificação em relação ao (A) FeOt, (B) álcalis e (C) alumínio, para os complexos ortognáissicos estudados. A - $[Al_2O_3]$, NK – $[Na_2O+K_2O]$; ASI - índice de saturação em alumínio.....	94
Figura 75 –	Diagrama AFM (A = $Na_2O + K_2O$; F = $FeO + 0,9 Fe_2O_3$; M = MgO) para classificação quanto à série magmática com campos de Irvine e Baragar (1971), para os complexos ortognáissicos estudados.....	95

Figura 76 –	Diagramas K_2O versus SiO_2 para classificação quanto a alcalinidade com campos adaptados do diagrama de Peccerillo e Taylor (1976), para os complexos ortognáissicos estudados.....	95
Figura 77 –	Diagramas (A) (Y + Nb) versus Rb, (B) Y versus Nb, (C) (Ta+Yb) versus Rb e (D) Yb versus Ta, discriminantes de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984), para os complexos estudados. Com os campos de granitos sin-colisionais (syn-COLG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos de cadeia oceânica (ORG).....	96
Figura 78 –	Diagramas de Harker (variação de SiO_2 versus óxidos dos elementos maiores) para amostra dos complexos ortognáissicos estudados.....	97
Figura 79 –	Diagrama de multielementos traços para amostra dos complexos estudados. $mg = MgO / (MgO+FeO)$; $A = Al_2O_3$; $CNK = Na_2O+K_2O+CaO$	98
Figura 80 –	Padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984), para os complexos (A) Floresta, (B) Airi (C) Belém de São Francisco e (D) Cipriano.....	99
Figura 81 –	Diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995), para as amostras dos complexos (A) Floresta, (B) Airi (C) Belém de São Francisco e (D) Cipriano.....	100
Figura 82 –	Diagramas de Frost et al. (2001), com classificação em relação ao (A) $FeOt$, (B) álcalis e (C) alumínio, para os granitoides estudados. $A = [Al_2O_3]$; $NK = [Na_2O+K_2O]$; $ASI = \text{índice de saturação em alumínio}$	101
Figura 83 –	Diagrama AFM ($A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO + 0,9 Fe_2O_3$; $M = MgO$) para classificação quanto à série magmática com campos de Irvine e Baragar (1971), para os granitoides estudados.....	101
Figura 84 –	Diagramas de variação do tipo Harker, com SiO_2 versus óxidos dos elementos maiores, para os granitoides estudados.....	102
Figura 85 –	Diagramas de variação, SiO_2 versus elementos traços, para os granitoides estudados. $mg = MgO / (MgO+FeO)$; $A = Al_2O_3$; $CNK=Na_2O+K_2O+CaO$	103
Figura 86 –	Diagramas K_2O versus SiO_2 para classificação quanto a alcalinidade com campos adaptados do diagrama de Peccerillo e Taylor (1976), para os granitoides estudados.....	104

Figura 87 –	Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984), para os granitoides estudados. Com os campos de granitos sin-colisionais (<i>syn</i> -COLG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos de cadeia oceânica (ORG)	105
Figura 88 –	Padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984), para os granitoides estudados.....	106
Figura 89 –	Diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995), para os granitoides estudados.....	107
Quadro 6 –	Dados geoquímicos das unidades estudadas.....	108
Figura 90 –	Localização das amostras analisadas para Geocronologia.....	121
Quadro 7 –	Identificação das amostras por unidades e quantidade de cristais de zircão separados para análise.....	121
Figura 91 –	Imagens e dados geocronológicos da amostra AIRI-04. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando a principal idade obtida para a amostra AIRI-04.....	122
Figura 92 –	Imagens e dados geocronológicos da amostra AA-15. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando as principais idades obtidas.....	123
Figura 93 –	Imagens e dados geocronológicos da amostra AA-12. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando as principais idades obtidas.....	125
Figura 94 –	Imagens e dados geocronológicos da amostra AA-12B. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando a principal idade obtida....	126
Figura 95 –	Imagens e dados geocronológicos da amostra AA-20A. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando as principais idades obtidas.....	127
Figura 96 –	Imagens e dados geocronológicos da amostra AIRI-06. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando a principal idade obtida....	129
Figura 97 –	Imagens e dados geocronológicos da amostra AIRI-08. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando as principais idades obtidas.....	130

Quadro 8 –	Resultados das análises U/Pb por LA-ICP-MS em zircões de rochas dos domínios Central e Pernambuco-Alagoas.....	131
Figura 98 –	Diagrama de Harker para as rochas dos complexos Belém de São Francisco (em rosa) e Airi (em verde)	137
Figura 99 –	(A) Diagrama Y versus Nb, discriminante de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984), para os complexos Airi (em verde) e Belém de São Francisco (em rosa). Com os campos de granitos sin-colisionais (<i>syn</i> -COLG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos de cadeia oceânica (ORG). (B) Padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984), para os complexos Belém de São Francisco (em rosa) e Airi (em verde).....	137
Figura 100 –	Recorte da Província Borborema com enfoque na zona de cisalhamento Pernambuco, mostrando a localização da área de estudo (em vermelho), onde encontram-se os ortognaisses Itaizinho (Freitas e Sachs, 2012), Afeição (Caxito et al., 2014), Rocinha (Cruz et al., 2014a) e Lobo (Brito e Marinho, 2014), em verde, amarelo, preto e azul respectivamente. Modificado de Medeiros (2004)	138
Figura 101 –	Diagrama de Harker para as rochas dos complexos Belém de São Francisco (rosa) e Airi (azul), ortognaisses Rocinha (vermelho), Afeição (amarelo) e Lobo (preto)	139
Figura 102 –	(A) Diagrama Y versus Nb, discriminante de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984), para os complexos Belém de São Francisco (rosa) e Airi (azul) e ortognaisses Rocinha (Vermelho), Afeição (amarelo) e Lobo (preto). Com os campos de granitos sin-colisionais (<i>syn</i> -COLG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos de cadeia oceânica (ORG). (B) Padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984), para os complexos Belém de São Francisco (rosa) e Airi (azul) e ortognaisses Rocinha (Vermelho) e Afeição (amarelo) Lobo (preto) e Itaizinho (Branco).....	140
Figura 103 –	Localizações do ortogneisse Altinho (em vermelho) no Domínio Pernambuco Alagoas, mapeadas nas folhas Belo Jardim (Mariano et al., 2008), Garanhuns (Da Silva Filho et al., 2008), Caruaru (Neves et al., 2012) e Vitória (Teixeira et al., 2015). Modificado de Medeiros (2004).....	141
Figura 104 –	Diagrama de Harker para os complexos Cipriano (amarelo) e Altinho (Vermelho)	142

Figura 105 –	(A) Diagrama Y versus Nb, discriminante de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984), para os ortognaisses Altinho (vermelho) e Cipriano (amarelo). Com os campos de granitos sin-colisionais (<i>syn</i> -COLG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos de cadeia oceânica (ORG). (B) Padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984), para os para os ortognaisses Altinho (vermelho) e Cipriano (amarelo).....	142
Figura 106 –	Diagramas multielementares normalizados pelo (A) manto primitivo de McDonough e Sun (1995) e (B) condrito de Thompson (1982), para as amostras dos ortognaisses Altinho (vermelho) e Cipriano (amarelo)	143
Figura 107 –	Localização da área de estudo (em vermelho) no mapa esquemático da ZCPW adaptado de Vauchez e Egydio-Silva (1992)	145

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	22
1.1	OBJETIVOS GERAIS.....	22
1.2	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	22
1.3	MATERIAL E MÉTODOS.....	23
2	GEOLOGIA REGIONAL.....	26
2.1	SUBPROVÍNCIA CENTRAL OU TRANSVERSAL.....	29
2.1.1	Domínio Alto Moxotó (DAM).....	30
2.2	SUBPROVÍNCIA SUL OU MERIDIONAL: DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS (DPEAL).....	31
2.2.1	Magmatismo Toniano.....	32
2.2.2	Magmatismo Orogênico.....	32
2.3	O LINEAMENTO PERNAMBUCO.....	32
2.4	ZONA DE CISALHAMENTO POÇO DA AREIA.....	33
2.5	EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	33
2.5.1	Modelo Alóctone de Terrenos.....	33
2.5.2	Modelo Intracontinental.....	33
3	SENSORIAMENTO REMOTO E AEROGEOFÍSICA.....	35
3.1	SENSORIAMENTO REMOTO.....	35
3.1.1	Filtro de Borda Direcional.....	35
3.1.2	Resultados Obtidos.....	35
3.2	AEROGAMAESPECTROMETRIA.....	39
3.3	MAGNETOMETRIA.....	43
4	GEOLOGIA LOCAL.....	48
4.1	DOMÍNIO ATO-MOXOTÓ.....	50
4.1.1	Complexo Floresta.....	50
4.2	DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS.....	51
4.2.1	Complexo Cabrobó.....	51
4.2.2	Complexo Airi.....	52
4.2.3	Complexo Belém do São Francisco.....	53
4.2.4	Complexo Cipriano.....	54
4.2.5	Plúton Poço da Areia.....	55

4.2.6	Plúton Caraíbas.....	56
4.2.7	Granitoides Sintranscorrentes.....	57
5	PETROGRAFIA.....	58
5.1	DOMÍNIO ATO-MOXOTÓ.....	58
5.1.1	Complexo Floresta.....	58
5.2	DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS.....	60
5.2.1	Complexo Cabrobó.....	60
5.2.2	Complexo Airi.....	61
5.2.3	Complexo Belém do São Francisco.....	66
5.2.4	Complexo Cipriano.....	68
5.2.5	Plúton Poço da Areia.....	71
5.2.6	Plúton Caraíbas.....	73
5.2.7	Granitoides Sintranscorrentes.....	74
6	GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	77
6.1	ZONAS DE CISALHAMENTO.....	81
6.1.1	Zona de cisalhamento Pernambuco Oeste.....	82
6.1.2	Zona de cisalhamento Poço da Areia.....	87
7	GEOQUÍMICA.....	93
7.1	ORTOGNAISSES.....	94
7.2	GRANITOIDES.....	100
8	GEOCRONOLOGIA.....	120
8.1	COMPLEXO FLORESTA.....	122
8.2	COMPLEXO BELÉM DE SÃO FRANCISCO.....	123
8.3	COMPLEXO AIRI.....	124
8.4	COMPLEXO CIPRIANO.....	127
9	DISCUSSÃO.....	136
9.1	ORTOGNAISSES TONIANOS.....	136
9.1.1	Outros ortognaisses Tonianos.....	138
9.2	ORTOGNAISSES CRYOGENIANOS AO LONGO DA ZONA DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO.....	140
9.2.1	Ortognaisse Altinho versus Complexo Cipriano.....	141
9.3	AMBIENTE TECTÔNICO E FONTE DOS ORTOGNAISSES ESTUDADOS.....	143

9.4	COMPLEXO CIPRIANO: BRASILIANO OU PRÉ-BRASILIANO?.....	143
9.5	ZONAS DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO OESTE E POÇO DA AREIA.....	144
9.6	ZONA DE CISALHAMENTO COMO LIMITE DE TERRENOS.....	145
9.7	FOLIAÇÃO REGIONAL BRASILIANA.....	145
10	CONCLUSÃO.....	146
	REFERÊNCIAS.....	147
	APÊNDICE A – DIAGRAMA QAP – STRECKEISEN.....	154
	APÊNDICE B – QUADRO DE AFLORAMENTOS.....	155
	APÊNDICE C – FOLIAÇÕES E LINEAÇÕES ASSOCIADAS.....	158
	APÊNDICE D – MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO EXTREMO OESTE DA ZONA DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO OESTE: SUDOESTE DE AIRI, PERNAMBUCO (NE DO BRASIL).....	161
	APÊNDICE E – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA.....	162
	APÊNCIDE F – DESCRIÇÃO DE OPACOS.....	252

1 INTRODUÇÃO

O estudo da evolução da Província Borborema é discutido desde meados do século passado e, com o aumento de dados geoquímicos e geocronológicos, alguns modelos para a província foram propostos. Dentre os modelos atuais para sua evolução tectônica no Neoproterozoico, tem-se o modelo intracontinental (Neves, 2003, 2015) e o modelo de terrenos alóctones (Brito Neves *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2010). Desta forma, esta pesquisa pretende gerar dados para discussão sobre os modelos propostos, investigando a ocorrência de semelhanças e/ou diferenças entre os domínios Alto Moxotó e Pernambuco-Alagoas da Província Borborema.

1.1 OBJETIVOS GERAIS

Esta dissertação tem como objetivo geral a caracterização geoquímica e geocronológica de ortognaisses no Domínio Pernambuco-Alagoas, comparando-os com os dados disponíveis na literatura para o Complexo Floresta, no Domínio alto Moxotó, com o intuito de confrontar o embasamento a norte e a sul da zona de cisalhamento Pernambuco Oeste.

Os objetivos específicos são:

- Caracterização petrográfica dos ortognaisses dos complexos Belém de São Francisco, Airi e Cipriano, no Domínio Pernambuco-Alagoas, e do pluton Poço da Areia;
- Caracterização geoquímica dos complexos Airi, Belém de São Francisco e Cipriano e do pluton Poço da Areia pela análise em rocha total de elementos maiores, traços e terras raras;
- Datação U-Pb em zircão de amostras selecionadas pelo método LA-ICP-MS;

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo possui aproximadamente 1170 km², e está localizada no oeste do estado de Pernambuco, Nordeste do Brasil, e tem o distrito de Airi, (município de Floresta) como principal ponto de referência, distando 43 km a leste da sede.

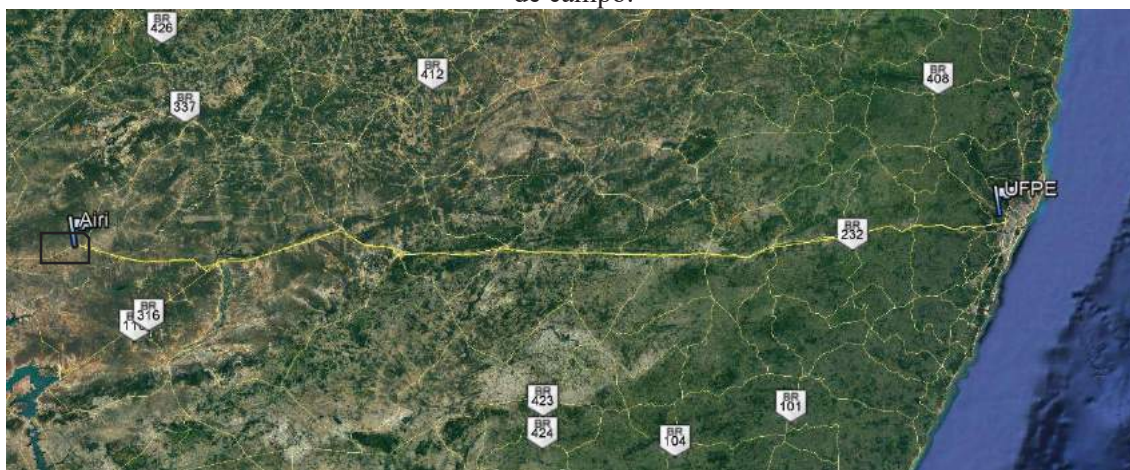
Partindo de Recife, percorre-se a via BR-232, até Cruzeiro do Nordeste, onde tem-se acesso à rodovia BR-110 e, posteriormente, a PE-360, estrada a qual dá acesso ao distrito de Airi (Fig. 1). As coordenadas da área foram obtidas utilizando o Datum WGS 84, no sistema de coordenadas Universal Transversa de Mercator (UTM), e correspondem às longitudes e latitudes descritas no quadro 1 abaixo.

Quadro 1 – Coordenadas em UTM do polígono onde a área se encontra.

Coordenada X	Coordenada Y
554000	9060375
610000	9060100
610000	9051800
566800	9031400
554000	9031600

Fonte: O autor (2018).

Figura 1 – Localização da área de estudo, mostrando a principal rota percorrida durante os trabalhos de campo.



Fonte: Google Earth Pro.

1.3 MATERIAL E MÉTODOS

A metodologia empregada dividiu-se em (a) aquisição de dados preliminares, (b) trabalhos de campo, (c) trabalhos de gabinete / laboratórios e (d) integração de dados.

(a) Aquisição de dados preliminares:

- Revisão bibliográfica, consistindo da consulta de artigos, livros, mapas e outras fontes de informação (CD, internet, etc.) para aquisição de dados acerca da Província Borborema, mais especificamente dos domínios Alto Moxotó e Pernambuco-Alagoas e das técnicas a serem utilizadas. Foram realizadas desde o início até o fim desta dissertação, permitindo o amadurecimento gradual e atualização constante do conhecimento, discussões e técnicas utilizadas para os fins propostos;
- Aquisição de dados de mapeamento preliminares, como o mapa geológico da Folha Airi, na escala de 1:100.000 de Morais *et al.* (2016), e os mapas de Vasconcelos (2016) e Santos *et al.* (2017), que foram tomados como mapeamento base da área de estudo. Além do mapa geológico, também foram adquiridas cadernetas de campo e lâminas delgadas cedidas por

Vasconcelos (2016), estes dados foram também descritos e utilizados para a confecção do mapa geológico aqui apresentado;

- Aquisição de dados geofísicos de magnetometria e gamaespectrometria adquiridos no Geobank (CPRM – Serviço Geológico do Brasil), recebidos no formato GRD e posteriormente trabalhados nos softwares Oasis Monjat 6.4.2 e ArcMap 10.3. Estes dados foram auxiliares na separação das unidades litológicas mapeadas, bem como na interpretação estrutural da área. O levantamento e processamento dos dados foram realizados no período de 31/01/2009 a 10/09/2009, por LASA Engenharia e Prospecções S.A. e PROSPECTORS Aerolevantamentos e Sistemas Ltda., contratadas pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM). O aerolevantamento cobre uma área total de 134.644,89 km² e abrange grande parte dos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. A área foi sobrevoada a uma altura nominal de 100 m, com linhas de vôo de direção N–S e espaçamento de 0,5 km, e linhas de controle perpendiculares as de vôo (direção E–W) e mais espaçadas (10 km). O tempo de integração gama foi de 1 segundo, o que representa uma distância de 73,6 m entre os pontos de medida no solo.
- Aquisição de dados de sensoriamento remoto, como mais uma ferramenta para auxiliar na interpretação estrutural, com o intuito de destacar os lineamentos estruturais de diferentes direções que ocorrem na área mapeada. Com o auxílio do software ENVI 4.7, foi utilizada uma imagem ASTER, Global Digital Elevation Model - GDEM (NASA/METI, outubro de 2011) obtida no site do Earth Explorer (USGS). Nesta imagem foi aplicado um filtro de borda direcional do tipo Kernel 3 x 3 em diferentes azimutes (0°, 45°, 90°, 135°, 180°, 225°, 270°, 315°), devido ao fato dos filtros direcionais ressaltarem as estruturas lineares que se encontram em direção paralela a direção do filtro.

(b) Trabalhos de campo:

Realização dos trabalhos de campo para complementação de amostragem das unidades dos complexos Airi e Floresta, utilizando como base o mapa previamente confeccionado durante a dissertação de Cleidiane de Lemos Vasconcelos, para às análises subsequentes.

Os trabalhos de campo foram realizados em 3 dias (em dezembro de 2017), nos quais foram visitados 26 pontos de afloramentos que foram nomeados com a sigla AA seguida do número da ordem na qual foram visitados (quadro de afloramentos no apêndice B). Em cada um dos pontos visitados foram coletadas amostras, que foram devidamente catalogadas com o mesmo nome do afloramento do qual foram coletadas, para que em seguida fossem feitos estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos das mesmas. Todos os afloramentos

visitados foram devidamente fotografados e tiveram suas principais características anotadas em cadernetas de campo.

(c) Trabalhos de gabinete/laboratórios:

- Preparação de amostras para as análises segundo as necessidades dos diferentes métodos. Todas as preparações foram realizadas pelo próprio aluno no Laboratório de Preparação de Amostras (LPA) do Departamento de Geologia da UFPE (DGEO/UFPE);
- Confecção de seções delgadas das amostras coletadas com espessura de 30 μm , seguida de posterior descrição petrográfica destas seções, para caracterização microscópica dos ortognaisses mapeados (descrição petrográfica no anexo V);
- Britagem e pulverização de amostras selecionadas e tratadas, para a realização das análises químicas para caracterização litogeoquímica das unidades. A preparação das amostras seguiu os critérios da geoquímica analítica, utilizando de britador e moinho que foram devidamente limpos, com o intuito de evitar contaminação das amostras e alteração dos resultados químicos. As amostras foram enviadas para análise no laboratório Veritas Commodities Canada Ltd, utilizando o método de rocha total (código: LF202), analisando elementos maiores e traços. Com os resultados analíticos foram confeccionados diagramas geoquímicos utilizando de softwares como GCDkit 4.1 (Janousek *et al.*, 2006), OriginPro 8 e Microsoft Office Excel;

(d) Integração de dados:

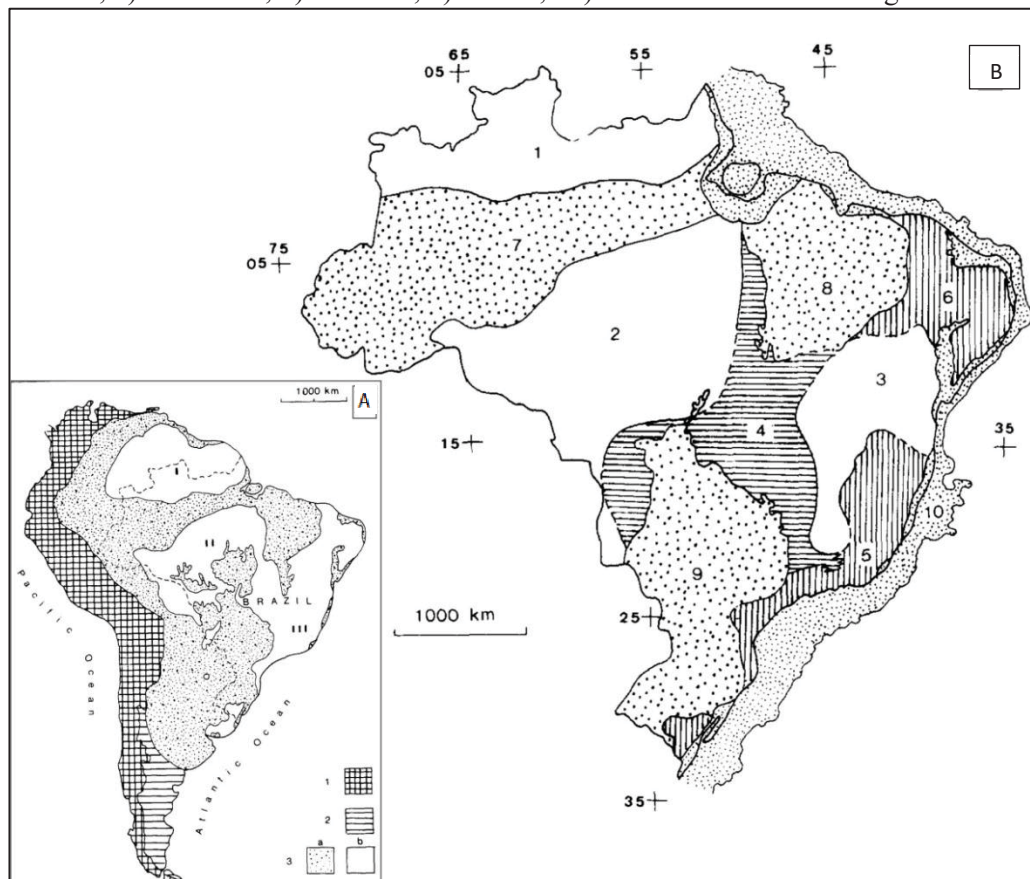
- Compilação, interpretação e integração dos dados de trabalhos de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos, produtos das etapas supracitadas, resultando então na elaboração desta dissertação de mestrado.

2 GEOLOGIA REGIONAL

O Brasil está contido na plataforma Sul-Americana, que apresenta um embasamento exposto com área de aproximadamente $4,6 \times 10^6 \text{ km}^2$, onde são encontrados em três escudos: Guianas, Brasil Central e Atlântico (Fig. 2A).

A Província Borborema (Fig. 2 B), é uma das 10 províncias definidas por Almeida *et al.* (1981), e está contida numa área de aproximadamente 380.000 km^2 , sendo delimitada pelas províncias São Francisco e Parnaíba, bacias costeiras e margens continentais, coincidindo com o cinturão de dobramento Nordeste, desenvolvido durante o ciclo Brasiliano.

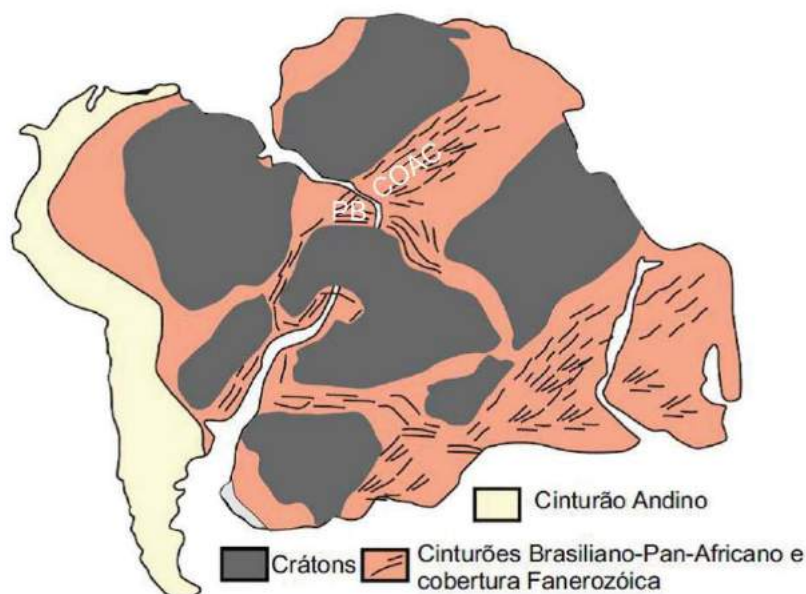
Figura 2 – (A) América do Sul e sua divisão em plataformas, escudos e cinturões orogênicos, sendo 1) Cadeia Andina, 2) Plataforma Patagônica e 3) Plataforma Sul-Americana, onde estão representados os escudos das (I) Guianas, (II) Brasil Central e (III) Atlântico. (B) Províncias estruturais brasileiras, numeradas como: 1) Rio Branco, 2) Tapajós, 3) São Francisco, 4) Tocantins, 5) Mantiqueira, 6) Borborema, 7) Amazônia, 8) Parnaíba, 9) Paraná, 10) Província costeira e margem continental.



Fonte: Almeida et al. (1981).

A Província Borborema representa o centro da amalgamação dos crátons Africano Oeste-São Luís, Amazônico e São Francisco-Congo (Fig. 3) (Brito Neves, 1975; Brito Neves *et al.*, 2000), fazendo parte do grande domínio orogênico que se estende do nordeste do Brasil ao oeste da África em reconstruções do supercontinente Pangeia.

Figura 3 – Reconstrução da fase Pré-drift da América do Sul e África, mostrando o Cinturão Andino, Crátons Arqueanos/Proterozoicos e províncias Brasilianas/Pan-Africanas (PB: Província Borborema; COAC: Cinturão orogênico África Central).

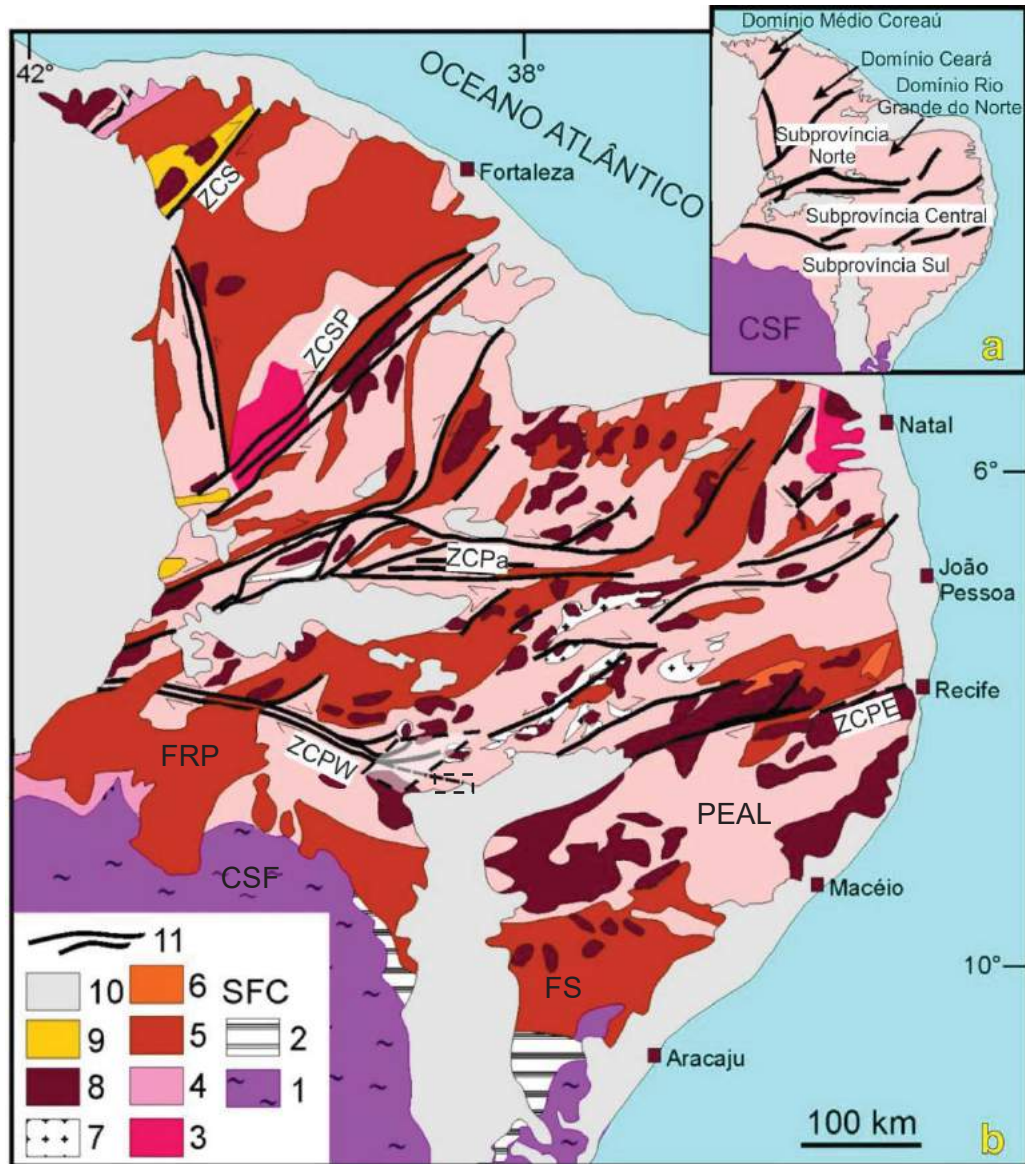


Fonte: Neves et al. (2015a).

Utilizando-se a divisão de Van Schmus *et al.* (2011) e Neves (2015), tem-se, de norte a sul (Fig. 4): (1) **Subprovíncia Norte:** domínios Médio Coreaú, a oeste do Lineamento Transbrasiliano, no noroeste do estado do Ceará, e domínios Ceará Central e Rio Grande do Norte, na área central e leste do estado do Ceará e no estado do Rio Grande do Norte, respectivamente; (2) **Subprovíncia Central ou Transversal:** entre as zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco, subdividida, de leste para oeste, nos domínios Rio Capibaribe, Alto Moxotó, Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida; e (3) **Subprovíncia Sul ou Meridional:** a sul da zona de cisalhamento Pernambuco, compreendendo o Domínio Pernambuco-Alagoas e as faixas Sergipana e Riacho do Pontal.

Figura 4 – *Inset*: Principais domínios da Província Borborema. *Mapa principal*: Mapa geológico simplificado mostrando as principais áreas de exposições do embasamento ortognaissico, seqüências supracrustais, plútons brasileiros e zonas de cisalhamento. A área de estudo é mostrada em tracejado.

1. Cráton do São Francisco. 2. Cobertura cratônica. 3. Arqueano. 4. Paleoproterozoico. 5. Faixas metassedimentares. 6. Complexos paleo/mesoproterozoicos. 7. Ortognaisses tonianos. 8. Plutons brasileiros. 9. Molassas. 10. Coberturas fanerozoicas. 11. Zonas de cisalhamento. CSF – Cráton do São Francisco; FRP – Faixa Riacho do Pontal; FS – Faixa Sergipana; PEAL – Domínio Pernambuco-Alagoas; ZCPE – Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste; ZCPW – Zona de cisalhamento Pernambuco Oeste.



Fonte: Adaptado de Neves (2003).

2.1 SUBPROVÍNCIA CENTRAL OU TRANSVERSAL

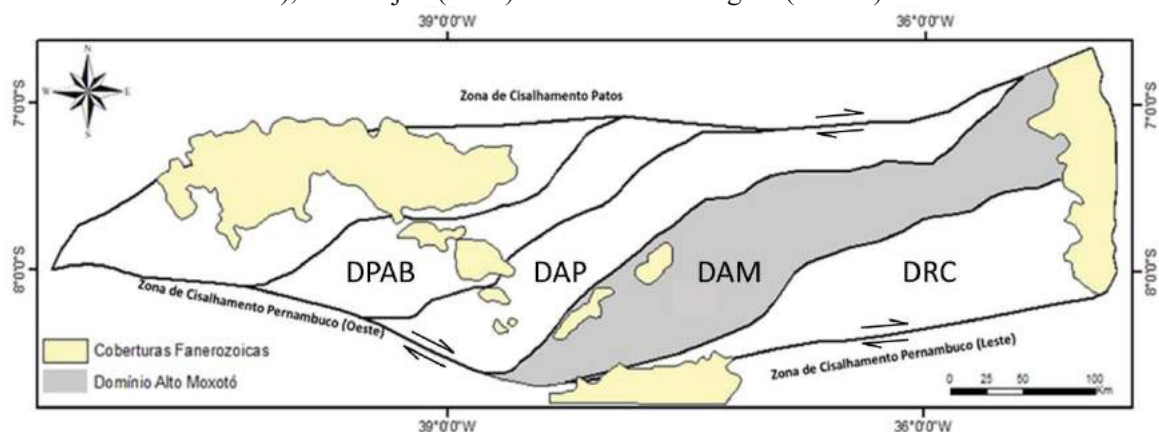
A Subprovíncia Central é composta de ortognaisses, faixas metavulcanossedimentares intrudidas por um grande volume de rochas plutônicas além de rochas miloníticas produzidas por deformação associada com zonas de cisalhamento transcorrentes. Os ortognaisses apresentam-se em três grupos, definidos por seus dados geocronológicos:

- 1) Ortognaisses de idade Riacciana-Orosiriana (2,2-2,0 Ga), interpretadas como cristalização do protólito, durante a orogenia Transamazônica/Eburneana (Santos, 1995; Van Schmus *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2001^a, b; Neves *et al.*, 2004, 2006, 2015b).
- 2) Ortognaisses e meta-anortositos Statheriano-Calymmianos, de idade 1,7 a 1,5 Ga, que são interpretados como idade de cristalização de plútons anorogênicos (Accioly *et al.*, 2000; Sá *et al.*, 2002).
- 3) Ortognaisses Tonianos, proveniente principalmente de granitoides, que forneceram idades de cristalização 0,98 e 0,93 Ga (Brito Neves *et al.*, 1995, 2001b; Van Schmus *et al.*, 1995; Kozuch *et al.*, 1997; Leite *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2010; Guimarães *et al.*, 2016), que foram metamorfizados e deformados pelo evento Brasiliano (Neves, 2003; Guimarães *et al.*, 2012).

As principais feições estruturais desta subprovíncia são, a existência de uma foliação regional de baixo ângulo e de zonas de cisalhamentos transcorrentes destrais e sinistrais conjugadas de direção E-NE e ENE-WNW, com dezenas de quilômetros de extensão (Neves e Mariano, 1999).

A subprovíncia central é composta pelos domínios Piancó-Alto Brigida (DPAB), Alto Pajeú (DAP), Alto Moxotó (DAM) e Rio Capibaribe (DRC) (Fig. 5).

Figura 5 – Divisão da Subprovíncia Central nos domínios Rio Capibaribe (DRC), Alto Moxotó (DAM), Alto Pajeú (DAP) e Piancó/Alto Brigida (DPAB).



Fonte: Modificado de Medeiros (2004).

2.1.1 Domínio Alto Moxotó (DAM)

O domínio Alto Moxotó consiste principalmente de ortognaisses e rochas metassedimentares de alto grau, comumente migmatizadas (Santos et al., 2002, 2004; Santos et al., 2015; Neves et al., 2015a, 2017). Os ortognaisses que constituem o embasamento tem idades variando de 2,15 a 2 Ga (Santos et al., 2004; Neves et al., 2015, 2017; Santos et al., 2015), com ocorrência local de rochas cedo-proterozoicas e arqueanas (Santos et al., 2015, 2017a). As rochas metassedimentares consistem principalmente de xistos e paragnaisses, com quartzito subordinado, mármore e calcissilicáticas. A deformação regional e o metamorfismo relacionado à orogenia brasileira é restrita a intervalos de 642-590 Ma pelas idades dos zircões detríticos mais jovens e zircões metamórficos em sequências metassedimentares (Neves et al., 2017). O DAM, é composto pelos complexos Floresta, Sertânia e a suíte Malhada Vermelha (Santos, 1995).

O **Complexo Floresta** foi definido por Lima et al. (1985) (*apud* Santos, 1995) como um conjunto de rochas metaplutônicas de composição intermediária a básica e idade Arqueana. Posteriormente, Santos (1995), determinou uma idade paleoproterozoica para o mesmo e sua ocorrência numa extensa área ao norte do lineamento Pernambuco composta por ortognaisses anfíbolíticos, anfíbolíticos-biotíticos, quartzodioríticos e tonalíticos, parcialmente migmatizados, de alto grau metamórfico, principalmente fácies anfíbolito alto, mas com regiões apresentando fácies granulito. A geocronologia do Complexo Floresta é apresentada no quadro 2 abaixo.

Quadro 2 – Compilação dos dados de geocronologia do Complexo Floresta.

Autor	Lima (1985)	Santos (1995)	Melo et al. (2002)	Santos et al. (2004)
Idade	2.700±100Ma	2115 ± 30 Ma	1) 2.440 ± 18 Ma 2) 2010±32 Ma	1) 2.016 ± 27 Ma 2) 2008± 21 Ma
Método	Rb/Sr	U/Pb zircão	U/Pb zircão	U/Pb zircão
Rocha	Metaplutônicas	Metatonalitos	1) Metatonalitos 2) Metagranitos	Metaplutônicas
Era	Neoarqueana	Paleoproterozoica	Paleoproterozoica	Paleoproterozoica
Autor	Santos (2012)		Santos et al. (2017)	
Idade	1) 2040 ± 63Ma (metamorfismo) 2) 2373 ± 74 Ma (cristalização)		1) 2103.8 ± 9.3 Ma (cristalização) 2) 2.098 ± 18 Ma (cristalização)	
Método	U-Pb Zircão		U-Pb Zircão	
Rocha	Ortognaisses granodioritos bandados		1) Metadiorito e 2) Metatonalito	
Era	Paleoproterozoica		Paleoproterozoica	

Fonte: O autor (2018).

O **Complexo Sertânia** é constituído por xistos e paragnaisses, com ocorrência de mármore, quartzitos e rochas calciossilicáticas. Dados geocronológicos U-Pb pelo método SHRIMP, em zircões detríticos, mostraram valores de 2,1-2,0 Ga para esta unidade, sendo correlacionável com a idade do Complexo Floresta, indicando que este complexo tenha sido fonte de sedimentos para essas rochas supracrustais (Santos, 2004), entretanto, dados obtidos por Neves *et al.* (2009, 2017) mostram que a idade de deposição de pelo menos parte da sequência é Neoproterozoica (< 665 Ma).

A **Suíte Malhada Vermelha** compreende um conjunto de rochas metamáficas tabulares encaixadas no Complexo Floresta. São compostas por quartzo-dioritos, biotita tonalitos, anortositos gabróicos ou dioríticos, que englobam lentes de corpos máficos e ultramáficos, como metaclinopiroxenitos, metawebsteritos e peridotitos. As principais características mineralógicas são as associações em equilíbrio de clino+ortopiroxênio, sugerindo fácies granulito (Santos, 2012).

2.2 SUBPROVÍNCIA SUL OU MERIDIONAL: DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS (DPEAL)

O DPEAL consiste predominantemente de migmatitos, ortognaisses e rochas supracrustais de alto grau. Santos (1995), Medeiros e Santos (1998) e Medeiros (2000) reconheceram dois complexos metamórficos principais neste domínio, o Complexo Cabrobó e o Complexo Belém de São Francisco.

O **Complexo Cabrobó**, é a unidade supracrustal dominante, caracterizado por xistos pelíticos a semi-pelitos e paragnaisses com intercalação com quartzitos, rochas calcissilicáticas, gnaisses félsicos e para-anfibolitos. Zircões detríticos datados por LA-ICP-MS na localidade tipo mostraram que a deposição ocorreu no Cedo-cryogeniano ou posterior (Cruz *et al.*, 2014b). A leste do DPEAL, a maioria das amostras datadas também produziram grãos de zircão detrítico mostrando proveniência principalmente de fontes Paleoproterozoicas e Neoproterozoicas, com populações mais jovens também apontando deposição no médio-tarde Neoproterozoico. (Neves *et al.*, 2016)

O **Complexo Belém de São Francisco** consiste de ortognaisses bandados com bandas máficas/intermediárias de composição diorítica a quartzo monzodiorítica, com biotita e anfibólio, e biotita-anfibólio gnaisses graníticos de textura equigranular a porfirítica média a grossa. Silva *et al.* (2002) dataram um biotita-hornblenda gnaiss granodiorito a sul da cidade de Floresta em 2074 ± 34 Ma. No entanto, na localidade-tipo, Santos (1995) obteve idades

modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 1,33 Ga, requerendo novos dados para a definição desse complexo ou atribuição dos ortognaisses na área de estudo a uma outra unidade.

2.2.1 Magmatismo Toniano

O magmatismo relacionado ao evento Toniano Cariris Velhos, primeiramente descrito na Subprovíncia Central (Jardim de Sá *et al.*, 1988), foi recentemente descoberto no Domínio Pernambuco-Alagoas. Na parte leste do DPEAL o ortognaisse Serra das Flores foi datado em 947 ± 6 Ma, (Brito *et al.* 2008) e um ortognaisse não nomeado produziu idade de cristalização de 972 ± 30 Ma e 983 ± 9 Ma (Silva Filho *et al.*, 2014). A assinatura geoquímica destas rochas cedo-neoproterozoicas apontam intrusão em ambiente intraplaca (Guimarães *et al.*, 2016). Na parte oriental, poucos dados de ortognaisses tonianos foram descritos, o ortognaisse Rocinha datado em 956 ± 2 Ma (Cruz *et al.*, 2014) apresenta características de granitos tipo A, em cenário pós colisional, se instalando numa fase de relaxamento crustal ou em zonas de transcorrência, após um evento orogênico. Tendo como fonte geradora magmas oriundos de fusão de material do manto com retrabalhamento e assimilação de material crustal.

2.2.2 Magmatismo Orogrênico

Um significativo número de plutons graníticos intruiu o DPEAL durante a orogenia Brasiliana, sendo classificados em dois grupos de acordo com suas idades (Neves *et al.*, 2016 e referências neles citadas):

1. Plutons cálcio-alcálicos, cálcio-alcálicos de alto-potássio, shoshoníticos e peraluminosos, mostrando variáveis graus de gnaissificação e idades variando de 632 Ma e 606 Ma.
2. Plutons com idade variando de 590 Ma a 570 Ma são espacialmente associados com zonas de cisalhamento transcorrentes, os mais antigos sendo cálcio-alcálicos de alto potássio e shoshoníticos e os mais novos peraluminosos.

2.3 O LINEAMENTO PERNAMBUCO

O lineamento Pernambuco, como fora anteriormente designado, foi caracterizado como uma falha única e contínua de quase 600 km, iniciando na bacia Parnaíba até as planícies costeiras, próximo à cidade de Recife, nordeste do Brasil. Diversos autores, (Vauchez e Egydio-Silva, 1992; Neves e Vauchez, 1995; Vauchez *et al.*, 1995; Neves e Mariano 1999) sugerem que este lineamento seja composto por dois segmentos distintos, as zonas de cisalhamento Pernambuco Leste e Oeste, que mostram similaridades com o sistema Patos-Seridó-Campina Grande (Vauchez *et al.*, 1995).

De acordo com Vauchez e Egydio-Silva, (1992), a zona de cisalhamento Pernambuco Oeste, consiste de um cinturão composto por milonitos de alta temperatura, com até 14 km de largura, no qual fusões sin-cinemáticas foram contemporâneas com o cisalhamento, que acabariam a leste numa estrutura em leque caracterizada pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamentos mais estreitas de direção NE.

2.4 ZONA DE CISALHAMENTO POÇO DA AREIA

Inicialmente descrita por Santos (1999) como uma falha de direção WNW-ESSE, que tem início na ZCPW, a oeste do município de Floresta (PE), e sendo encoberta a sudeste pela bacia Jatobá, a zona de cisalhamento Poço da Areia foi caracterizada por Vasconcelos (2016) como uma zona de cisalhamento de alta temperatura, de cinemática dextral, que apresenta fortes sinais magnéticos e devido a sua maior expressividade, deveria ser considerado o limite entre os domínios Alto Moxotó e o Pernambuco Alagoas.

2.5 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA BORBOREMA

Os modelos atuais para a evolução tectônica para a Província Borborema no Neoproterozoico incluem o modelo intracontinental (Neves, 2003), e o modelo alóctone de terrenos (Brito Neves *et al.*, 2000).

2.5.1 Modelo Alóctone de Terrenos:

Segundo alguns autores (Santos 1995; Santos e Medeiros, 1999; Santos *et al.*, 1999; Brito Neves *et al.*, 1995, 2000), a estruturação tectônica e litoestrutural da Província Borborema foi desenvolvida, principalmente, durante dois ciclos tectônicos, as orogenias Cariris Velhos e Brasiliana. Para eles, o evento Cariris velhos foi interpretado como um episódio orogênico e a evolução da Província Borborema atribuída ao retrabalhamento e amalgamação de vários terrenos tectonoestratigráficos e blocos crustais maiores durante o Brasiliano.

2.5.2 Modelo Intracontinental:

Muitos autores, desde o século passado, perceberam que há uma similaridade entre os crátons Amazônico, São Francisco/Congo e Oeste Africano, principalmente, por meio de comparação de tipos de depósitos minerais e litotipos. Com isso, Ledru *et al.* (1994) propuseram que estas províncias foram formadas no contexto de um único continente no fim da orogenia Transamazônica.

O supercontinente Atlântica, definido por Rogers (1996), inclui os crátons Rio de la Plata, Amazônico, São Francisco/Congo, Leste Africano e Oeste Africano. Entre o Paleoproterozoico e Mesoproterozoico, ocorreram diversos rifteamentos continentais. Visto neste contexto, os processos relacionados com o evento Cariris Velhos na Província Borborema, a extensão no cráton São Francisco/Congo, são interpretados como tentativas sem êxito de fragmentação do continente paleoproterozoico (Neves, 2003). Após esse evento Cariris Velhos, teriam sido iniciados eventos de sedimentação em ambientes epicontinentais e plataformais, contemporaneamente com unidades de coberturas extensivas que foram preservadas nos crátons São Luis/Congo e Oeste Africano. Durante o Neoproterozoico, forças tensionais transmitidas para o interior de Atlântica, teriam gerado extensão e desenvolvimento de bacias rifte e proto-oceânicas que foram fechadas logo em seguida (Neves, 2003 e referências nele citadas).

3 SENSORIAMENTO REMOTO E AEROGEOFÍSICA

As técnicas de filtragem utilizadas foram o Filtro de Borda Direcional (sensoriamento remoto) e as técnicas de gamaestrometria e magnetometria (aerogeofísica).

3.1 SENSORIAMENTO REMOTO

Dentre as técnicas usadas no sensoriamento remoto, as filtrações são utilizadas com sentido de realçar as bordas ou limites e também na redução de ruídos. Estas técnicas podem ser classificadas como:

- i) Filtro passa-baixa: suaviza valores radiométricos de imagem, e ressalta grandes estruturas na imagem, como feições regionais;
- ii) Filtro passa-alta: ressalta feições de borda;
- iii) Filtro passa-banda: ressalta parte das maiores e menores estruturas da imagem.

3.1.1 Filtro de Borda Direcional:

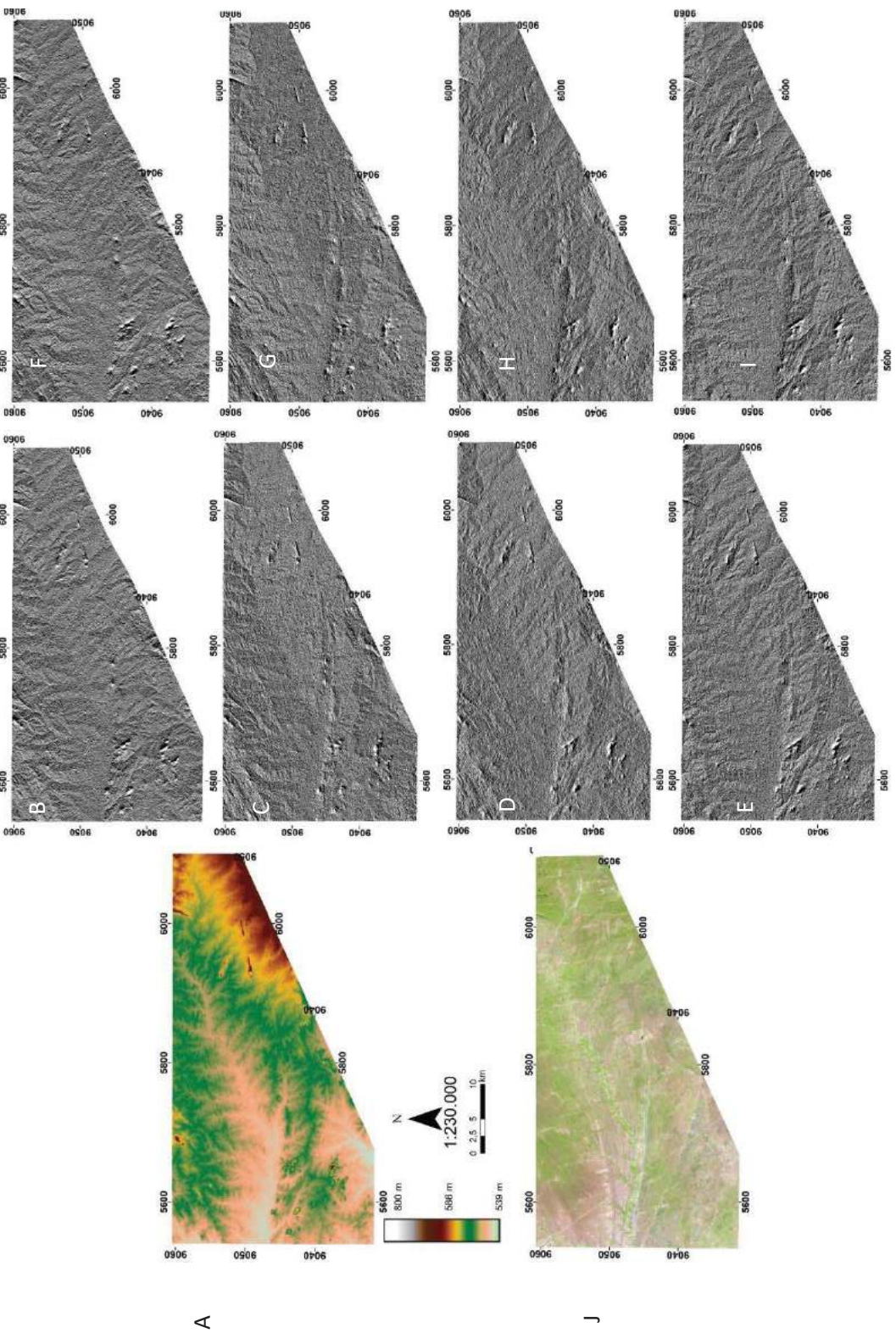
É um filtro do tipo passa-alta que ressalta a direção preferencial em que serão realçados os limites das bordas. Visualmente, o efeito na imagem filtrada é um forte realce, destacando estruturas associadas com lineamentos na direção desejada (Meneses, 2012 e referências nele citadas). Aplica-se uma janela móvel (matriz Kernel), ímpar, a fim de obter uma imagem final filtrada. Os ângulos de realce preferencial de estruturas são determinados pelo usuário.

3.1.2 Resultados Obtidos:

Com a utilização do filtro direcional do tipo Kernel 5 x 5, foram obtidas oito imagens (Fig. 6) que representam as seguintes direções de realce:

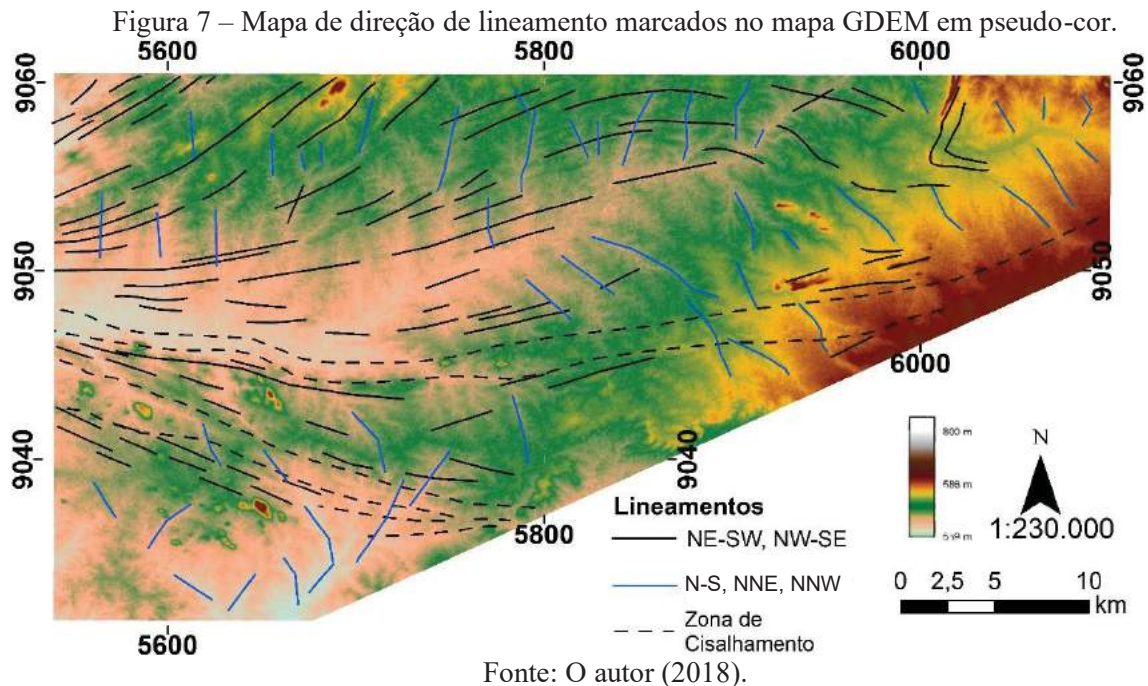
- Norte – Sul (Direcional 0° – 180°), evidenciando lineamentos norte sul, e secundariamente estruturas NW-SE.
- Leste – Oeste (Direcional 90° – 270°), evidenciando lineamentos leste oeste, e secundariamente estruturas NE-SW.
- Nordeste – Sudoeste (Direcional 45° – 225°), evidenciando principalmente os lineamentos nordeste sudoeste.
- Noroeste – Sudeste (Direcional 135° – 315°), evidenciando lineamentos noroeste sudeste.

Figura 6 – Imagem do Modelo digital de elevação (MDE) do satélite ASTER (GDEM) em pseudo-cor, mostrando a (A) altimetria, filtros direcionais nas direções (B) 0°, (C) 45°, (D) 90°, (E) 135°, (F) 180°, (G) 225°, (H) 270° e (I) 315° e (J) imagem LANDSAT 7 com composição RGB 543.



Fonte: O autor (2018).

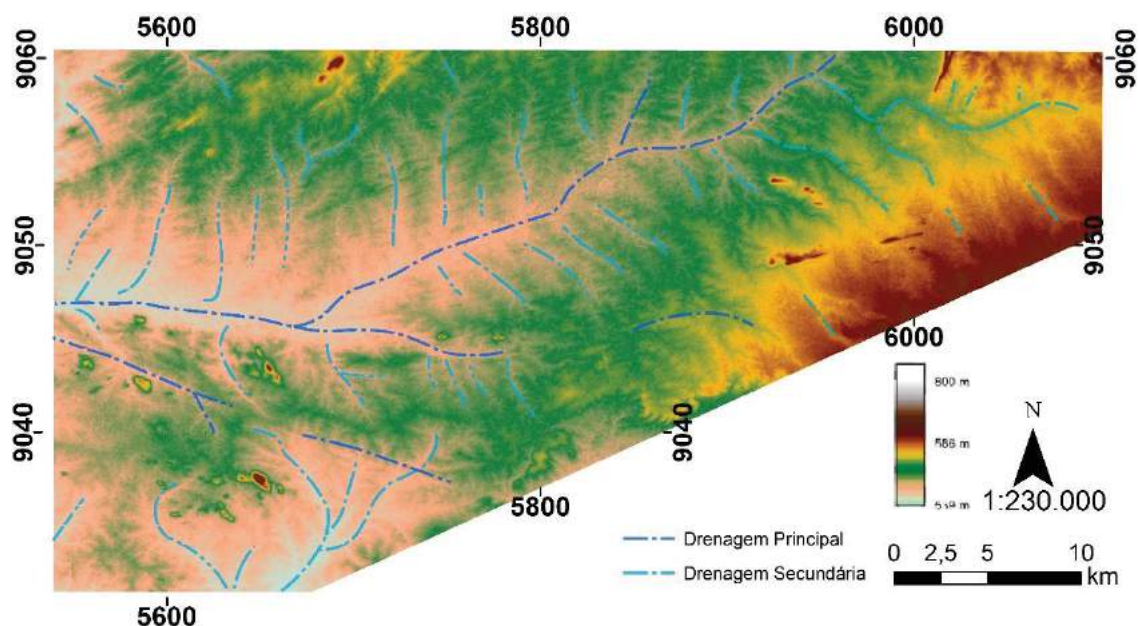
Após a aplicação dos procedimentos anteriormente mencionados, o primeiro resultado interpretativo obtido foi o mapa de direção de lineamentos (Fig. 7), onde se observam os lineamentos agrupados nas direções NE–SW, NW–SE e N–S.



A partir da interpretação da imagem filtrada foi possível extrair um total de 137 lineamentos (quadro), onde percebe-se que estes ocorrem em duas fases. A primeira, de direção NE-SW e NW-SE, são caracterizadas pela foliação das rochas, onde o principal mecanismo controlador destas estruturas são as zonas de cisalhamento, visto que, nas proximidades da zona de cisalhamento Pernambuco Oeste, os lineamentos ocorrem na direção NE-SW, e na zona de cisalhamento Poço da Areia, as estruturas têm direção NW-SE.

Estes traços influenciam na direção da drenagem principal, enquanto que a segunda, de direção N-S e NNW e NNE, controlam as drenagens secundárias, produzidas por fraturas tardias à tectônica, como pode ser observado na Fig. 8.

Figura 8 – Principais drenagens na região de estudo marcadas no mapa GDEM em pseudo-cor.



Fonte: O autor (2018).

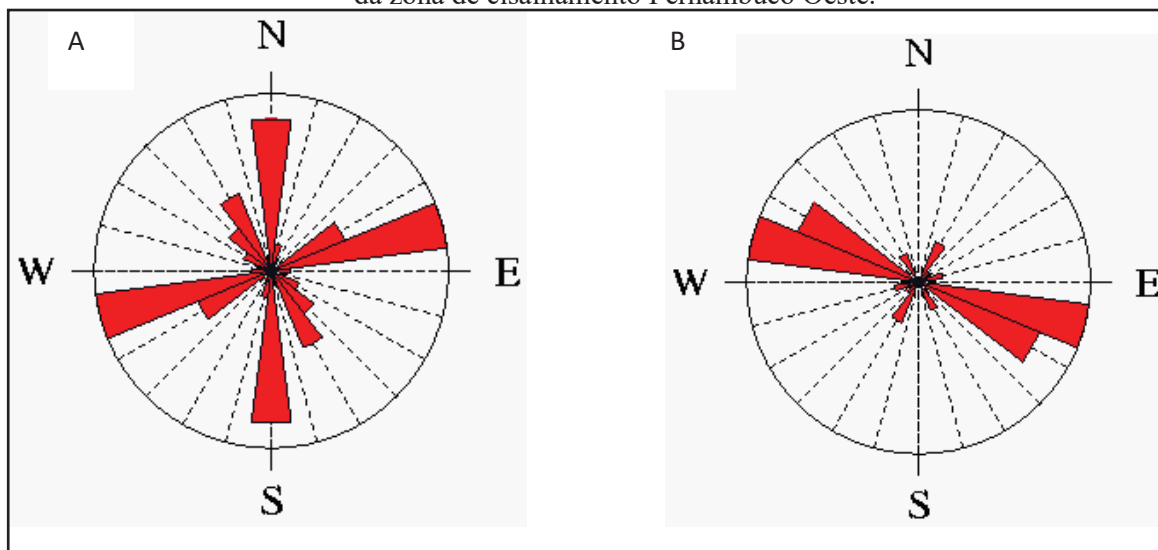
Quadro 3 – Números gerais dos lineamentos marcados na área de estudo.

DIREÇÃO	QUANTIDADE	COMPRIMENTO MÉDIO	MAIOR LINEAMENTO
NE-SW	55	4,9 km	57 km
N-S, NNE, NNW	50	2,8 km	7,5 km
NW-SE	32	5,57 km	26 km

Fonte: O autor (2018).

A análise das direções dos lineamentos permitiu a confecção do diagrama de rosetas (Fig. 9) gerado pelo comprimento total dos lineamentos, onde se observam dois domínios estruturais separados pelas zonas de cisalhamento. Acima da zona de cisalhamento Pernambuco-Oeste, as estruturas apresentam direção nordeste, e a segunda, na zona de cisalhamento Poço da Areia, com direção noroeste-sudeste.

Figura 9 – Diagramas de roseta gerados pelo comprimento total dos lineamentos (A) a norte e (B) a sul da zona de cisalhamento Pernambuco Oeste.



Fonte: O autor (2018).

3.2 AEROGAMAESPECTROMETRIA

A aerogamaespectrometria é utilizada para se mensurar a variação geoquímica dos elementos tório (Th), potássio (K) e urânio (U) (Dickson e Scott, 1997), dentre eles, apenas o ^{40}K emite radiação gama, do decaimento para ^{40}Ar . Como os isótopos ^{232}Th e ^{238}U não emitem radiação gama, essa radiação é medida a partir da emissão de raios gama dos produtos decorrentes de seus decaimentos radioativos ^{208}Tl e ^{214}Bi , respectivamente. Desta forma, as estimativas das concentrações de tório e urânio são referidas como tório equivalente (eTh) e urânio equivalente (eU) (Dickson e Scott, 1997).

O potássio é um elemento maior que representa 2,35% da crosta terrestre. Ocorre, principalmente, nos feldspatos potássicos, micas e argilominerais. É um elemento abundante em rochas félsicas e ausente em minerais máficos. Possui alta mobilidade durante intemperismo e alterações hidrotermais e, quando lixiviado dos minerais primários, pode ser absorvido por argilominerais (Dickson e Scott, 1997).

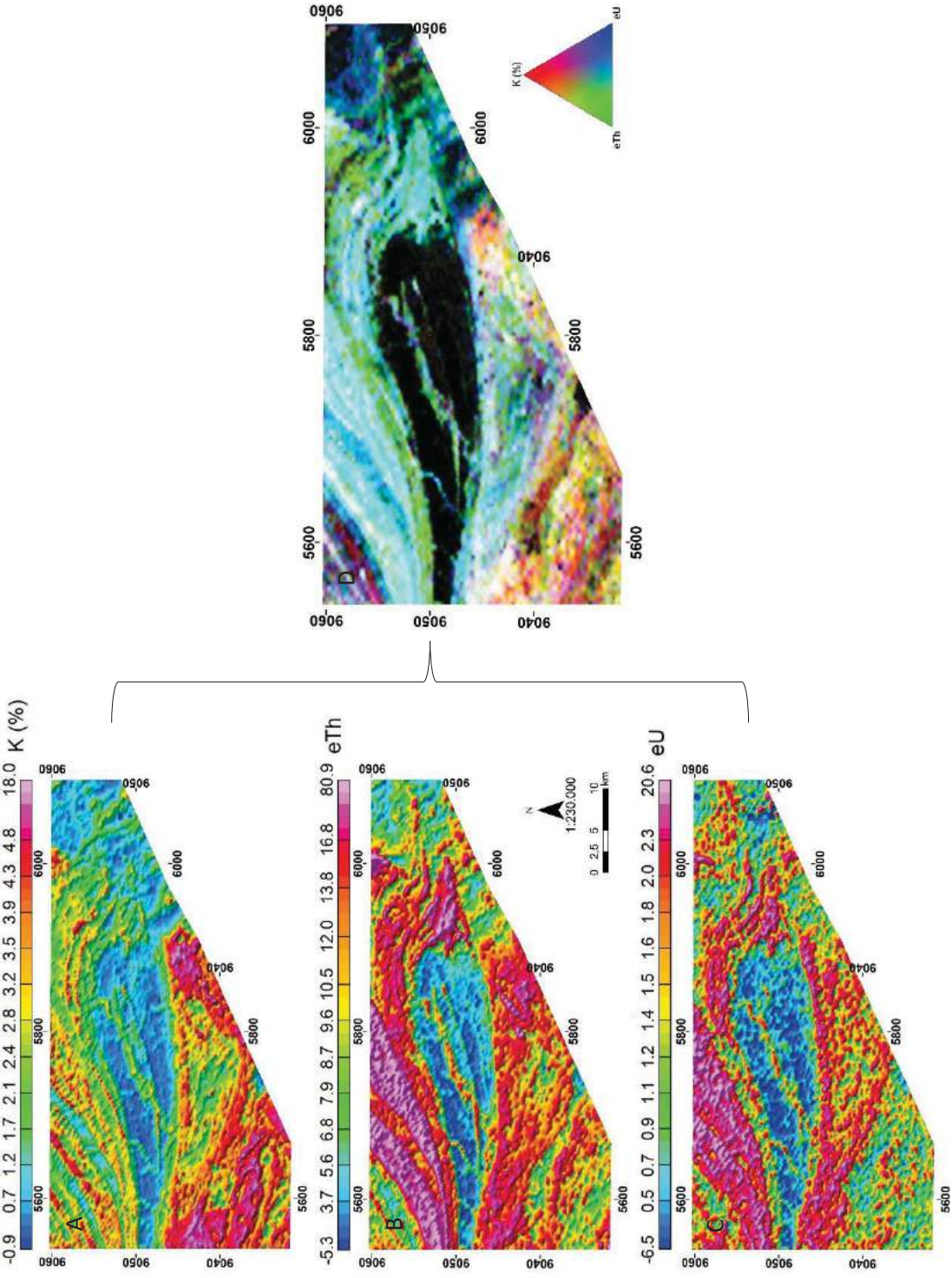
O urânio é um elemento menor encontrado na crosta terrestre (< 3 ppm) e pode ser encontrado em forma de óxidos ou silicatos, como uraninita, monazita, xenotima, zircão, além de ser encontrado como elemento traço em outros minerais formadores de rocha (Dickson e Scott, 1997). O urânio, quando liberado num processo de alteração, pode ser retido em óxidos de ferro autigênicos e minerais argilosos, ou pode até ocorrer precipitação sobre condições redutoras, formando depósitos de urânio (Dickson e Scott, 1997).

O tório, assim como o urânio, é um elemento menor (~12ppm) na crosta na forma de Th^{4+} . Está presente em minerais como allanita, monazita e zircão, ou como elemento traço em outros 78 minerais formadores de rocha (Dickson e Scott, 1997). Os principais minerais de tório (monazita e zircão) são estáveis durante a alteração e podem se acumular para formar depósitos de minerais pesados. Quando não ocorre em minerais estáveis, a liberação do tório pode ser absorvida por óxidos e hidróxidos de ferro e titânio, assim como argilas.

A partir dos dados aerogamaespectrométricos, foram confeccionados os mapas dos elementos (K, eTh e eU), e da distribuição ternária no sistema de cores RGB de K, Th e U (Fig. 10). O mapa ternário dos elementos radiométricos é gerado a partir da associação de uma determinada cor a cada um dos radioelementos, dependendo do padrão de coloração utilizado (RGB ou CMY). O padrão RGB associa as cores vermelho, verde e azul (*Red, Green, Blue*) ao potássio (em %), tório e urânio (em ppm), respectivamente.

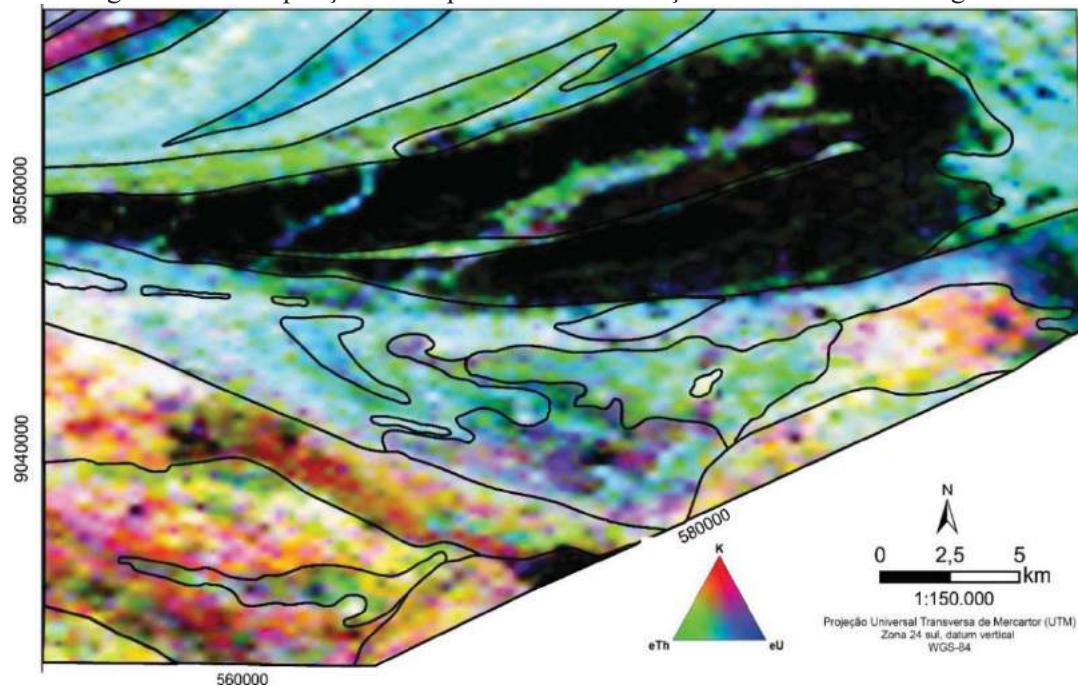
Esta imagem, em particular, compreendeu o principal produto para a interpretação, já que a mesma permite a avaliação da contribuição relativa de cada elemento radioativo (Fig. 10 e 11).

Figura 10 – Mapa dos canais individuais de (A) K (%), (B) eTh e (C) eU, utilizados para confecção do (D) mapa Ternário.



Fonte: O autor (2018).

Figura 11 – Compilação do mapa ternário com traçado das unidades litológicas.



Fonte: O autor (2018).

A partir do mapa ternário foi possível caracterizar as unidades qualitativamente a partir de suas características gamaespectométricas, distinguindo-as em relação as concentrações de seus radioelementos, classificadas em Baixa (B), Média (M), Alta (A) e Muito Alta (MA).

Desconsiderando a influência da drenagem, que lixivia os elementos mais móveis e falsifica o teor dos radioelementos, percebe-se que as unidades têm características geofísicas singulares, que refletem sua mineralogia. De modo simplificado, estas características estão descritas no quadro 4, e os detalhes geofísicos e geológicos de cada unidade seguem descritos no capítulo de geologia local.

Quadro 4 – Características geofísicas e mineralógicas das unidades, sendo B, M, A e MA, baixa, média, alta e muito alta, respectivamente. Siglas C – Complexo e P – Pluton. As siglas dos minerais estão contidas no anexo V.

UNIDADES	GEOFÍSICA			PETROGRAFIA																
				MINERALOGIA																
	K(%)	eTh	eU	Qtz	Kf	Pl	Bt	Amp	Chl	Mb	Ep	Ttn	Zrc	Ap	Opc	Rt	Carb	Cpx		
C. Floresta	B	B	B	X	X	X	X	X	X			X	X		X			X		
C. Cabrobó	M-A	A	MA	X	X	X	X		X	X	X	X	X		X	X				
C. Airi	M-B	M	M	X	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X	X				
C. Belém de S. Francisco	A	M-A	M	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
C. Cipriano	M	A	M	X	X	X	X	X	X	X	X	X		X	X	X	X			
P. Poço da Areia	M-A	M	M-B	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X			
P. Caraibas	MA	A	M	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X				
Leucogranitos	MA	MA	MA	X	X	X	X		X	X	X				X					

Fonte: O autor (2018).

A falta de resolução, devido à distância das linhas de voo, dificulta a caracterização de pequenas unidades, como os anfibolitos e alguns leucogranitos, porém, para grandes unidades, esse método demonstra-se bastante eficaz.

Como esperado, as unidades máficas apresentam os menores teores nos radioelementos, como é o caso do Complexo Floresta, composto de ortognaisses dioríticos, e as mais félsicas apresentam alta nos três elementos, como ocorre nos leucogranitos.

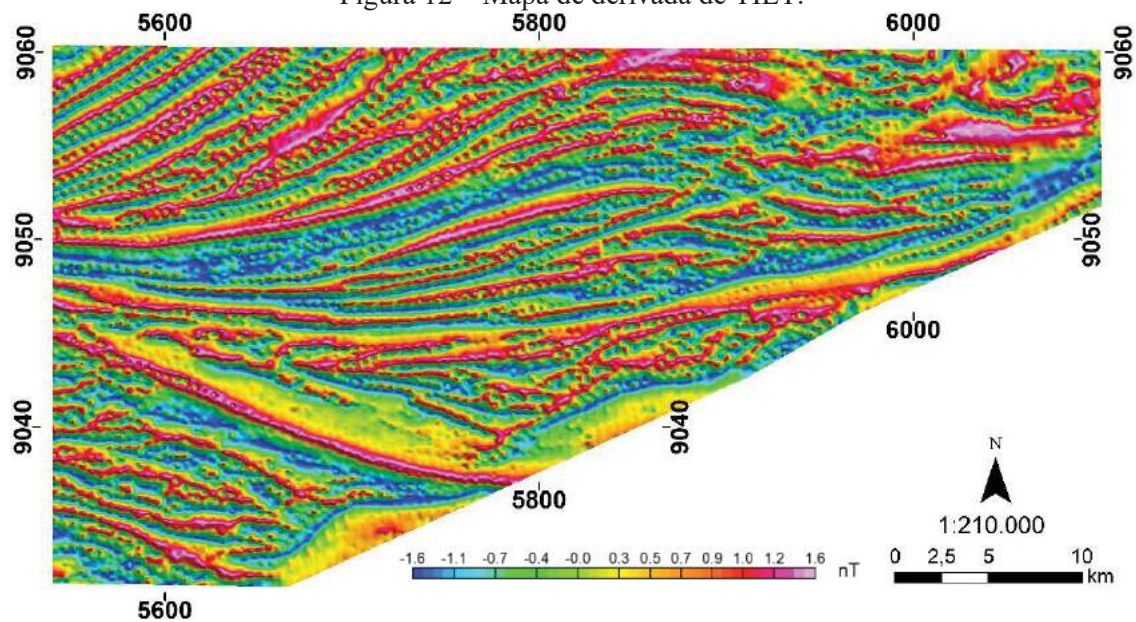
3.3 MAGNETOMETRIA

A magnetometria é um ramo da geofísica que estuda as propriedades magnéticas das rochas, identificando o quão magnética a rocha é, tendo como base a medição do contraste da susceptibilidade magnética de um corpo em relação à sua rocha encaixante. Os minerais formadores de rocha mais comuns exibem uma susceptibilidade magnética muito baixa, e o caráter magnético de uma rocha vai depender da proporção de minerais magnéticos que a mesma contém. Exemplos de minerais magnéticos são magnetita, ilmenita, pirrotita e hematita, sendo o primeiro o mineral magnético mais comum.

Com os dados obtidos durante um aerolevantamento, o primeiro produto a ser extraído é o mapa de Contorno do Campo Magnético Total, a partir do qual podem ser aplicadas técnicas de filtragem de dados. Dentre os objetivos da aplicação da filtragem dos dados magnéticos estão, reduzir a influência de ruídos, destacar e/ou modificar características dos dados com o intuito de auxiliar na interpretação, separar feições de interesse para que sejam feitas análises qualitativas e/ou quantitativas mais específicas, entre outros.

O mapa magnético interpretado neste trabalho foi o mapa de derivada TILT (Fig. 12), introduzida por Miller & Singh (1994), sendo muito utilizada na delimitação de lineamentos, falhas, contatos geológicos, ou realce de estruturas profundas, em mapas gravimétricos e magnéticos reduzidos ao polo (Hidalgo-Gato, 2015).

Figura 12 – Mapa de derivada de TILT.



Fonte: O autor (2018).

Enquanto o sensoriamento remoto foi utilizado para caracterização dos lineamentos rúpteis e superficiais, o uso da magnetometria neste trabalho serviu para caracterização das grandes estruturas dúcteis e profundas que ocorrem na região.

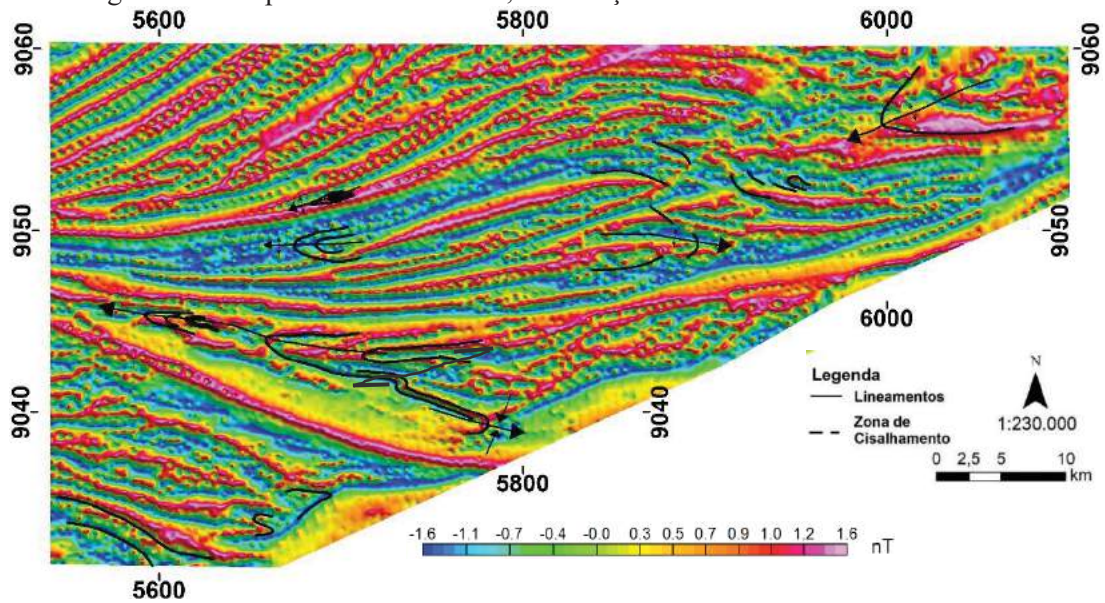
Aparentemente ocorrem dois grupos de dobramentos na região, o primeiro tem caimento para NW e SE e localiza-se entre as zonas de cisalhamento Poço da Areia e Pernambuco Oeste. São dobras, que afetam principalmente os complexos Cabrobó e Airi, e definem a geomorfologia da região, dobrando as serras de quartzitos ou alongando-as paralelas ao eixo de dobramento.

O segundo grupo ocorre no Complexo Floresta e Airi, como pequenas dobras (Fig. 13).

Através deste mapa, foi possível definir as zonas de cisalhamento Pernambuco Oeste (ZCPO) e Poço da Areia pelos seus lineamentos magnéticos. A diferença entre as duas ocorre tanto pela intensidade dos lineamentos magnéticos, quanto pela espessura e comprimento na área de estudo.

Na área de estudo, a Z.C Poço da Areia tem direção noroeste-sudeste, possui de 1 a 4 km de espessura, por 26 km de extensão e é marcada por um forte lineamento magnético, que diminui até desaparecer na bacia Jatobá, enquanto que a zona de cisalhamento ZCPO tem direção leste-oeste, 0,8 a 2 km de espessura com 57 km de extensão, sendo marcada por um lineamento magnético mais fraco.

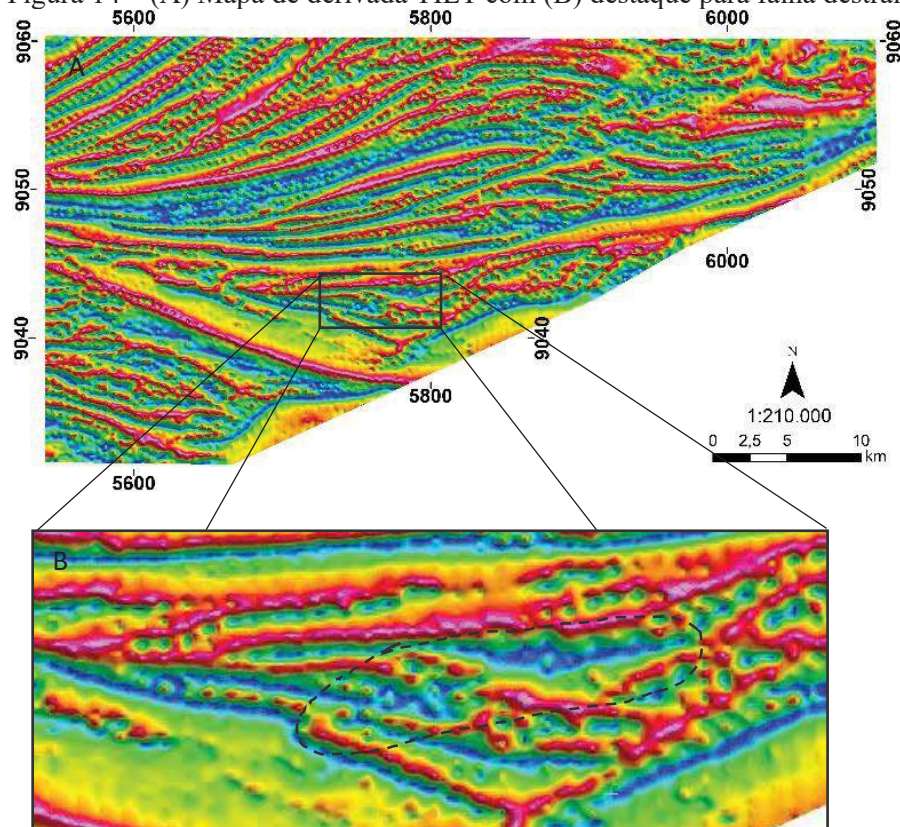
Figura 13 – Mapa de derivada TILT, com traçado dos dobramentos encontrados.



Fonte: O autor (2018).

Dentre as estruturas rúpteis, apenas uma falha destal foi encontrada, cortando os dobramentos do Complexo Airi e (Fig. 14). Tem aproximadamente 7 km de comprimento, com rejeito de aproximadamente 800 m.

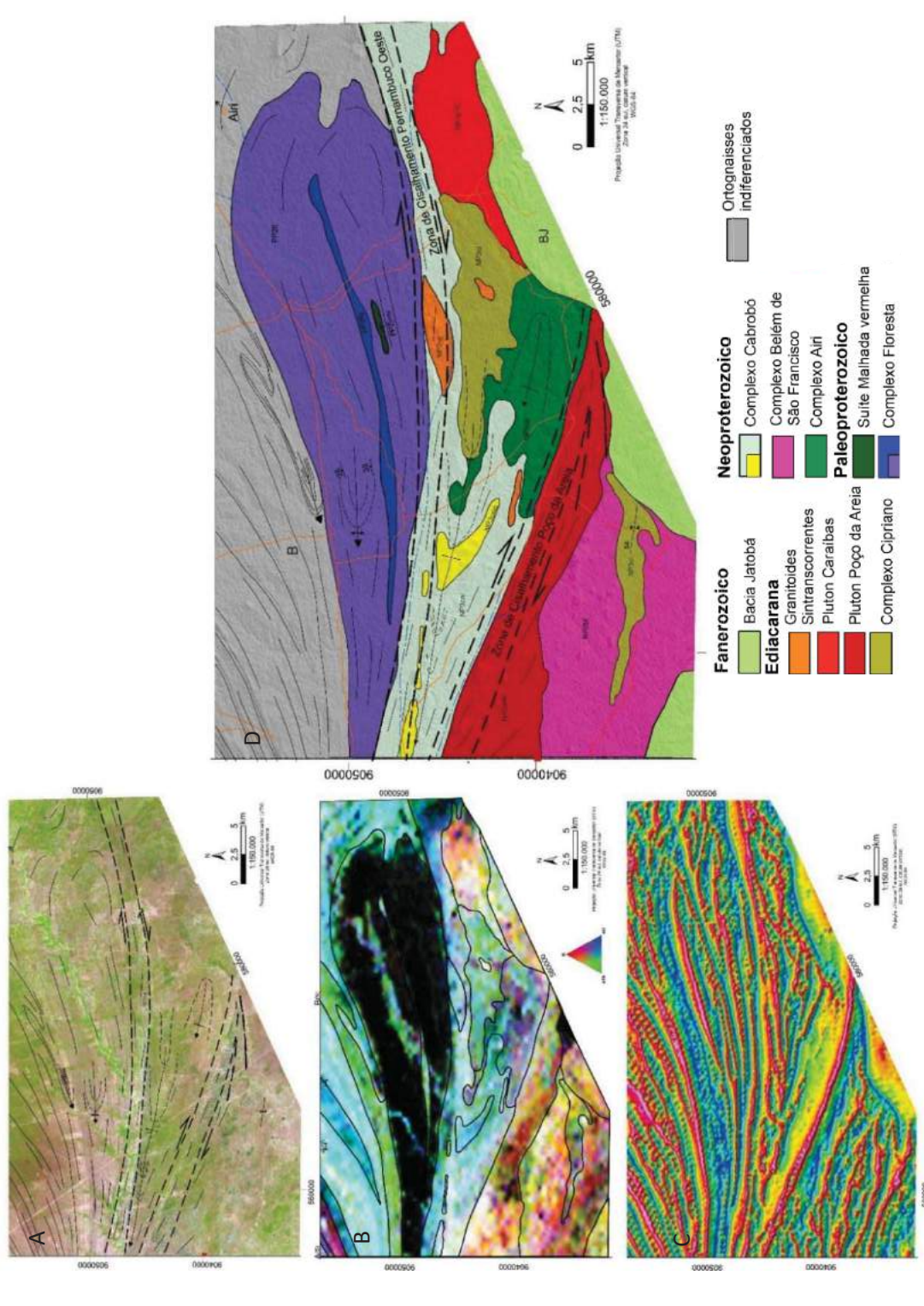
Figura 14 – (A) Mapa de derivada TILT com (B) destaque para falha destal.



Fonte: O autor (2018).

A compilação dos dados de sensoriamento remoto e geofísica, juntamente com os dados de campo e geocronológicos, gerou o mapa geológico apresentado neste trabalho (Fig. 15).

Figura 15 – Compilação das imagens de sensoriamento remoto (A) Landsat 7 composição ternária dos elementos K, eTh e eU e (C) derivada TILT, para produção do (D) Cartografia de tipos litológicos com base em Geofísica.

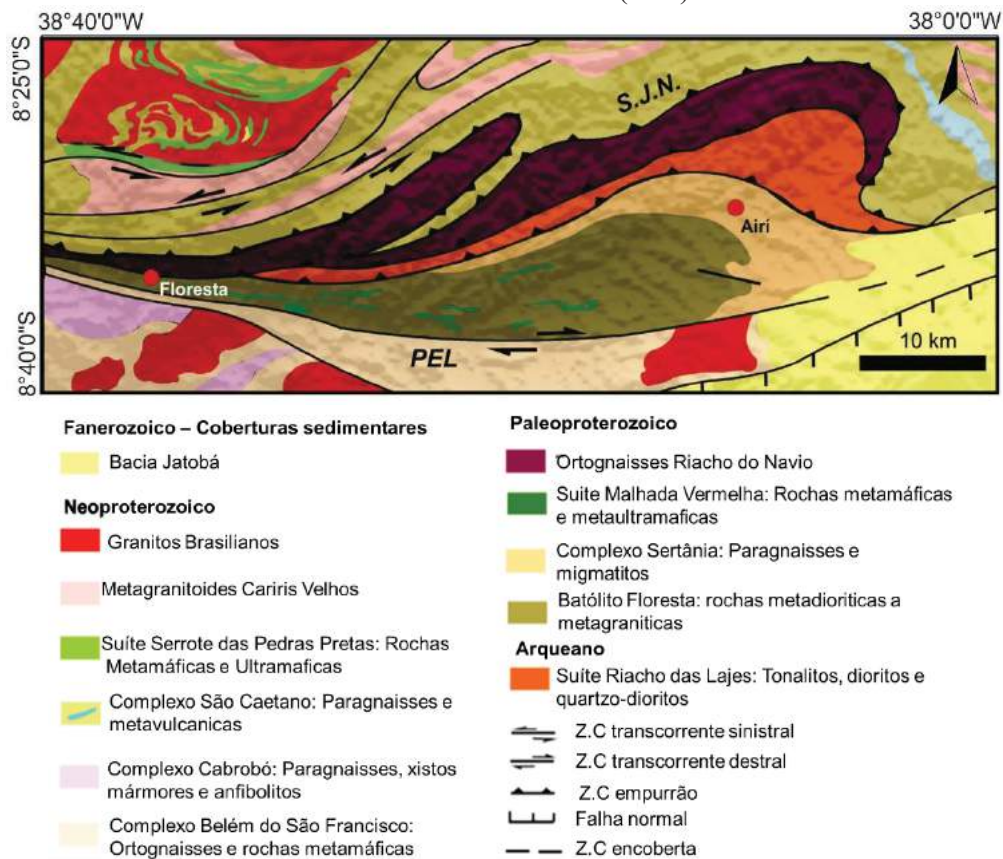


Fonte: O autor (2018).

4 GEOLOGIA LOCAL

A área de estudo está localizada entre os domínios Alto Moxotó e Pernambuco-Alagoas, separados pela zona de cisalhamento Pernambuco Oeste (ZCPO). A norte da Zona de Cisalhamento Pernambuco, ocorrem os complexos Floresta, Sertânia e São Caetano, a Suite Riacho das Lajes e o ortognaisse Riacho do Navio e, a sul, os complexos Cabrobró e Belém de São Francisco e granitóides brasileiros (Santos *et al.*, 2017; Fig. 16).

Figura 16 – Mapa geológico entre os domínios Alto Moxotó e Pernambuco-Alagoas na região de Floresta (Santos *et al.* 2017). O limite é a zona de cisalhamento Pernambuco Oeste, aqui designada “Pernambuco lineament” (PEL).

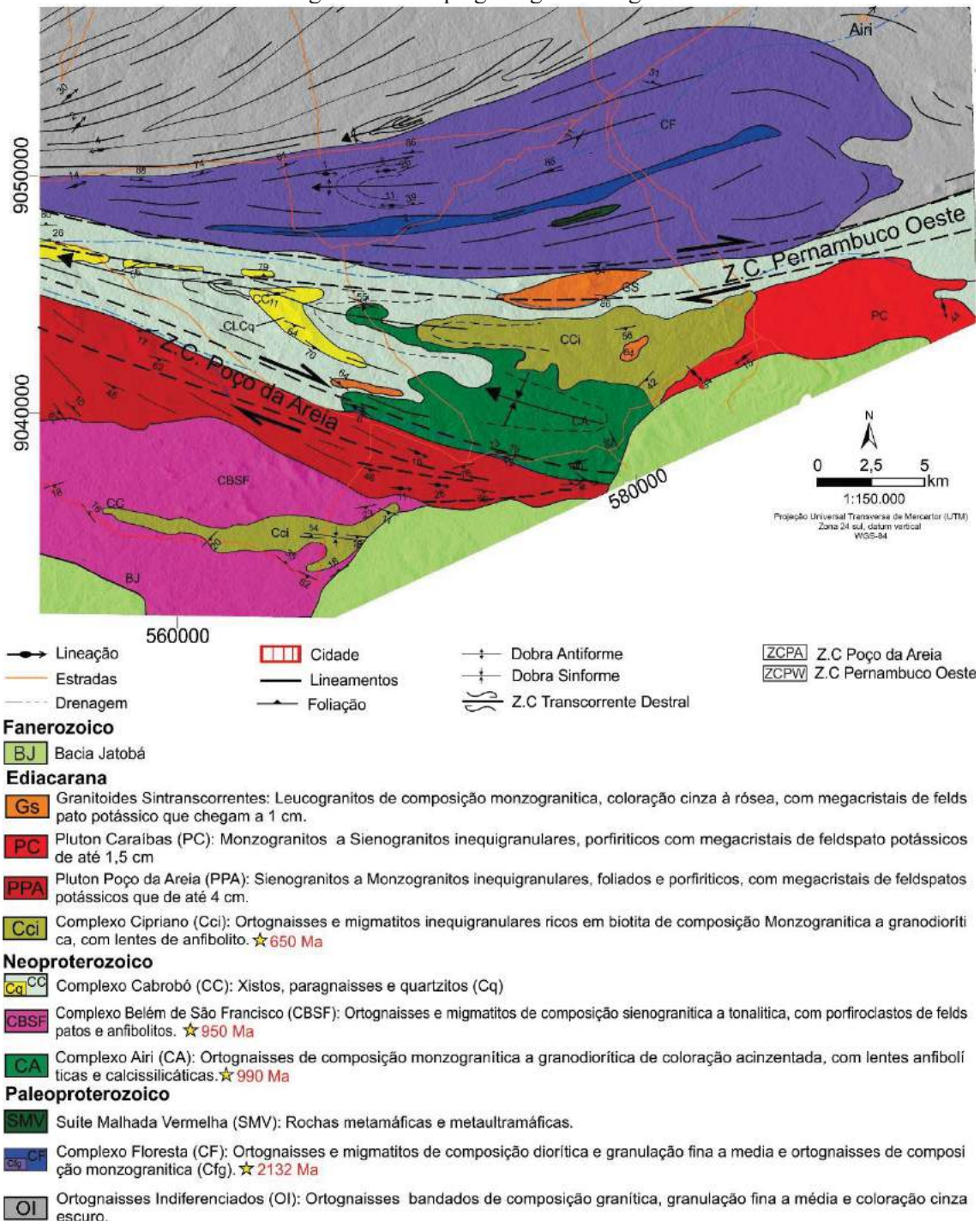


Fonte: Santos *et al.* (2017).

Neste trabalho, no Domínio Alto Moxotó, será foco apenas o Complexo Floresta. No domínio Pernambuco-Alagoas as unidades foram divididas em uma porção a norte e a sul da zona de cisalhamento Poço da Areia (ZCPA). A sul da ZCPA, ocorrem principalmente os ortognaisses do Complexo Belém de São Francisco e Cipriano, enquanto que a norte, tem-se as rochas metassedimentares do Complexo Cabrobró, os ortognaisses do Complexo Airi e Cipriano

e os plutons Poço da Areia e Caraíbas. Em ambos os domínios ocorrem intrusões de granitos sintranscorrentes (Fig. 17).

Figura 17 – Mapa geológico da região de Airi.



Fonte: O autor (2018).

4.1 DOMÍNIO ATO-MOXOTÓ

4.1.1 Complexo Floresta

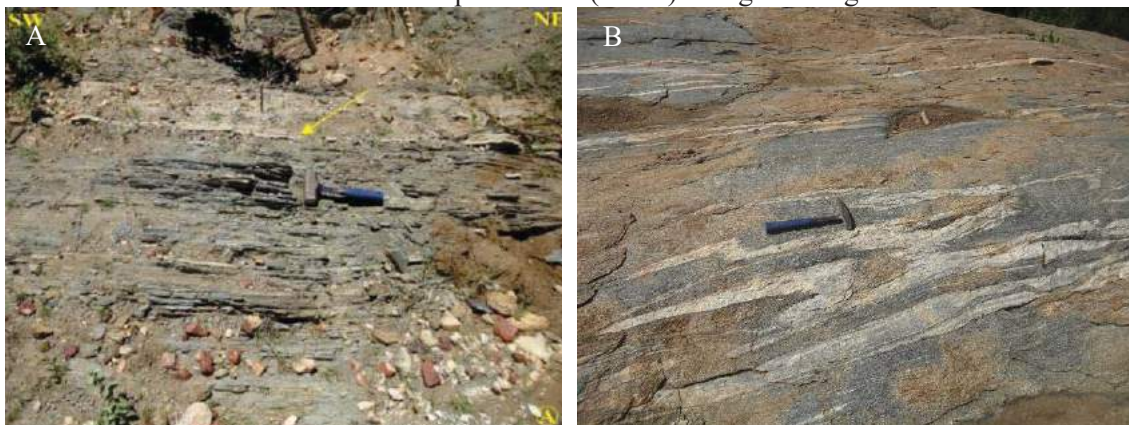
Os ortognaisses do Complexo Floresta afloram numa área de 225 km², sendo limitados a sul pela zona de cisalhamento Pernambuco Oeste. A composição varia de granítica a diorítica, a coloração é cinza escura e granulação fina a média (0,1 a 0,3 mm).

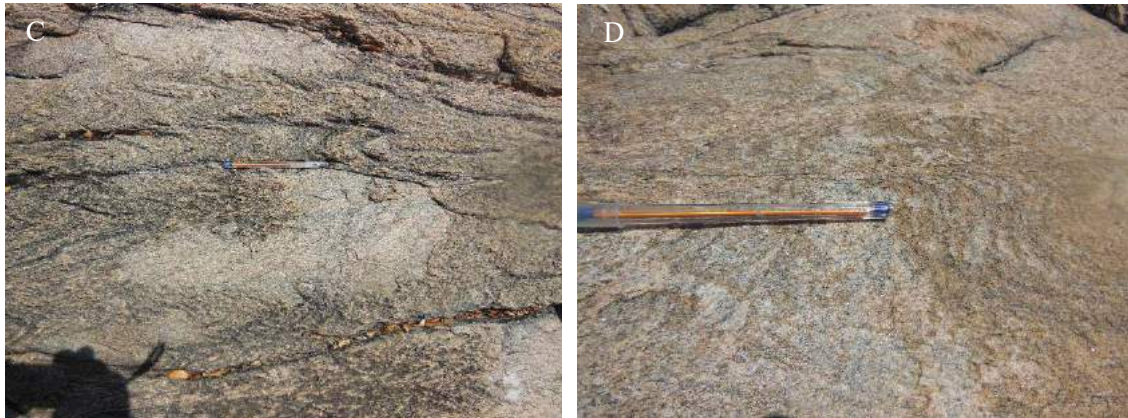
A foliação é definida pela orientação de mica e hornblenda e o bandamento composicional é caracterizado por alternância entre bandas félsicas e máficas. As bandas máficas são formadas essencialmente por biotita, plagioclásio e hornblenda (Fig. 18 A e B). Tem migmatização local, caracterizada por estrutura estromática, porções de anfibolitos, e *sills* de rochas metamáficas e metaultramáficas da suíte Malhada Vermelha.

É comum encontrar ortognaisses graníticos concordantes as fácies mais máficas do Complexo Floresta. Estes ortognaisses têm composição monzogranítica, textura milonítica, granulação fina e apresenta trama S-C caracterizada por fitas de quartzo e pequenos níveis micáceos envolvendo porfiroclastos de feldspatos (Fig. 18 C e D).

Na gamaespectrometria, as fácies intermediárias apresentam baixos valores de K, eU e eTh, enquanto que a fácies granítica apresenta intensidades médias a altas nestes canais. Na magnetometria apresenta intensidades muito altas, características para rochas ricas em magnetita e ilmenita.

Figura 18 – Ortognaisses de composição diorítica apresentando (A) foliação bem definida e (B) bandamento composicional. (C e D) Ortognaisses graníticos.





Fonte: O autor (2018).

4.2 DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS

4.2.1 Complexo Cabrobó

O Complexo Cabrobó compreende as rochas metassedimentares que servem como encaixante dos granitoides sintranscorrentes. É composto por xistos, quartzitos e paragnaisses, que são normalmente milonitizados e dobrados, devido às zonas de cisalhamento que limitam essa unidade.

No mapa ternário, esta unidade não apresenta diferença entre as rochas que as compõem, porém, através dos canais individuais, percebe-se que os quartzitos têm intensidades menores no canal de potássio e um forte sinal magnético devido à maior concentração de opacos.

Os paragnaisses tem coloração cinza clara (Fig. 19 A), apresentando foliação marcada pelos minerais micáceos (mica branca e biotita) e quartzo. Os quartzitos são equigranulares, de coloração cinza escuro (Fig. 19 B) a alaranjado, compostos essencialmente por quartzo e muscovita.

Figura 19 – (A) Paragnaisses cinza claros e (B) quartzito equigranular de coloração cinza.



Fonte: O autor (2018).

Os biotita-muscovita xistos são inequigranulares, de coloração cinza escuro apresentando porfiroblastos de feldspatos que chegam a 2 mm (Fig. 20).

Figura 20 – Biotita-muscovita xistos de coloração cinza-escuro.



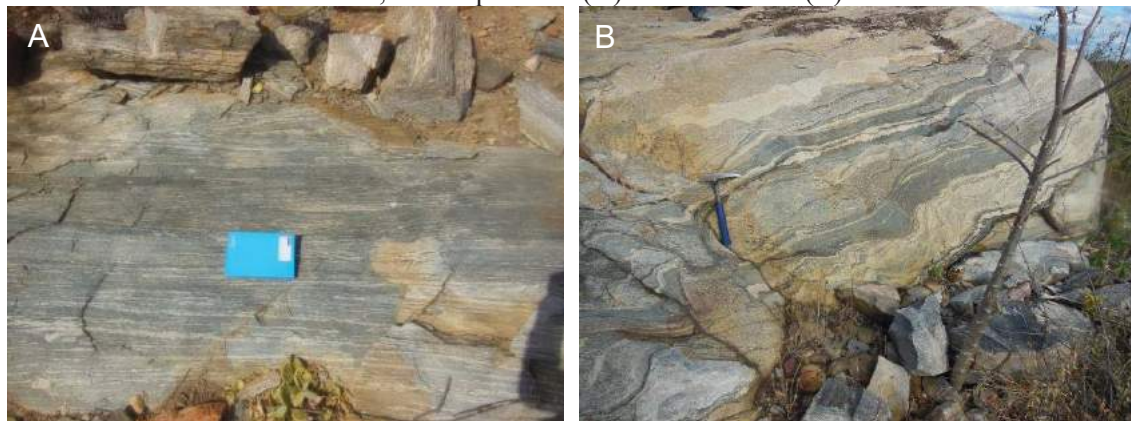
Fonte: O autor (2018).

4.2.2 Complexo Airi

São ortognaisses de composição variando de monzogranítica a granodiorítica, coloração acinzentada e bandamento composicional, onde níveis quartzo-feldspáticos e máficos (Fig. 21 A) ocorrem com espessuras variáveis (Fig. 21 B). Têm granulação variando de fina a média, e foliação definida por biotita e hornblenda. Como produto da migmatização é possível identificar neossomas pegmatíticos intercalados ao bandamento.

Os ortognaisses desta unidade possuem intensidades variando de média a baixa para o canal do K e média para os canais de eTh e eU, sem apresentar sinais significativos nos mapas magnéticos, resultado da baixa presença de ilmenita nas rochas encontradas.

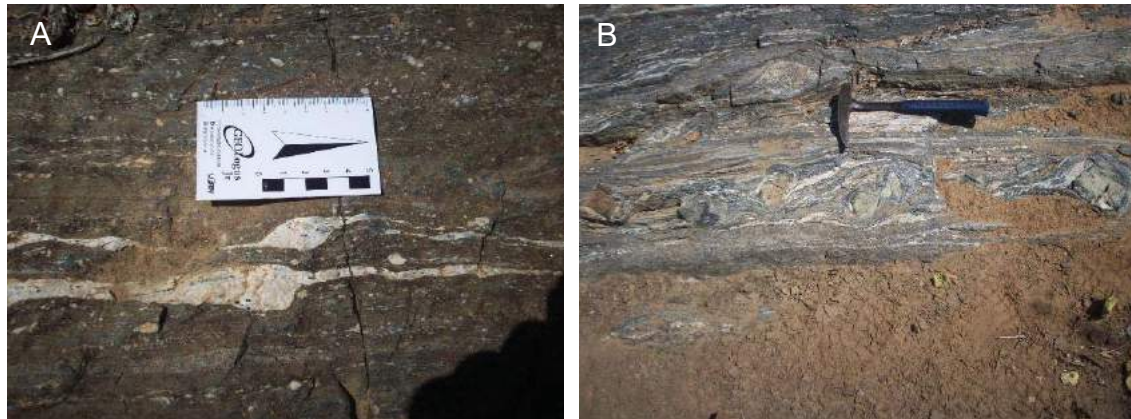
Figura 21 – Ortognaisse com bandamento composicional, apresentando níveis quartzo-feldspáticos e níveis máficos, com espessuras (A) milimétricas a (B) centimétricas.



Fonte: O autor (2018).

Lentes anfibolíticas ocorrem intercaladas nos ortognaisses, são equigranulares, bandadas, de coloração verde escura, granulação variando de fina a média e ocorre associada com rochas calcissilicáticas (Fig. 22 A e B).

Figura 22 – (A) Lentes de anfibolito de coloração verde escuro em bandamentos do ortogneise, (B) associados com rochas calcissilicáticas.



Fonte: O autor (2018).

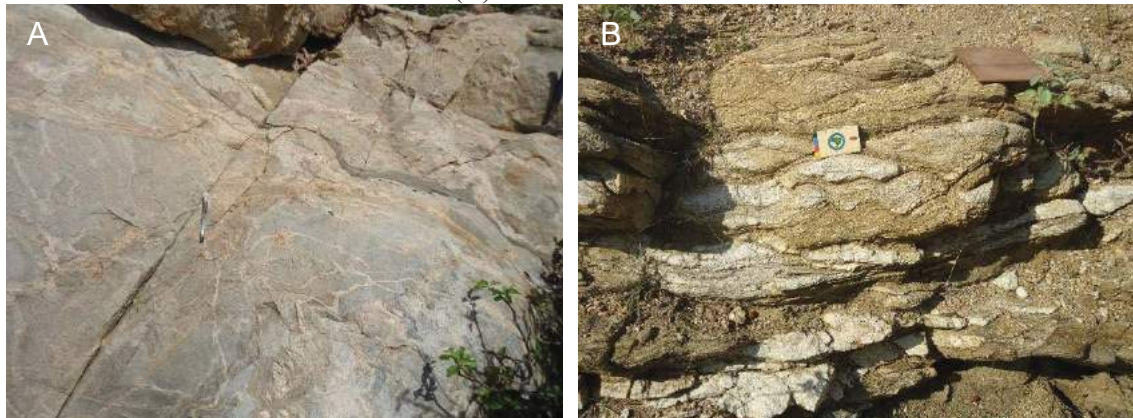
4.2.3 Complexo Belém do São Francisco

O Complexo Belém do São Francisco é composto de ortognaisses bandados e migmatizados (Fig. 23 A), de composição variando de sienogranítica a tonalítica, com porfiroclastos de feldspatos, plagioclásio e microclina, que chegam a 2 cm.

É a principal unidade encontrada no Domínio Pernambuco-Alagoas, chegando a aproximadamente 90 km². É comum a presença de enclaves anfibolíticos, que ocorrem concordantes com a foliação da rocha (Fig. 23 B).

Na aerogamaespectrometria, esta unidade é caracterizada por apresentar duas fácies bem definidas, a primeira na parte norte do corpo, com composição sienogranítica, tem sinais altos nos canais de K, eU e eTh, e a sul, com fácies ricas em plagioclásio, composição variando de monzogranítica a tonalítica, apresentando valores mais baixos no canal do potássio.

Figura 23 – Ortognaisses do Complexo Belém de São Francisco, apresentando (A) migmatização local e (B) enclaves máficos.



Fonte: O autor (2018).

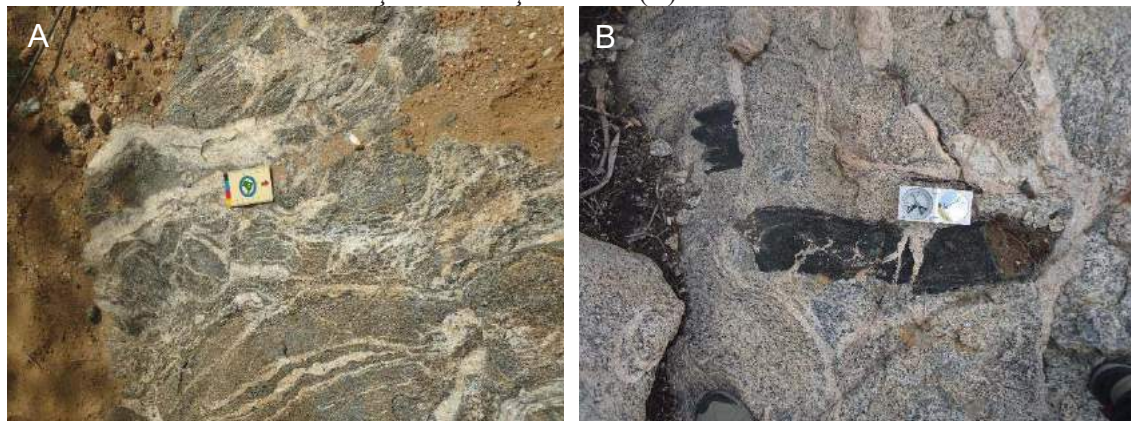
4.2.4 Complexo Cipriano

Esta unidade é composta de ortognaisses e migmatitos ricos em biotita, de composição monzogranítica a granodiorítica, que apresentam leucossomas concordantes com a foliação (Fig. 24 A), ou segregados de forma irregular. São inequigranulares, de coloração cinza escura, com porfiroclastos de plagioclásio chegando a no máximo 1 cm.

É comum encontrar enclaves máficos (Fig. 24 B), arredondados a alongados, às vezes concordantes com a foliação e porções com enriquecimento em minerais máficos (biotita e hornblenda).

São muito parecidos com os ortognaisses do Complexo Belém de São Francisco, tanto macroscopicamente quanto microsscopicamente, a diferença ocorre no canal individual do potássio, onde observa-se menor intensidade para o Complexo Cipriano.

Figura 24 – (A) Migmatitos e ortognaisses ricos em biotita, apresentando leucossomas, com mesma direção da foliação e seus (B) enclaves máficos.

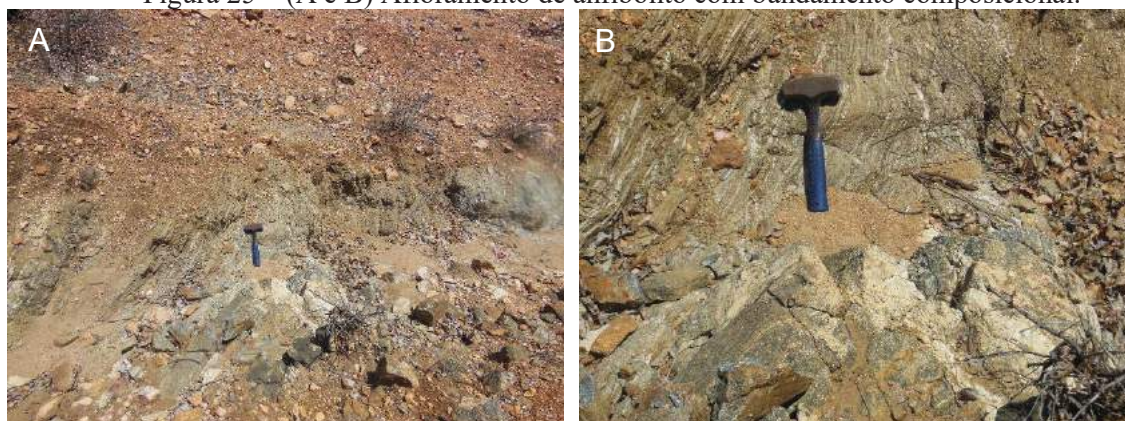


Fonte: O autor (2018).

Apresentam lentes anfibolíticas bandadas, onde ocorrem níveis de anfibolito intercalados com níveis quartzo-feldspáticos (Fig. 25 A e B), que chegam a aproximadamente 3 km² na área de estudo. São esverdeados, inequigranulares, com cristais de hornblenda dispersos numa matriz composta de plagioclásio, titanita, epidoto e piroxênio, e foliação marcada pela orientação da hornblenda e feldspatos.

O nível quartzo-feldspático é inequigranular, com presença de grandes cristas de feldspato dispersos numa matriz de quartzo, feldspato, epidoto e titanita.

Figura 25 – (A e B) Afloramento de anfibolito com bandamento composicional.



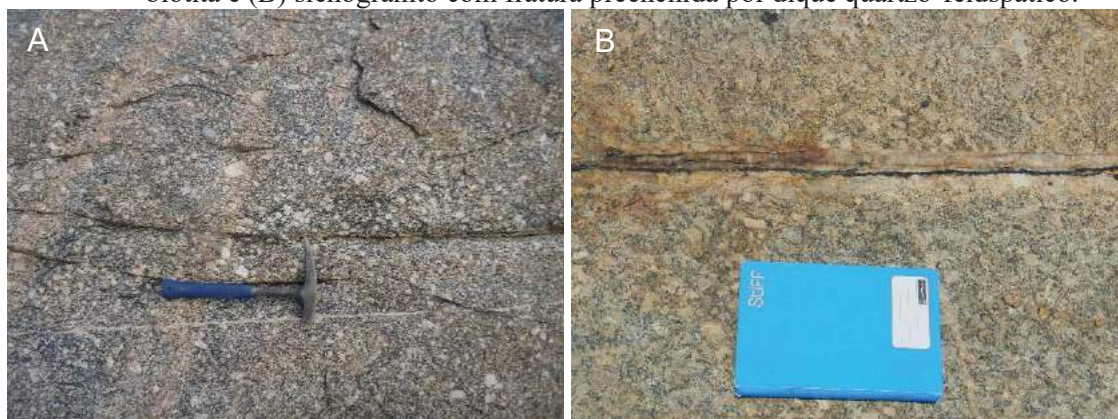
Fonte: O autor (2018).

4.2.5 Plúton Poço da Areia

Esta unidade ocorre bordejando a zona de cisalhamento Pernambuco Oeste, com aproximadamente 70 km² de extensão. Tem forma alongada com direção WNW-ESE e é composta por sienogranitos a monzogranitos inequigranulares, foliados e porfíricos, com megacristais euédricos de feldspato potássico de coloração esbranquiçada que alcançam até 4 cm de comprimento (Fig. 26 A). É comum encontrar enclaves anfibolíticos e diques pegmatíticos (Fig. 26 B) cortando a foliação da rocha.

Nos dados geofísicos percebe-se uma diferença faciológica que ocorre ao longo da unidade, separando-a a oeste com alta nos canais de K, eTh e eU, e a leste com alta no canal do K e média nos canais de eU e eTh. Quando observado microscopicamente, as amostras AA-84A e AA-85, localizadas na porção oeste do corpo, apresentam maior porcentagem de minerais acessórios (epidoto, titanita, zircão, apatita, opacos e rutilo) quando comparado com as amostras a leste, podendo implicar nas variações gamaespectométricas.

Figura 26 – (A) Fenocristais de feldspato potássico numa matriz composta de quartzo, feldspato e biotita e (B) sienogranito com fratura preenchida por dique quartzo-feldspático.



Fonte: O autor (2018).

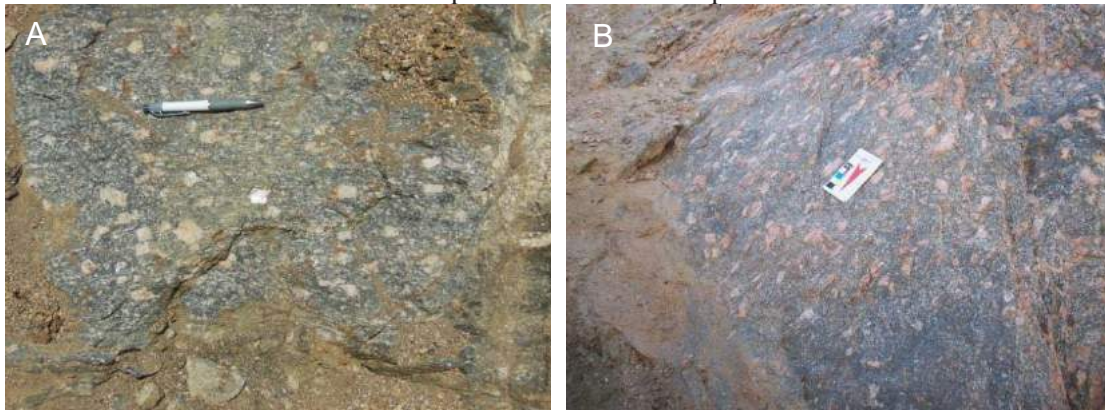
4.2.6 Plúton Caraíbas

Na área de estudo esta unidade ocorre próxima a bacia Jatobá, se estendendo por aproximadamente 35 km², sendo composta de monzogranitos a sienogranitos, inequigranulares, porfiríticos, caracterizados por megacristais de feldspato potássico de coloração avermelhada que chegam a 1,5 cm, dispersos numa matriz composta de quartzo, plagioclásio, anfibólios e biotita (Fig. 27 A).

Estes granitoides apresentam foliação magmática, caracterizada pela orientação preferencial dos megacristais de feldspatos, juntamente com micas e feldspatos da matriz (Fig. 27 B), e foliação gerada por deformação dúctil, caracterizada por cristais deformados e orientados de anfibólios, biotita e feldspatos. É comum a presença de enclaves de anfibolito e diques pegmatíticos.

Os plutons Poço da Areia e Caraíbas são muito semelhantes composicionalmente e macroscopicamente, porém são facilmente diferenciados na aerogamaespectrometria, por apresentarem diferença nos canais do eTh e eU (Quadro 4). Mineralogicamente esta diferença se dá na concentração dos minerais acessórios, como epidoto, titanita, zircão e apatita, que mesmo em baixa concentração na rocha, concentram os elementos Th e U, que são qualitativamente mensurados pelo método.

Figura 27 – Características gerais do plúton Caraíbas com (A) megacristsais de feldspato potássico que chegam a 1,5 cm, dispersos na matriz, (B) foliação magmática da rocha definida pela orientação dos porfiroclastos de feldspato.



Fonte: O autor (2018).

4.2.7 Granitoides Sintranscorrentes

Esta unidade é composta de leucogranitos de composição monzogranítica, coloração cinza a rósea, com textura inequigranular, apresentando megacristsais de feldspato que chegam a 1 cm. São pequenos corpos com relevo positivo, que chegam a no máximo 7 km² de área. Estes granitoides estão associados às zonas de cisalhamento, e com isto ocorrem milonitizados (Fig. 28), variando de protomilonitos a ultramilonitos.

Quando bem representado na geofísica, apresenta intensidade muito alta nos canais de K, eTh e eU e baixa nos sinais magnéticos.

Figura 28 – Monzogranito sintranscorrente com porfiroclastos de feldspatos centimétricos de cinemática destrai.

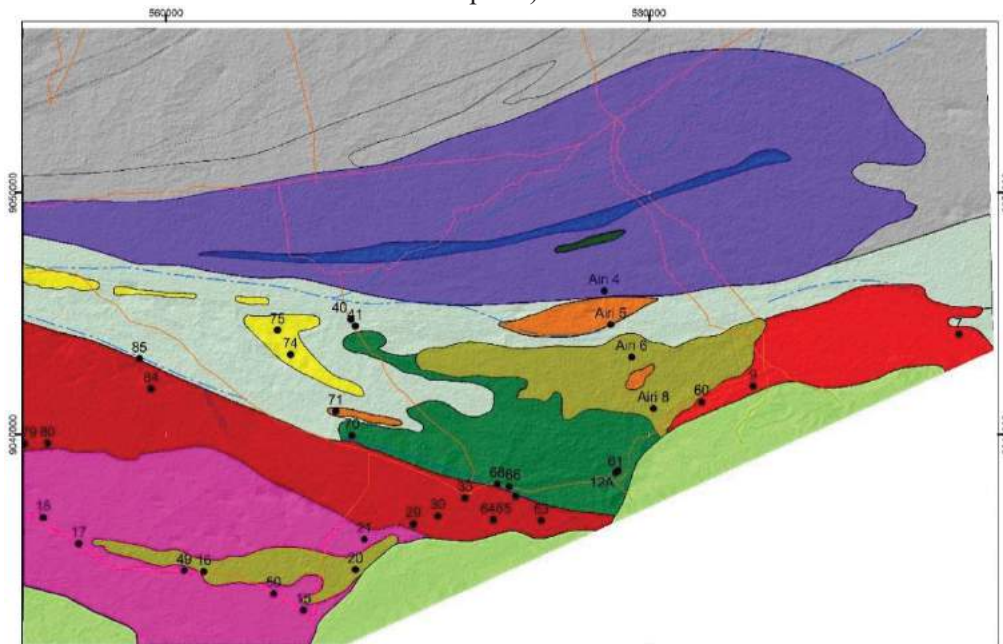


Fonte: O autor (2018).

5 PETROGRAFIA

Foram confeccionadas 50 seções delgadas, tomando como prioridade as amostradas para as análises químicas e geocronológicas. Na figura 29 observa-se a localização das amostras utilizadas para petrografia. As descrições detalhadas podem ser encontradas no anexo.

Figura 29 – Mapa de localização e identificação das amostras utilizadas na descrição petrográfica (em preto).



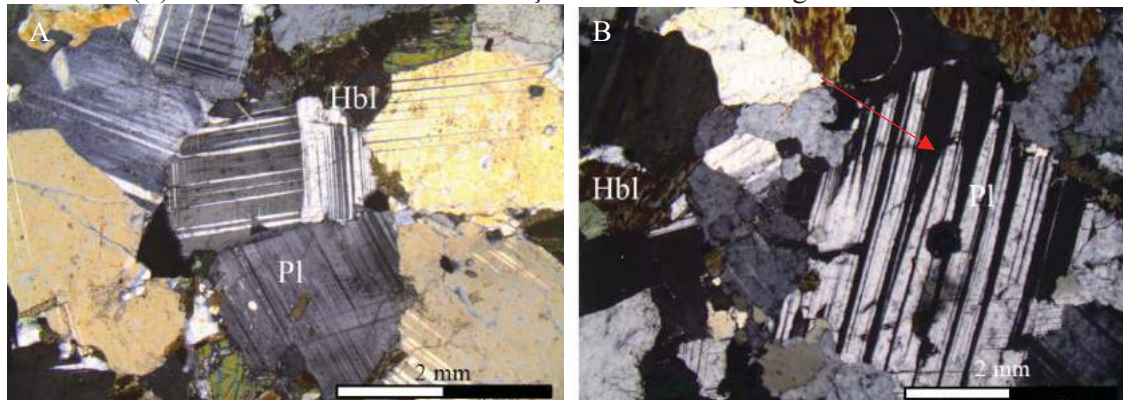
Fonte: O autor (2018).

5.1 DOMÍNIO ALTO-MOXOTÓ

5.1.1 Complexo Floresta

A composição dos ortognaisses do Complexo Floresta varia entre granodiorítica a tonalítica, com bandamentos e milonitização local. Sua mineralogia é composta de quartzo (Qtz), feldspato potássico (K-f), plagioclásio (Pl) como minerais principais e biotita (Bt), $\pm$ hornblenda (Hbl), $\pm$ granada (Grt), epidoto (Ep) e opaco como minerais acessórios e mica branca (Wm) como mineral secundário. Algumas amostras apresentam textura poligonal (Fig. 30A e B), de granulação média, com grandes cristais de hornblenda e biotita. As feições deformacionais identificadas (resultantes de milonitização) foram recristalização por rotação de subgrão em quartzo, macla de deformação (Fig. 30 C e D), bandas de deformação, textura manto-e-núcleo, fraturamento nos feldspatos e recristalização das micas.

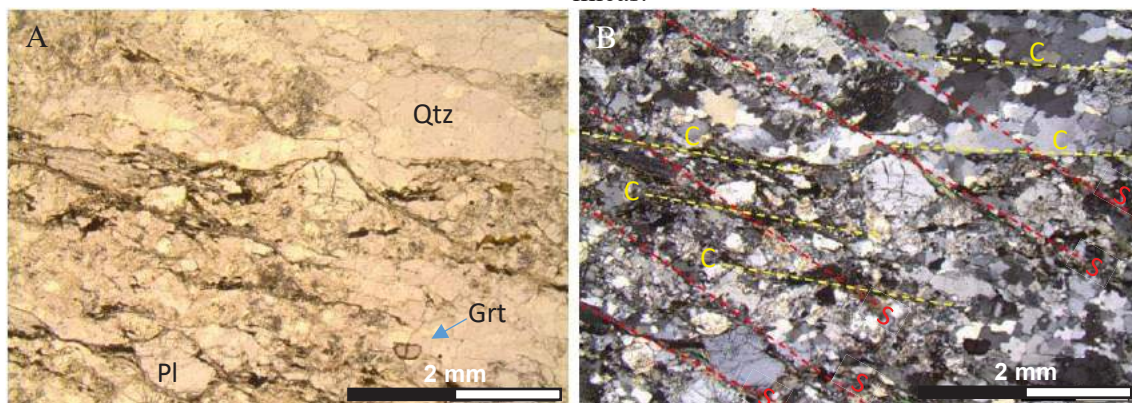
Figura 30 – Amostra do complexo Floresta, apresentando tonalitos com (A) microestrutura poligonal. Em (B) observa-se maclas de deformação e fraturamento de grãos. Polarizadores cruzados.



Fonte: O autor (2018).

Os ortognaisses graníticos que ocorrem concordantemente com as fácies mais máficas do Complexo Floresta têm composição monzogranítica, textura milonítica, granulação fina, onde fitas de quartzo e pequenos níveis micáceos envolvem porfiroclastos de feldspatos (Fig. 31) e definem uma trama S-C.

Figura 31 – (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados da trama S-C. As superfícies C são definidas por fitas de quartzo, fazendo ângulo de aproximadamente 25°, no sentido anti-horário (amostra não orientada), com as superfícies S, que por sua vez é definida por agregados de feldspatos, quartzo e micas.

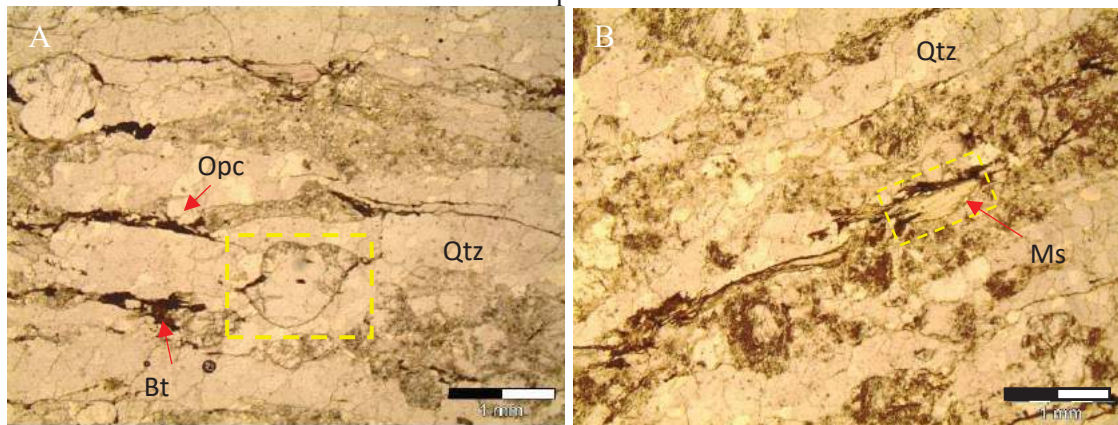


Fonte: O autor (2018).

A presença de porfiroclastos do tipo σ de feldspatos e peixes de mica (Fig. 32) indicam deformação não-coaxial com cinemática destrai. Sua orientação é definida por cristais de quartzos, feldspatos e micas em ordem decrescente de predominância.

Como acessório, estão presentes granada, mica e opacos (magnetita, ilmenita, hematita e rutilo), que ocorrem como cristais idioblásticos a subidioblásticos, e epidoto como mineral secundário.

Figura 32 – (A) Porfiroclastos do tipo σ de feldspato potássico e (B) peixe de mica indicando cinemática dextral. Bt – Biotita, Ms – Muscovita, Qtz – Quartzo, Opc – Opacos. Polarizadores paralelos.



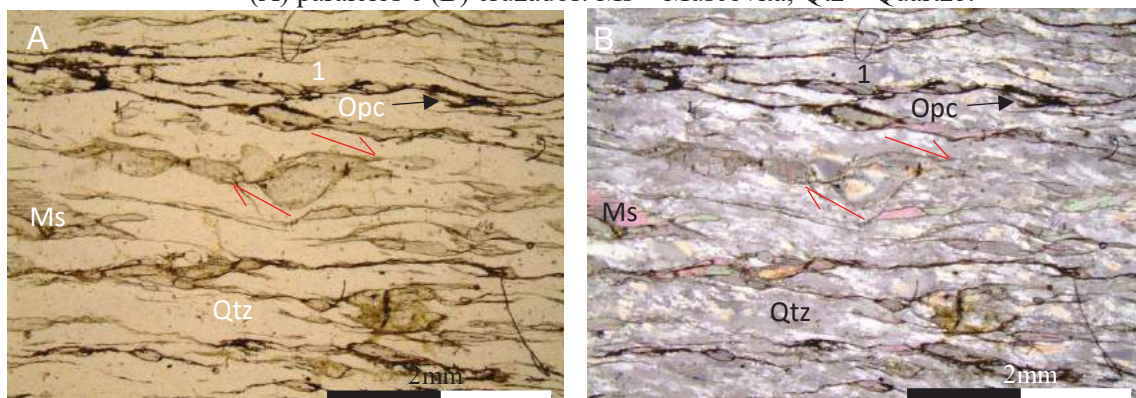
Fonte: O autor (2018).

5.2 DOMÍNIO PERNAMBUCO-ALAGOAS

5.2.1 Complexo Cabrobó

As seções estudadas dos quartzitos e xistos desta unidade incluem apenas variedades miloníticas. É comum encontrar *mica-fish* nos quartzitos, indicando cinemática dextral (Fig. 33) e inclusões de epidoto nos cristais de biotita e muscovita. Dentre as rochas desta unidade, os quartzitos apresentam maior concentração de minerais opacos, que ocorrem associados à biotita.

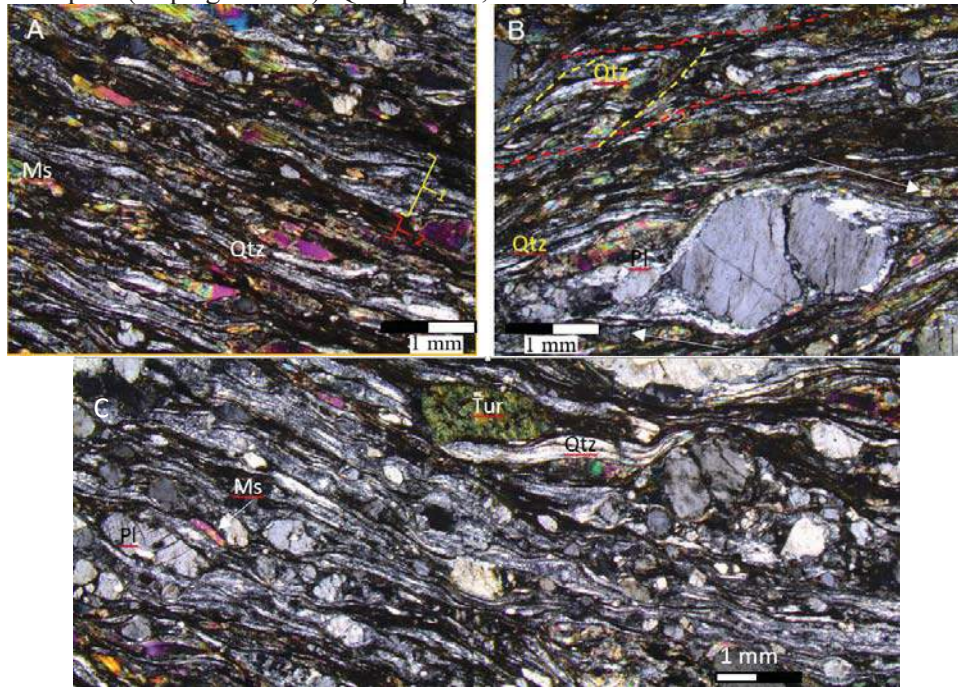
Figura 33 – *Mica-fish* em quartzito indicando cinemática dextral e (1) fitas de quartzo. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Ms – Muscovita, Qtz – Quartzo.



Fonte: O autor (2018).

Os **xistos** apresentam trama S-C' caracterizada pela alternância de níveis de quartzo e mica (Fig. 34 A) que bordejam os porfiroblastos de feldspato (Fig. 34 B), muscovita e turmalina (Fig. 34C) e indicam cinemática dextral.

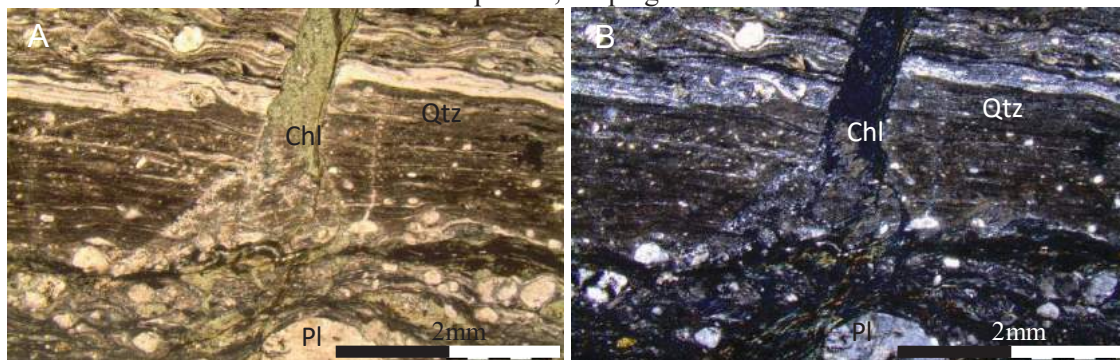
Figura 34 – (A) Níveis ricos em quartzo (1) e mica (2) e (B) porfiroblasto de feldspato com textura manto-núcleo, trama S-C inferindo cinemática destal e (C) Porfiroblasto de turmalina (Tur) e feldspato (Pl-plagioclásio). Qtz: quartzo, Ms: muscovita. Polarizadores cruzados.



Fonte: O autor (2018).

Há presença de micro-dobras apertadas e fraturas preenchidas por clorita (Fig. 35).

Figura 35 – Fraturas preenchidas por clorita (Chl) a polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Qtz: quartzo, Pl: plagioclásio.

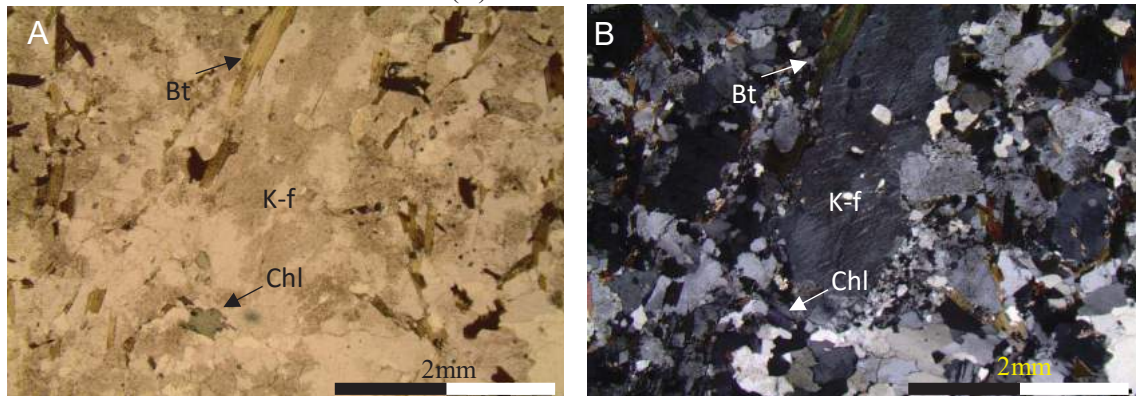


Fonte: O autor (2018).

5.2.2 Complexo Airi

Os ortognaisses desta unidade tem granulação fina a média, com cristais de feldspato potássico e plagioclásio chegando a 3 mm (Fig. 36).

Figura 36 – Porfiroclasto de feldspato em matriz quartzo feldspática em polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Chl – Clorita.

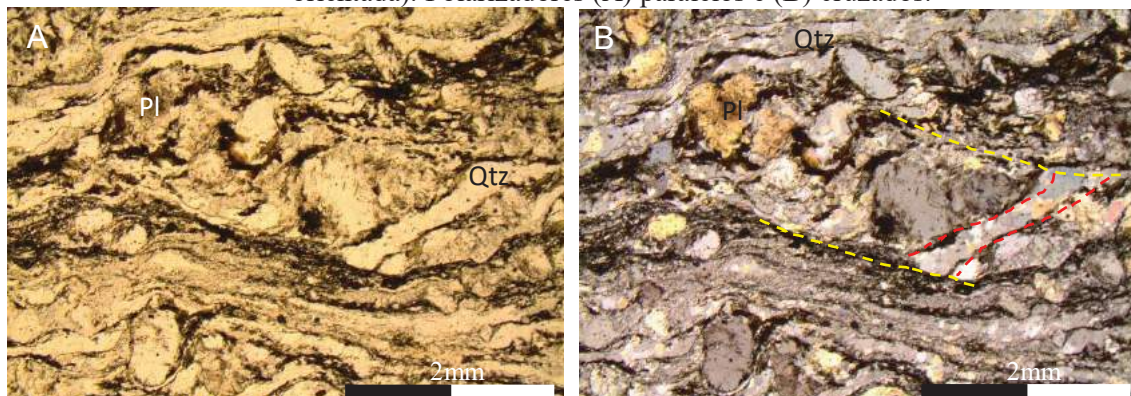


Fonte: O autor (2018).

São constituídos por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, $\pm$ biotita $\pm$ hornblenda como minerais principais e minerais opacos (ilmenita e magnetita), titanita, rutilo, apatita e zircão como acessórios.

Quando afetados pelas transcorrências apresenta trama S-C, sendo a “S” caracterizada pela orientação dos cristais de feldspatos e mica e “C” pelas fitas de quartzo e mica (Fig. 37).

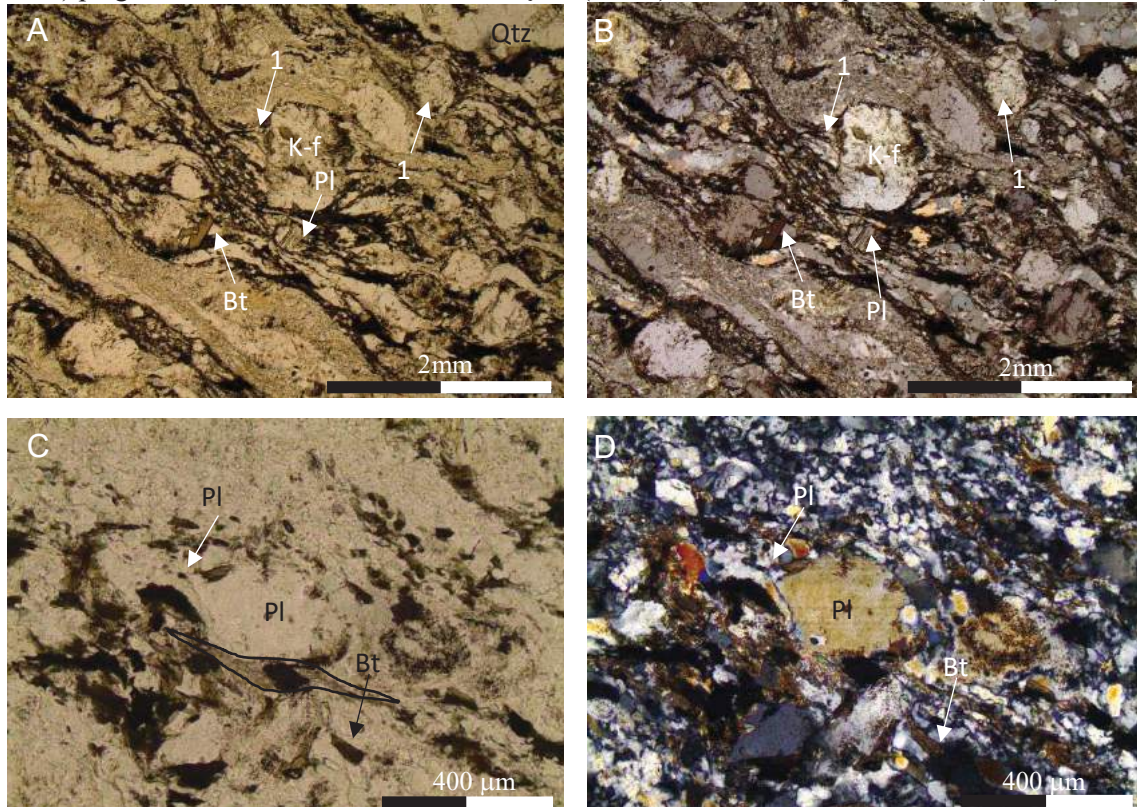
Figura 37 – Trama S-C definida por fitas de quartzo e porfiroclastos de feldspatos (amostra não orientada). Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.



Fonte: O autor (2018).

Os feldspatos ocorrem como porfiroclastos alongados segundo a foliação da rocha. Nas amostras mais deformadas pelas transcorrências, os feldspatos potássicos ocorrem recrystalizados, com mirmequitas em suas bordas, cristais rotacionados, *augens* e sombra de pressão geradas por recrystalização de biotitas que indicam cinemática destrai (Fig. 38).

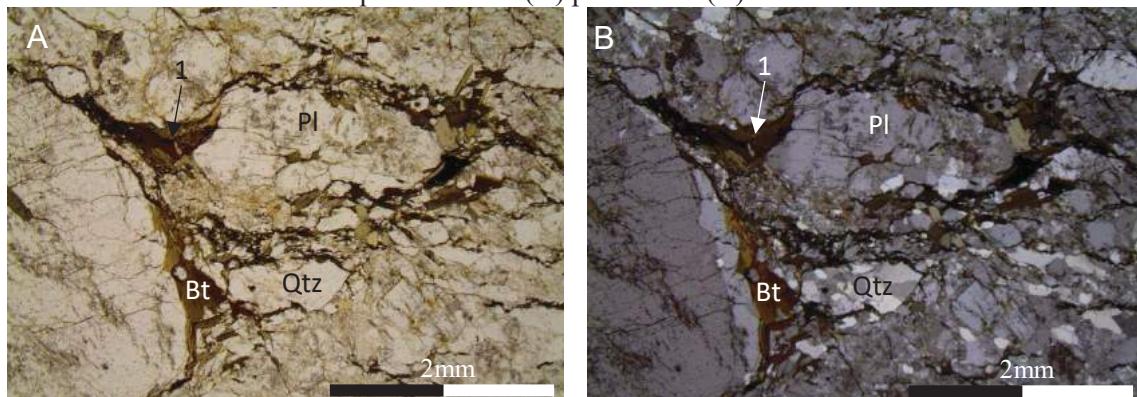
Figura 38 – (A e B) Cristais de feldspato com (1) sombra de pressão, geradas por quartzo e mica e (C e D) plagioclásio com cauda de recristalização. (A e C) Polarizadores paralelos e (B e D) cruzados.



Fonte: O autor (2018).

Nos minerais do grupo das micas foram identificados biotita e mica branca, a biotita ocorre em duas fases, a primeira como cristais maiores, chegando a 1 mm de comprimento, como sombra de pressão em porfiroclastos de feldspatos (Fig. 39). A segunda ocorre bastante deformada, como pequenos grãos de biotita gerados pela milonitização, que preenche vazios em feldspatos. É comum encontrar as duas fases cloritizadas e com inclusão de epidoto e opacos.

Figura 39 – (1) Cristais de biotita em sombras de pressão nas bordas dos porfiroclastos de feldspato a polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.

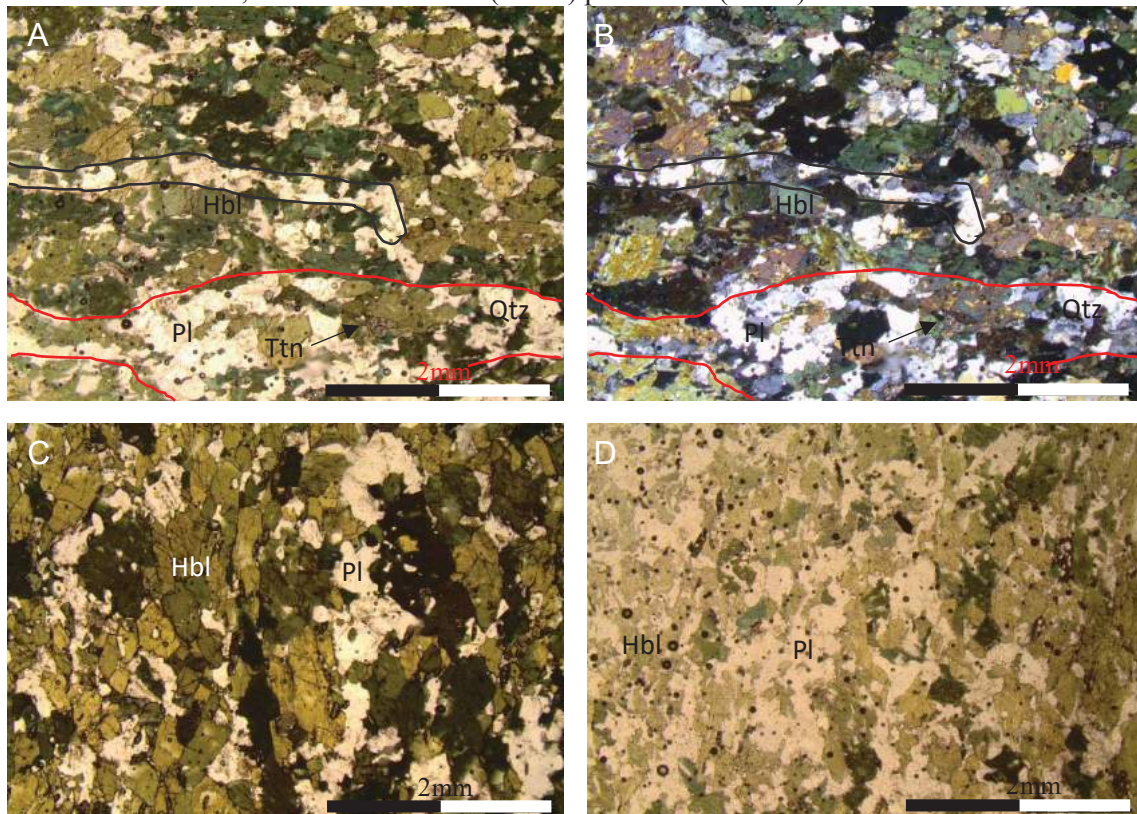


Fonte: O autor (2018).

A mica branca ocorre ao longo das bordas e clivagens das biotitas ou como produto de alteração do feldspato. A hornblenda ocorre com inclusão de titanita, epidoto, rutilo e minerais opacos. Tem a mesma orientação das biotitas e possui alto “teor” de actinolita ou harstingsita.

Os anfibolitos possuem bandamento composicional e granulométrico. O bandamento composicional é caracterizado por níveis ricos em hornblendas e outros ricos em plagioclásio e quartzo (Fig. 40 A e B). No bandamento granulométrico, percebe-se níveis com cristais de hornblenda chegando a 1 mm de comprimento e outros com no máximo 0,5 mm (Fig.s 40 C e D).

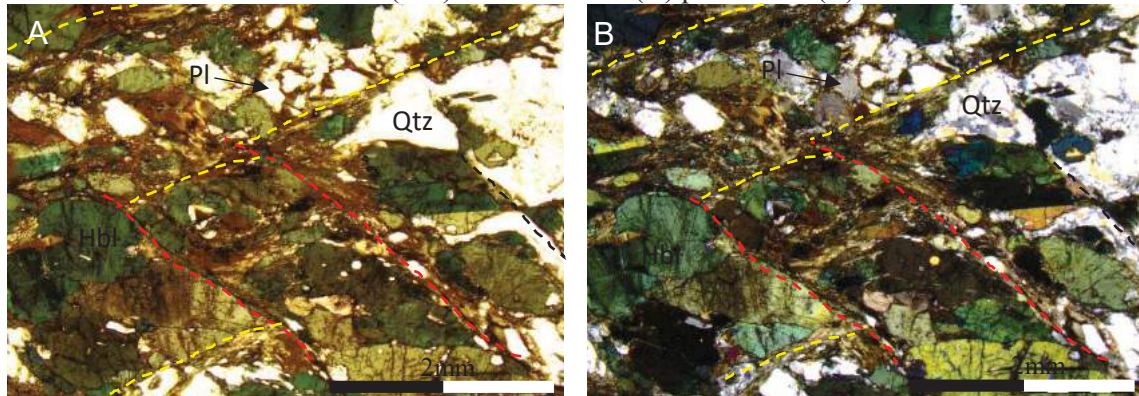
Figura 40 – (A e B) Bandamento composicional, onde percebe-se níveis milimétricos, com enriquecimento de hornblenda e outros em plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz) e (C e D) bandamento granulométrico com cristais de hornblenda (Hbl) que chegam a 1 mm de espessura e outros com no máximo 0,5 mm. Polarizadores (A e C) paralelos e (B e D) cruzados. Ttn – Titanita.



Fonte: O autor (2018).

Quando afetados pelas zonas de cisalhamento, a milonitização é marcada pela presença de trama S-C, caracterizada por micas moldando-se aos cristais de feldspato e hornblenda (Fig. 41), pela textura manto-núcleo no quartzo e feldspato, *augens* e cauda de recristalização nos feldspatos que indicam cinemática destrál. Como estruturas rúpteis foi observado textura *pull-apart* em feldspato e fraturamento de grãos.

Figura 41 – Trama S-C caracterizada por micas bordejando os cristais de plagioclásio (Pl) e hornblenda (Hbl). Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.

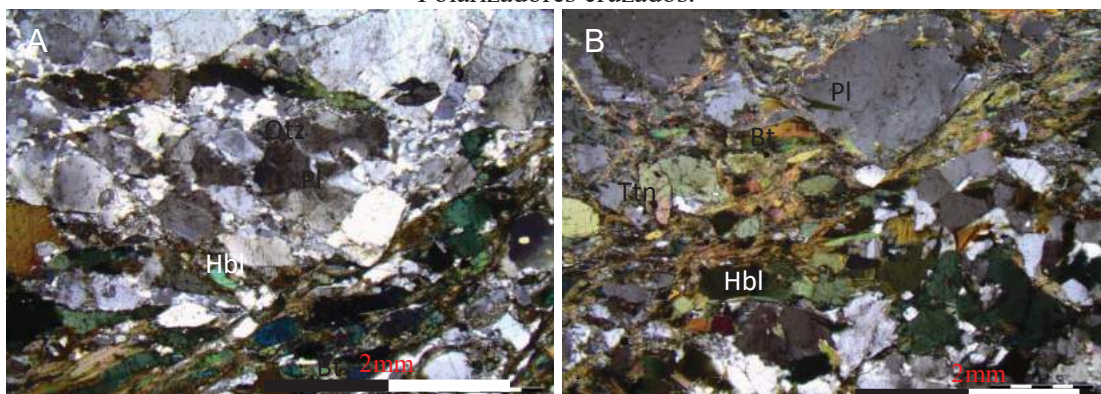


Fonte: O autor (2018).

Sua mineralogia é composta essencialmente de hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Pl), possuindo quartzo (Qtz), feldspato potássico (K-f), biotita (Bt), titanita (Ttn), rutilo (Rut), minerais opacos (Opc), apatita (Ap) e epidoto (Ep) como acessórios.

Nos níveis quartzo-feldspáticos a mineralogia não varia muito, mudando apenas a concentração, aumentando o quartzo e feldspato potássico e diminuindo os anfibólios. Nestas partes, os grãos de quartzo ocorrem com extinção ondulante e recrystalizados, apresentando rotação de subgrão como principal mecanismo de recrystalização (Fig. 42A). Os plagioclásios ocorrem como *augens*, às vezes com cauda de recrystalização e textura manto-núcleo (Fig. 42B). Tem maclas de deformação, microfraturamentos, dobramentos nas geminações e zonação concêntrica.

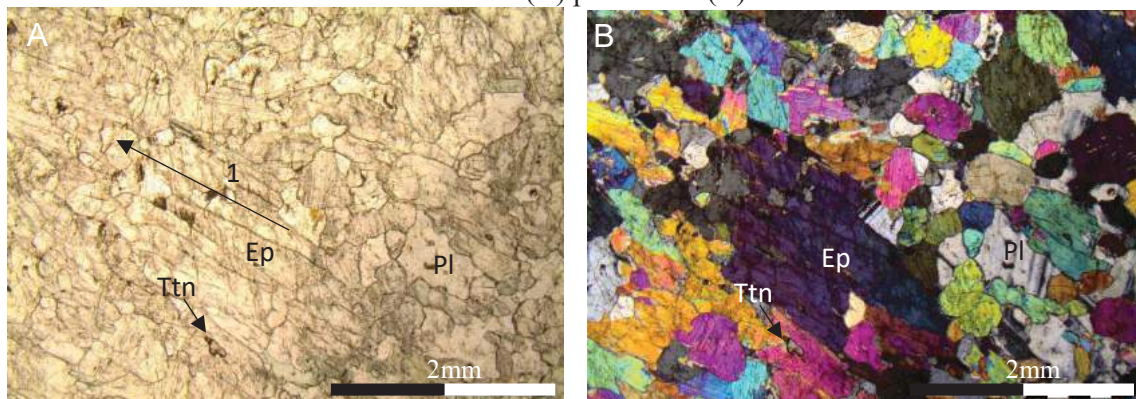
Figura 42 – (A) Recrystalização por rotação de subgrão em cristais de quartzo e (B) cristais recrystalizados de feldspato apresentando cauda de recrystalização e textura manto-e-núcleo. Polarizadores cruzados.



Fonte: O autor (2018).

As rochas calcissilicáticas apresentam cristais de epidoto e piroxênio dispersos aleatoriamente na rocha, com orientação gerada pela direção de crescimento (Fig. 43). Sua mineralogia é composta de epidoto (Ep), hedenbergita (Hd), tremolita/actinolita, titanita, plagioclásio e minerais opacos.

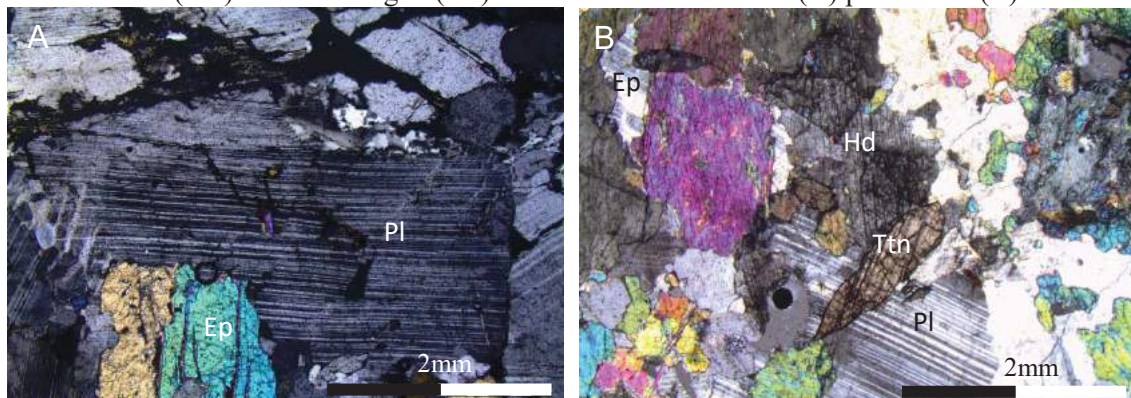
Figura 43 – Orientação da rocha gerada pela direção preferencial de crescimento dos minerais.
Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.



Fonte: O autor (2018).

O plagioclásio ocorre em cristais xenoblásticos a subidioblásticos, com cristais chegando a 0,5 cm. Apresentam-se com dobras em suas maclas, microfraturamento (Fig. 44 A), alteração sericítica e fraturas preenchidas por clorita. A hedenbergita ocorre como cristais subidioblásticos, alongados e fraturados. Estão associadas à titanita, sendo comum encontrar maclas, fraturamento e minerais opacos.

Figura 44 – (A) Cristais de feldspato apresentando microfraturamentos e (B) Cristais milimétricos de titanita (Ttn) e hendenbergita (Hd) fraturados. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.



Fonte: O autor (2018).

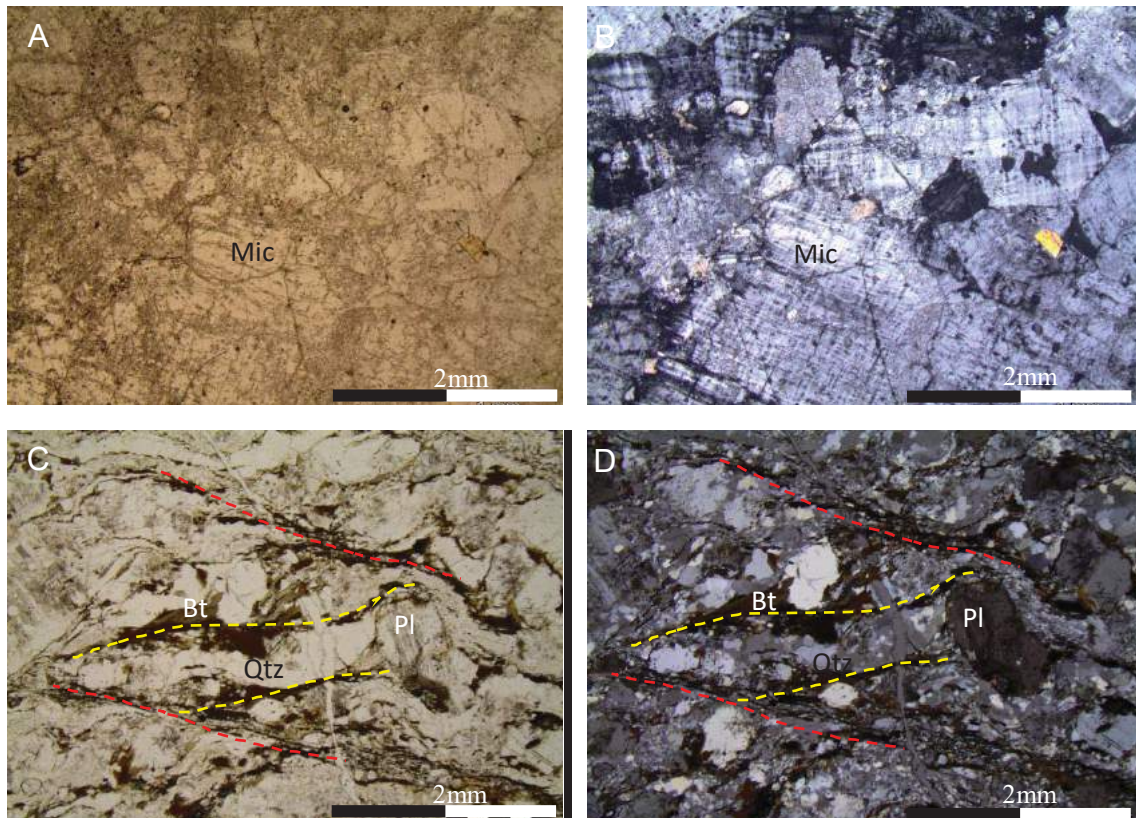
5.2.3 Complexo Belém do São Francisco

As rochas do Complexo Belém do São Francisco tem como mineralogia principal quartzo, feldspato potássico, plagioclásio $\pm$ biotita, como minerais acessórios hornblenda, titanita, epidoto, apatita, opacos (magnetita e calcopirita), $\pm$ clorita e zircão além de mica branca e clorita como minerais produtos de alteração.

Possui feldspato potássico (microclina) como porfiroclastos dominante, que chegam até 2 cm (Fig. 45 A e B), enquanto que os de plagioclásio ocorrem como cristais milimétricos dispersos na rocha. Tem orientação definida por cristais de feldspato e mica, e quando

milonitizado, apresenta trama S-C definida por fitas de quartzo e mica (Fig. 45 C e D). Os cristais de feldspato ocorrem levemente deformados, apresentando textura manto-núcleo e recrystalização produzindo mirmequitas.

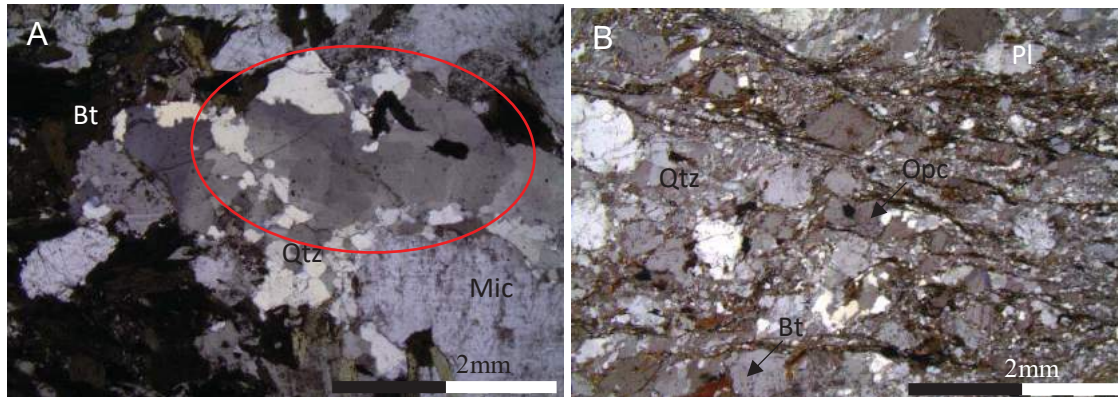
Figura 45 – (A e B) Porfiroclastos de microclina (Mic) subcentimétricos fraturados e (C e D) trama S-C, definida por cristais de mica e quartzo recrystalizados. Polarizadores (A e C) paralelos e (B e D) cruzados.



Fonte: O autor (2018).

Os cristais de quartzo são xenomórficos a subdiomórficos, com extinção ondulante e quando milonitizado, apresentam fitas e migração de limites de grãos (Fig. 46A). Os plagioclásios são subdiomórficos, com extinção concêntrica, maclas de deformação, encurvamento de geminação e microfraturamento. Ao aproximar-se da Zona de cisalhamento apresenta *augens*, sombra de pressão e cauda de recrystalização de cinemática destal (Fig. 46B).

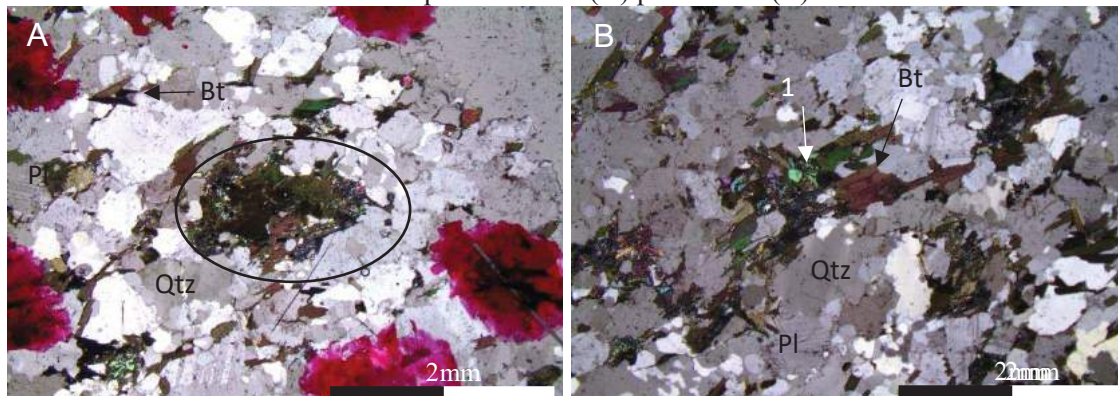
Figura 46 – (A) Cristais xenomórficos de quartzo apresentando recrystalização por migração de limite de grãos e (B) *Augens* e sombra de pressão em cristais de feldspato, a polarizadores cruzados Mic - Microclina



Fonte: O autor (2018).

As micas ocorrem como pequenos grãos subidioblásticos alongados, às vezes inclui minerais como epidoto e alanita e alteram para minerais opacos. Os cristais de anfíbólio ocorrem dispersos na rocha, apresentando textura simplectítica (Fig. 47A) e inclusão de epidotos. Os minerais do grupo do epidoto são clinozoisita, alanita (com bordas de epidoto), e epidoto. Alguns deles são produtos de alteração, gerados por saussuritização (Fig. 47B).

Figura 47 – (A) Textura simplectítica em hornblendas e (B) cristais euédricos de epidoto inclusos em biotitas. A polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.

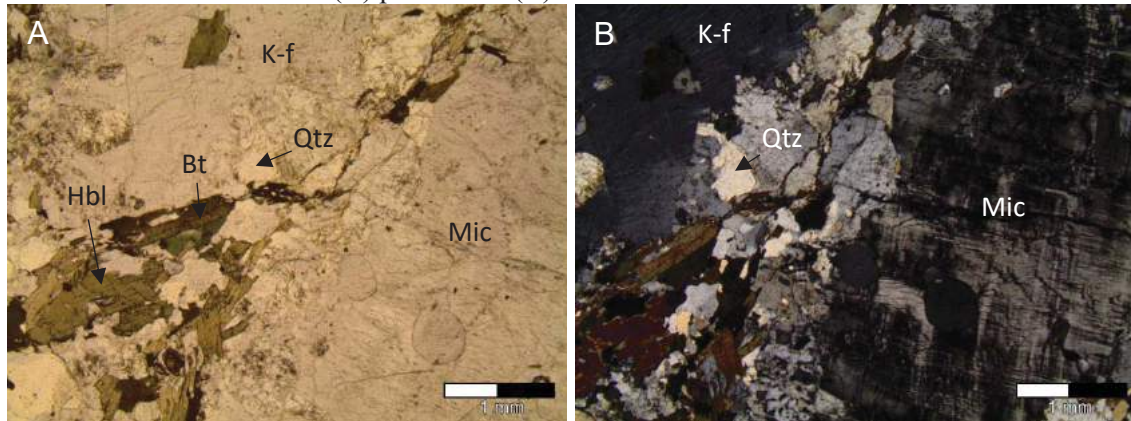


Fonte: O autor (2018).

5.2.4 Complexo Cipriano

Os ortognaisses desta unidade apresentam porfiroclastos de ortoclásio e microclina (Fig. 48) subidiomórficos, fraturados e com inclusões. Percebe-se foliação definida pela orientação dos cristais de biotita, anfíbólio e feldspato potássico e trama S-C, caracterizada por cristais de anfíbólio e mica bordejando os porfiroclastos de feldspato.

Figura 48 – Porfiroclasto de feldspato potássico e orientação dos cristais de anfibólio. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Mic – Microclina.

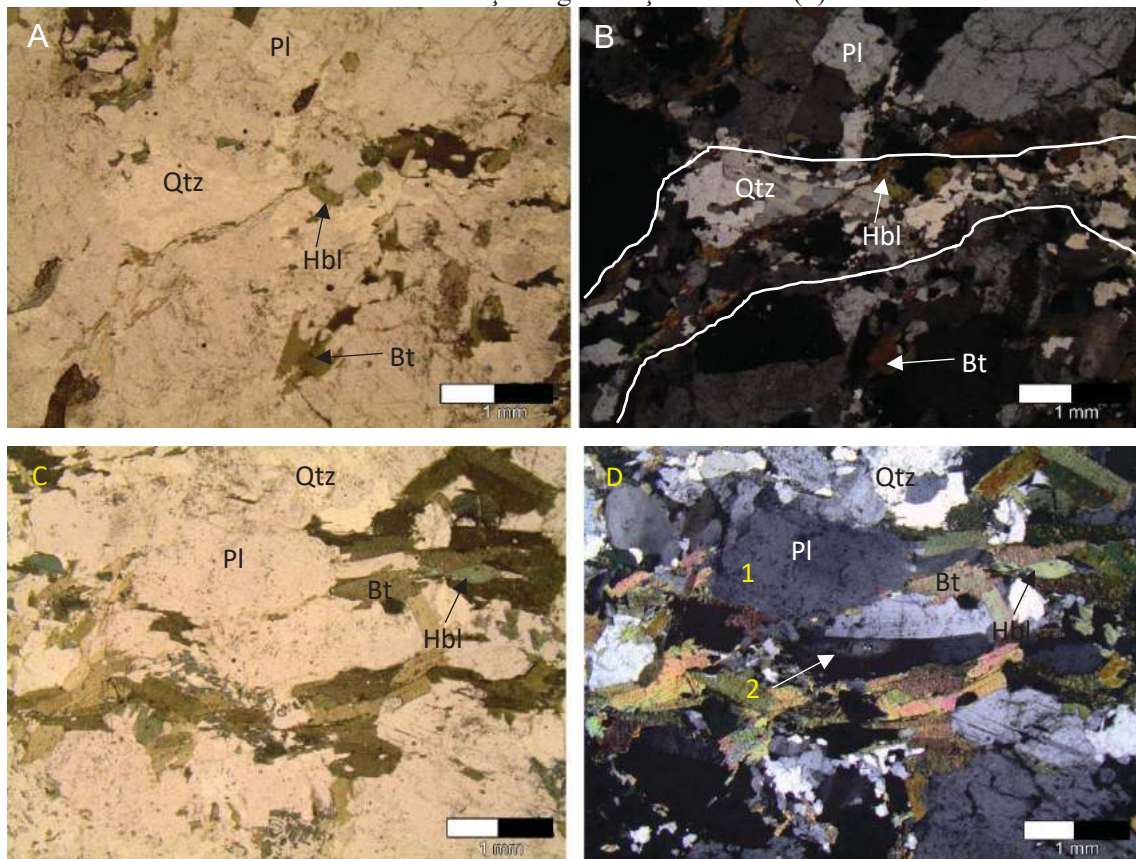


Fonte: O autor (2018).

Plagioclásio apresenta maclas de deformação (Fig. 49) e encurvamento de geminação. No quartzo, o principal mecanismo de recristalização é por rotação de subgrão.

Como minerais acessórios possui opacos, titanita, zircão, mica branca e epidoto.

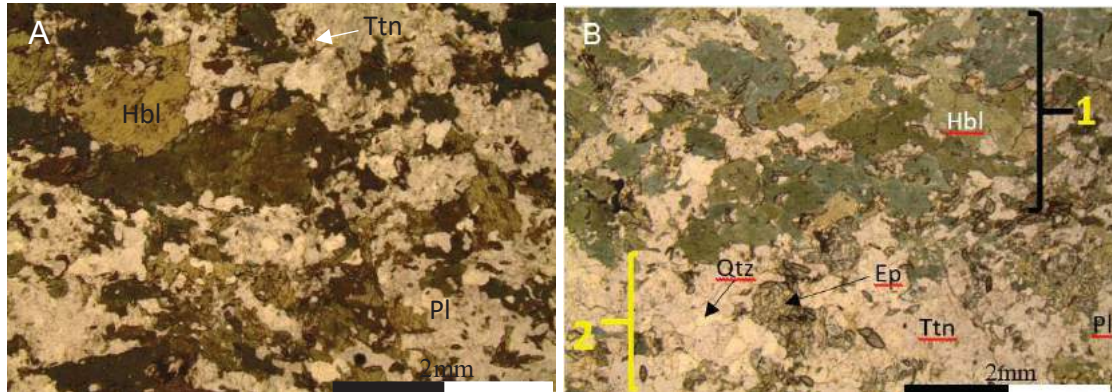
Figura 49 – (A e B) Cristais de quartzo recristalizados com extinção ondulante entre os porfiroclastos de feldspato potássico e (C e D) cristais de plagioclásio com extinção concêntrica (1), maclas de deformação e geminação dobrada (2).



Fonte: O autor (2018).

Os anfibolitos desta unidade apresentam textura nematoblástica, caracterizada pela orientação da hornblenda e bandamento composicional onde níveis ricos em hornblenda e plagioclásio ocorrem intercalados com níveis quartzo-feldspáticos de maneira irregular (Fig. 50).

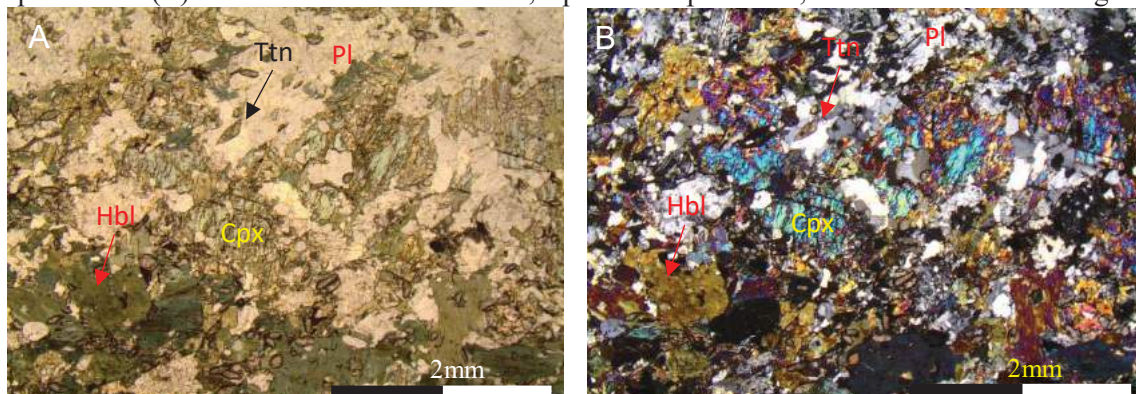
Figura 50 – (A) Textura nematoblástica, caracterizada por orientação dos cristais de hornblenda. (B) Bandamento composicional com níveis máficos (1) e félsicos (2). Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.



Fonte: O autor (2018).

O nível anfibolítico é composto de hornblenda, plagioclásio, titanita, augita e minerais opacos, enquanto que o nível quartzo-feldspático apresenta mineralogia similar, com quantidades menores de hornblenda, maiores de augita, quartzo e feldspato potássico. Os piroxênios ocorrem substituídos por anfibólio e as titanitas ocorrem em grande quantidade dispersas na rocha, como grãos idioblásticos, às vezes como agregados (Fig. 51).

Figura 51 – Cristais de piroxênio e titanita dispersos na matriz quartzo-feldspática. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Hbl – Hornblenda, Cpx – Clinopiroxênio, Ttn – Titanita e Pl – Plagioclásio.

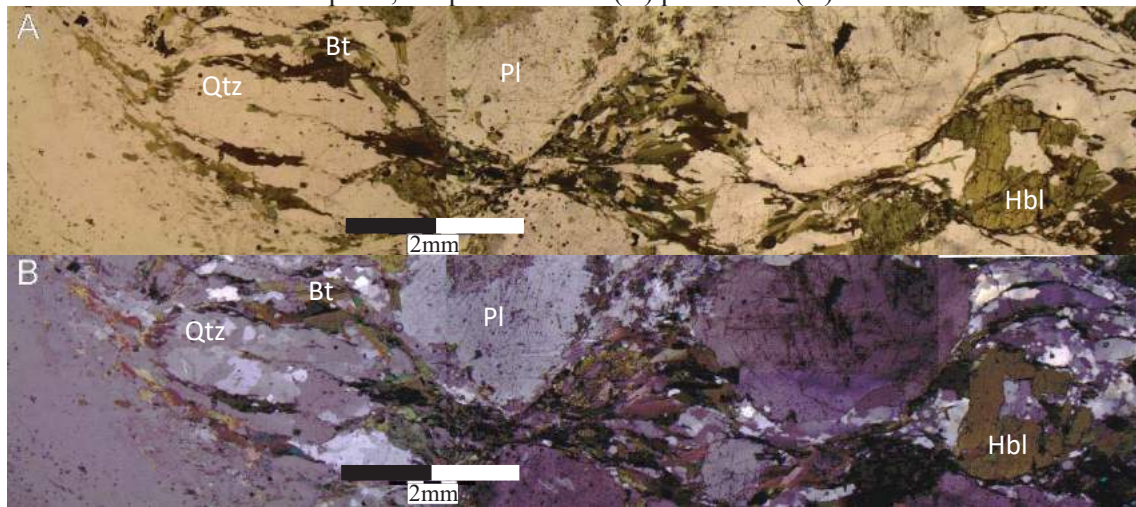


Fonte: O autor (2018).

5.2.5 Plúton Poço da Areia

O plúton Poço da Areia ocorre predominantemente afetado pela zona de cisalhamento Poço da Areia, apresentando porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio, que ocorrem numa matriz composta majoritariamente por quartzo, anfibólio, biotita, epidoto, allanita, minerais opacos (magnetita, calcopirita, esfalerita e hematita) e titanita. A foliação é dada tanto pela orientação das micas quanto por fitas de quartzo (Fig. 52), estes minerais às vezes moldam-se aos porfiroclastos e configuram a trama S-C.

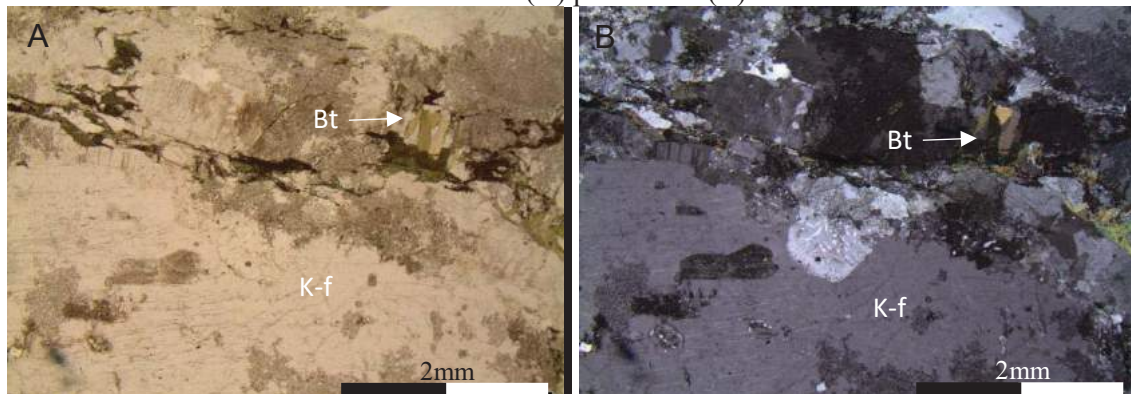
Figura 52 – Foliação marcada pela orientação das micas e quartzo fitado, envolvendo porfiroclastos de feldspatos, em polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.



Fonte: O autor (2018).

Os porfiroclastos são compostos principalmente de feldspato potássico, que ocorre como ortoclásio e microclina, chegando a 0,6-1,5cm de comprimento. É comum a formação de pertitas perpendiculares ao maior alongamento dos grãos e mirmequita quando em contato com os grãos de plagioclásio (Fig. 53). No plagioclásio, cristais com extinção ondulante, maclas de deformação, encurvamento de maclas e inclusões de biotita, titanita e epidoto são comuns. É comum também sericitização e saussuritização dos feldspatos.

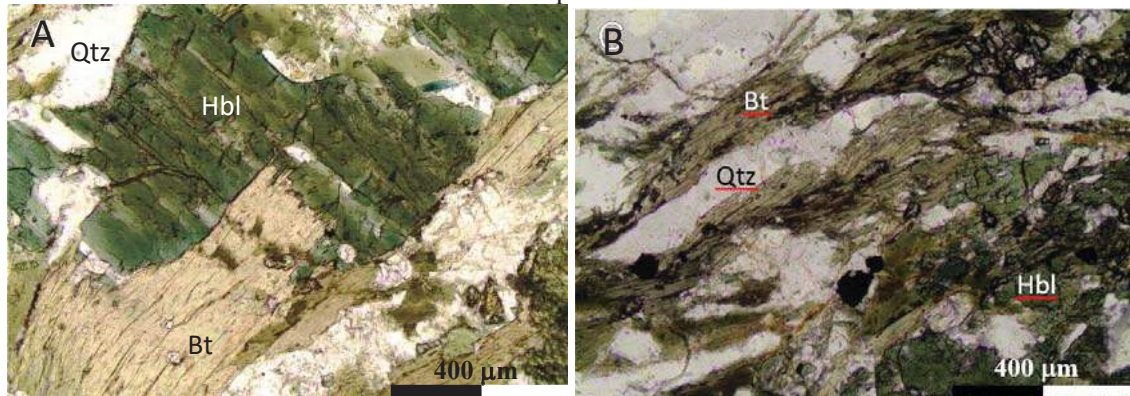
Figura 53 – Porfiroclastos de feldspato com pertitas e mirmequitas em contato com plagioclásio. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.



Fonte: O autor (2018).

Observa-se a presença de duas fases de biotita, a primeira, pouco deformada, ocorrendo em cristais maiores, e a segunda, deformada juntamente com o quartzo, produzindo *mica-fish* (Fig. 54).

Figura 54 – Fases de biotita, (A) uma apresentando cristais maiores e pouco deformados, que chegam a 600 μm (B) e outra recrystalizada, que chega a no máximo 200 μm de largura. Polarizadores paralelos.

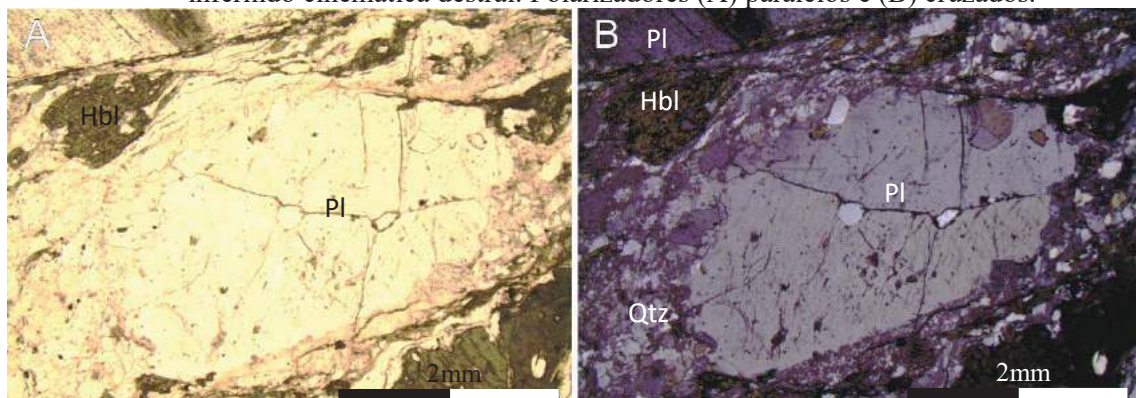


Fonte: O autor (2018).

Quando milonitizada é possível encontrar porfiroclastos de feldspato apresentando sombra de pressão (constituída de quartzo e mica), textura manto-núcleo, alguns com caudas de recrystalização simétricas e assimétricas. No quartzo, o principal mecanismo de recrystalização é por rotação de subgrãos e migração de limites de grãos.

Os cristais de anfibólio são alongados, às vezes rotacionados, com sombra de pressão formada por quartzo e feldspato (Fig. 55) e *augens* simétricos. Em algumas partes, a hornblenda ocorre recrystalizada, com bordas de actinolita.

Figura 55 – Sombra de pressão, constituída por quartzo e micas nos cristais de feldspato e hornblenda inferindo cinemática destal. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.



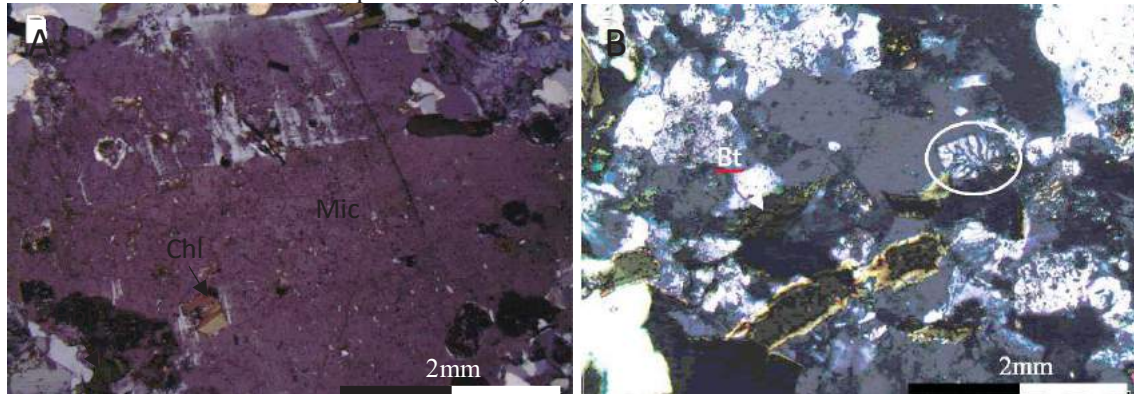
Fonte: O autor (2018).

Minerais opacos, titanita, zircão e apatita são os minerais acessórios. Os minerais secundários constituem alterações dos feldspatos, como mica branca, da sericitização, mais epidoto e carbonato, da saussuritização dos mesmos, além de clorita, da cloritização das biotitas.

5.2.6 Plúton Caraíbas

A unidade apresenta porfiroclastos de feldspato potássico (ortoclásio e microclina) subidiomórficos à xenomórficos apresentando pertitas e mirmequitas (Fig. 56).

Figura 56 – Porfiroclasto de feldspato potássico, com pertitas e mirmequitas. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Mic – Microclina.



Fonte: O autor (2018).

Em porções milonitizadas percebe-se a recrystalização do feldspato gerando textura manto-núcleo e fitas de quartzo (Fig. 57). Às vezes, os cristais de mica e quartzo recrystalizados bordejam os feldspatos porfiríticos e produzem trama S-C.

Figura 57 – Porfiroclasto de feldspato potássico com textura manto-núcleo e fitas de quartzo. Fotomicrografia a polarizadores cruzados.

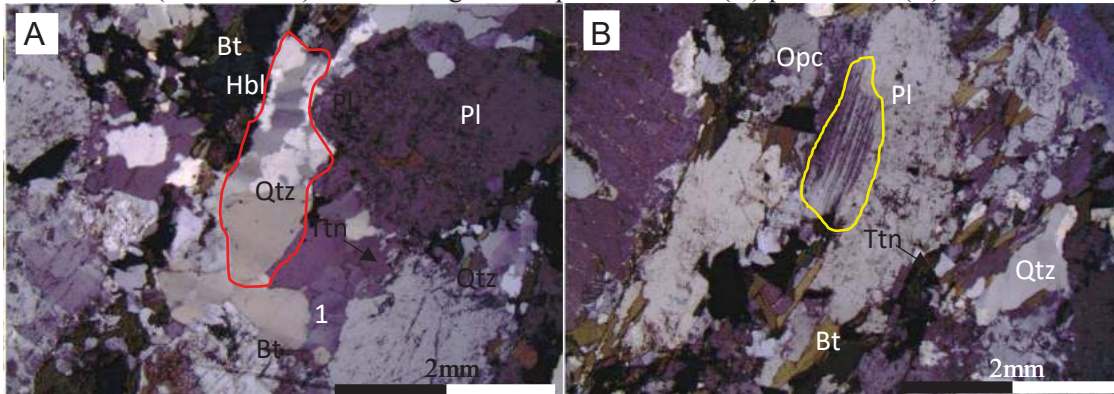


Fonte: O autor (2018).

Nas porções pouco deformadas, o quartzo ocorre como cristais xenomórficos, com extinção ondulante, bandas de deformação, formação de subgrão e recrystalizados por migração de limites de grãos. O plagioclásio encontra-se com maclas de deformação, às vezes encurvadas

(Fig. 58). Como minerais acessórios a unidade apresenta, opacos, titanita, zircão, apatita e rutilo, além de clorita, mica branca e epidoto como minerais secundários.

Figura 58 – (A) Em vermelho, fita de quartzo apresentando cristais recrystalizados com extinção ondulante (1). (B) Cristal de plagioclásio com maclas de deformação e encurvamento de geminação (em amarelo). Fotomicrografias a polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.



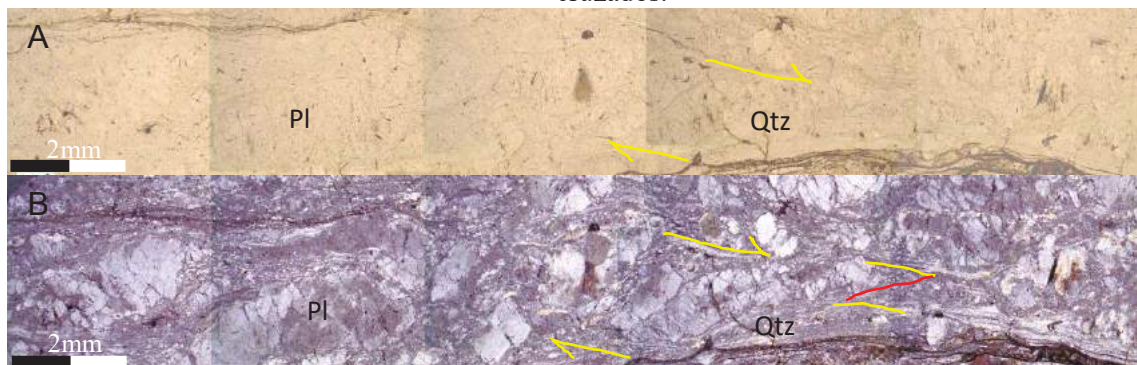
Fonte: O autor (2018).

5.2.7 Granitoides Sintranscorrentes

Os granitoides são essencialmente constituídos por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e mica. A biotita, juntamente com o quartzo fitado, conferem a foliação da unidade. Seus minerais acessórios são clorita, epidoto e minerais opacos.

É comum encontrar trama S-C (Fig. 59), caracterizada pela recrystalização dos cristais de quartzo e feldspato que bordejam os porfiroclastos de feldspato, além de mica-*fish* e fraturas antitéticas.

Figura 59 – Textura da rocha evidenciando trama S-C, caracterizada pelos cristais recrystalizados de quartzo e feldspato bordejando os porfiroclastos de feldspato. Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados.

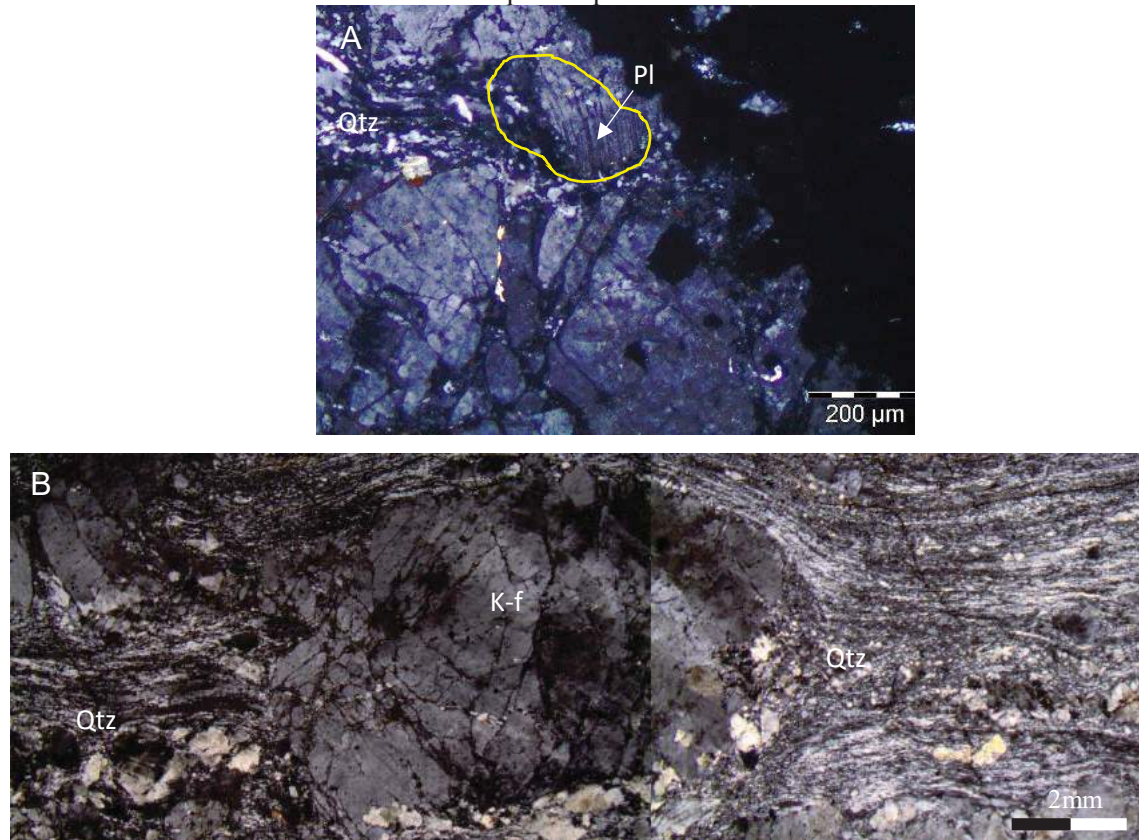


Fonte: O autor (2018).

O quartzo ocorre como fitas mas às vezes preenche fraturas em feldspatos perpendicularmente à foliação. O feldspato ocorre como porfiroclasto, apresenta textura manto-

núcleo, fraturamento e inclusões de biotita. Os cristais de plagioclásio são menores que os de microclina e possuem maclas de deformação e geminação dobrada. É comum encontrar sombra de pressão e cauda de recristalização, geradas por recristalização dos cristais de quartzo e feldspato respectivamente (Fig. 60).

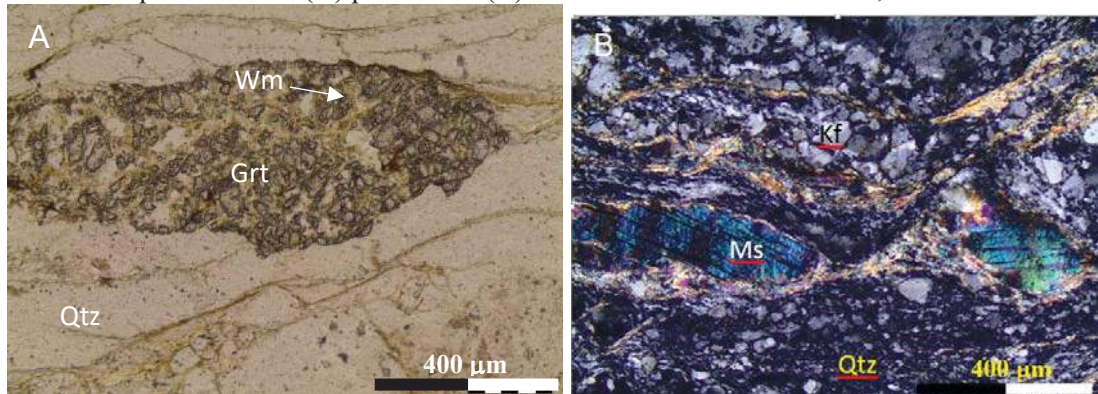
Figura 60 – (A) Cristais de quartzo fitado, plagioclásio com maclas de deformação e geminação dobrada. (B) Textura mortar e sombra de pressão no cristal de feldspato gerada pela recristalização dos cristais de feldspato e quartzo. A nicóis cruzados.



Fonte: O autor (2018).

Na amostra Airi-5b os monzogranitos apresentam cristais de granada chegando até 1 mm, que ocorrem fraturados e com alteração para clorita ou mica fina. No grupo das micas, encontra-se biotita e mica branca, que ocorrem juntas ou como produto de alteração (sericita), chegando a no máximo 2 mm e possuindo inclusão de epidoto. Em algumas amostras foi possível identificar a formação de mica-*fish* inferindo cinemática dextral e sombra de pressão nos maiores cristais (Fig. 61).

Figura 61 – (A) Granada (Grt) com alteração e fraturamento e (B) mica *fish* de muscovita (Ms) a polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados. Wm – Mica branca, Ms - Muscovita.



Fonte: O autor (2018).

Além dos minerais descritos acima foi encontrado clorita (produto de alteração) e minerais opacos, às vezes formando cristais finos e alongados, dispersos aleatoriamente e sem orientação.

6 GEOLOGIA ESTRUTURAL

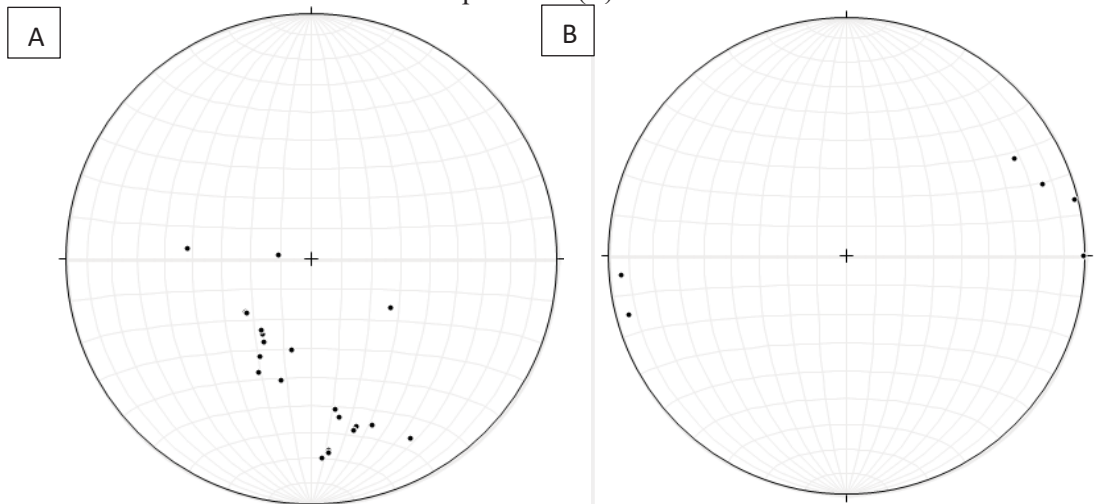
A área de estudo é influenciada por zonas de cisalhamento transcorrentes Brasileiras, marcadas por fortes lineamentos estruturais, como observado por sensoriamento remoto e aerogeofísica, e desenvolvem dobras em escala macroscópica. A foliação regional de alto ângulo é observada muitas vezes rotacionada, devido às zonas de cisalhamento e dobramentos regionais. Os corpos ígneos também são influenciados por esta tectônica, e mostram-se frequentemente deformados e com orientação paralela a estas zonas.

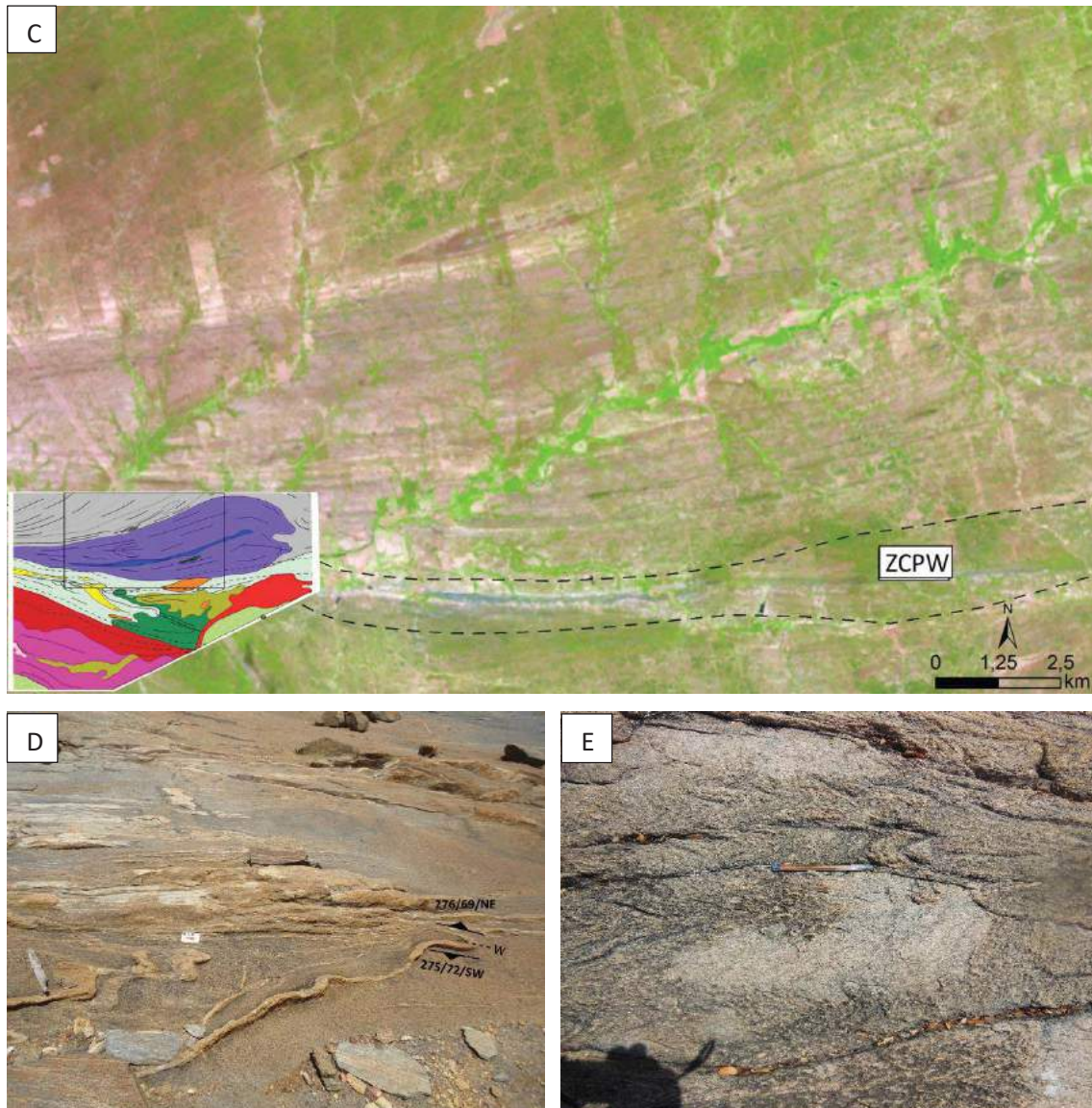
De maneira geral a área de estudo possui três domínios estruturais, o primeiro Norte, localiza-se acima da zona de cisalhamento Pernambuco Oeste (ZCPW), o Central entre as zonas de cisalhamento ZCPW e Poço da Areia (ZCPA) e o Sul, abaixo da ZCPA.

De maneira geral, os domínios Norte e Sul são semelhantes, com predomínio de foliações de baixo ângulo (regional), enquanto que no domínio Central as rochas são milonitizadas, produzindo foliações de alto ângulo.

No domínio norte, a foliação regional tem direções ENE-WSW e ESE-WNW com mergulho fraco para NW e NE respectivamente, como mostram os diagramas de contorno de polos de foliação (Fig. 62A), as lineações são horizontalizadas, com caimento para ENE e WSW (Fig. 62B). Através de imagens satelitais (Fig. 62C), percebe-se que diversos dobramentos de traço axial de direção W/WSW rotacionam a foliação regional. Em campo foram identificados dobras antiformes, fechadas (Ângulo entre os flancos $\sim 40^\circ$), com caimento da charneira para oeste e dobras de arrasto (Fig. 62D e E).

Figura 62 – (A) Diagrama de contorno de polo de foliação e (B) de lineação do domínio Norte, N= 19 e 5, respectivamente. (C) imagem landsat 7 com composição de bandas RGB-543. (D) Dobra antiforme apertada e (E) dobra de arrasto.

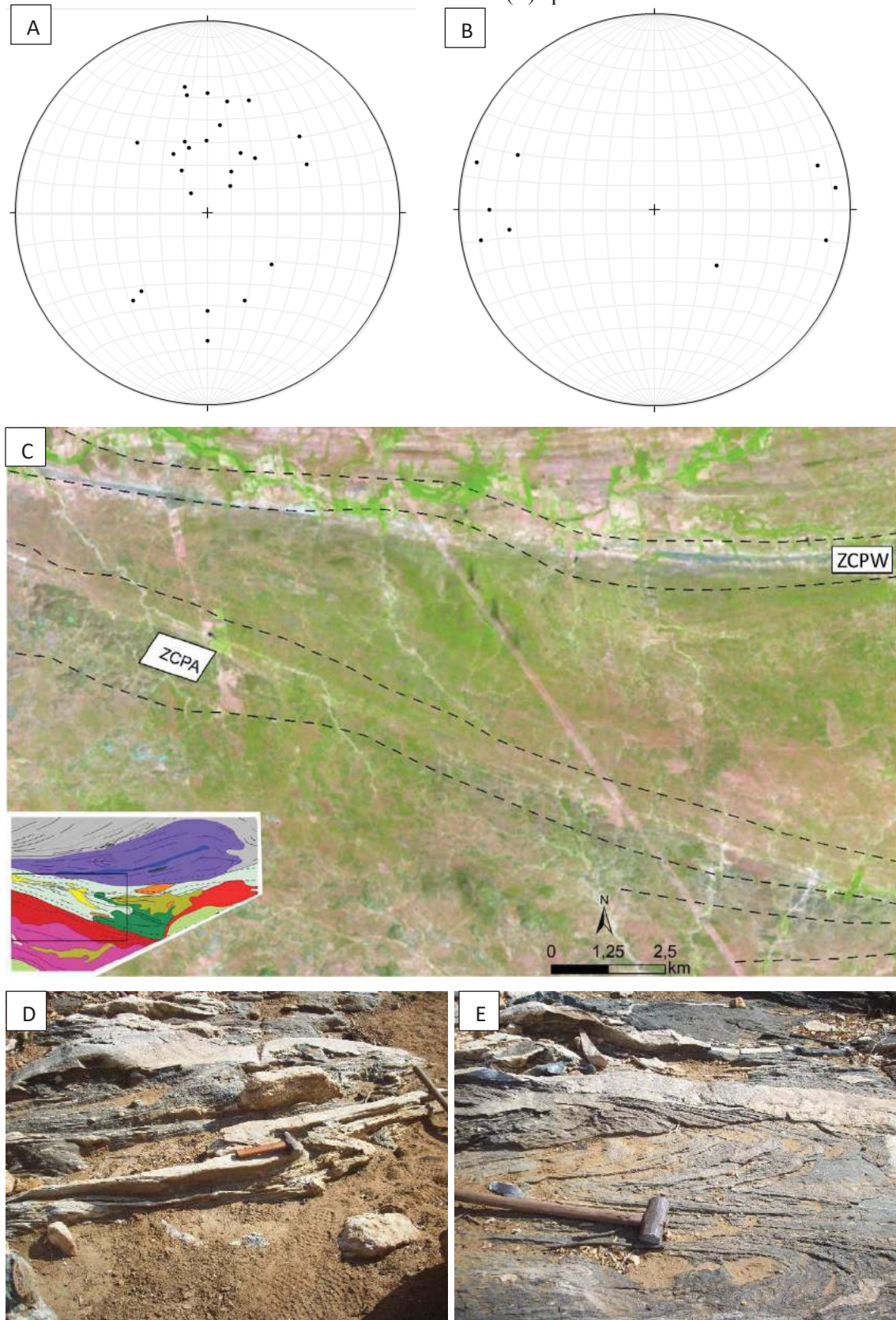




Fonte: O autor (2018).

No **domínio central** é observado um maior numero de dobramentos e milonitização. A foliação regional tem direção variando de ESE a ENE, mergulhando para Norte e sul (Fig. 63A). as lineações são horizontalizadas, com caimento para WSW, WNW, ENE e ESE (Fig. 63B). Através do sensoriamento remoto (Fig. 63C) percebe-se dobras apertadas com traço axial de direção WNW, afetando metassedimentos e ortognaisses e produzindo diversos dobramentos, como as dobras verticais e apertadas observadas em campo (Fig. 63D e E).

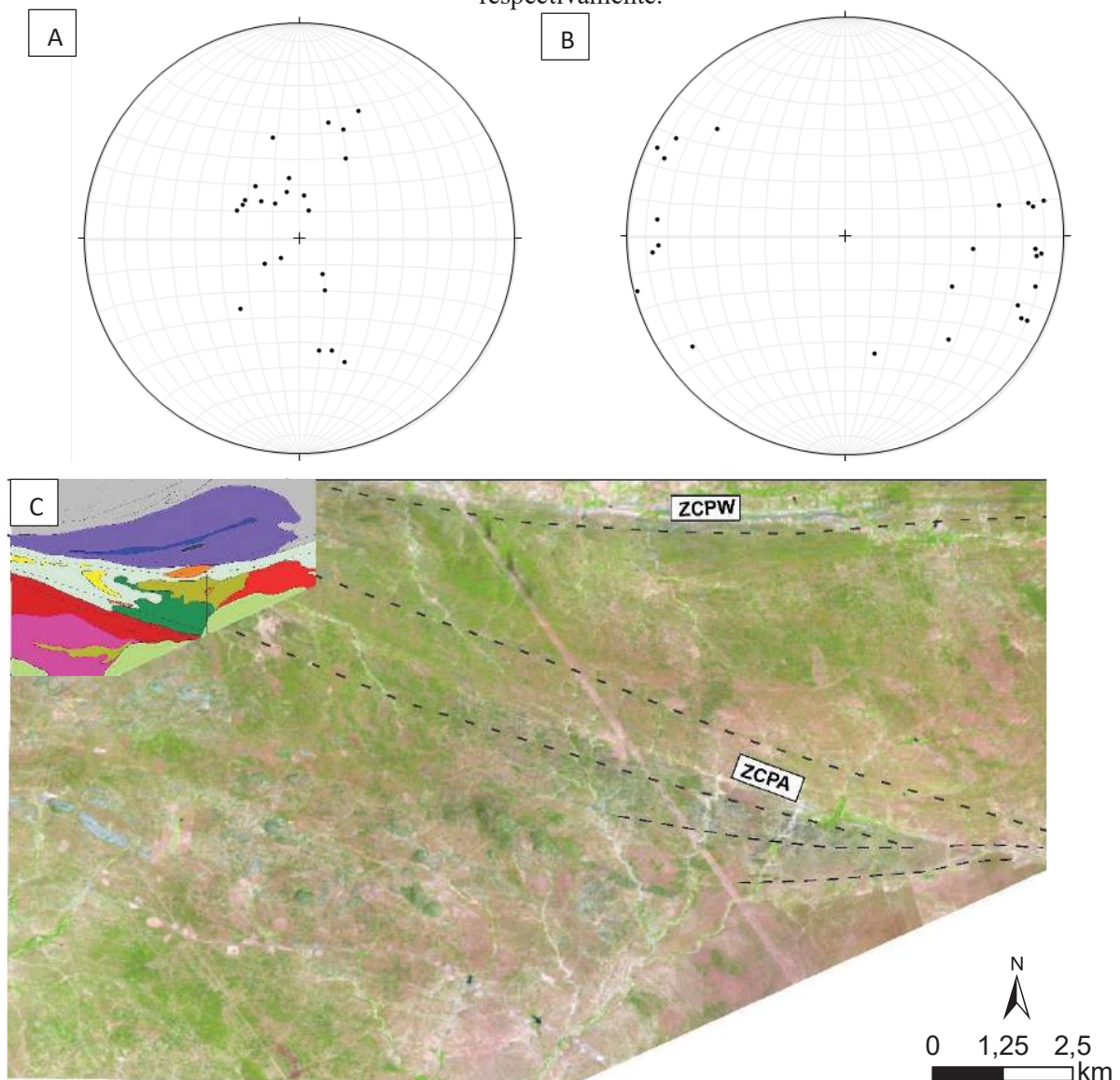
Figura 63 – (A) Diagrama de contorno de polo de foliação e (B) de lineação para o Domínio central, N=26 e N=9, respectivamente. (C) imagem landsat 7 com composição de bandas RGB-543. (D) Dobras verticais e (E) apertadas.

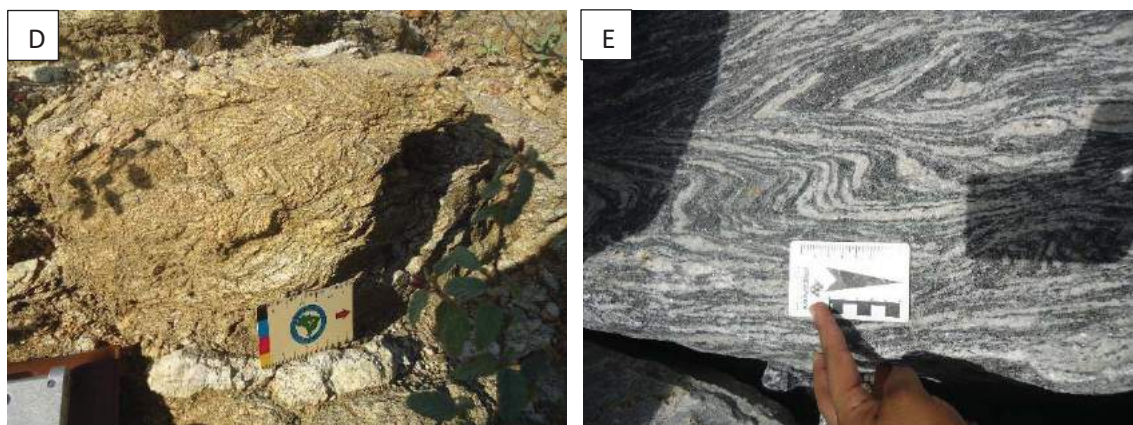


Fonte: O autor (2018).

O **Domínio sul** apresenta a maior quantidade de foliação regional, que apresentam direção E-W, NE-SW e NW-SE, com mergulho variando de NNW a NNE e SSE a SSW (Fig. 64A), as lineações apresentam-se majoritariamente horizontalizadas, com caimento variando de SE a ENE e SW a NW (Fig. 64B). Poucas estruturas em imagens satelitais foram observadas (Fig. 64C) porém, em campo foram identificadas dobras apertadas (Fig. 64D), parasíticas em S, M e Z, intrafoliais (Fig. 64E) e redobramentos.

Figura 64 – Diagrama de contorno de polo de (A) foliação (N=23) e (B) de lineação (N=18) para o Domínio sul e dobras (C) apertadas e (D) intrafoliais para os metassedimentos e ortognaisses respectivamente.





Fonte: O autor (2018).

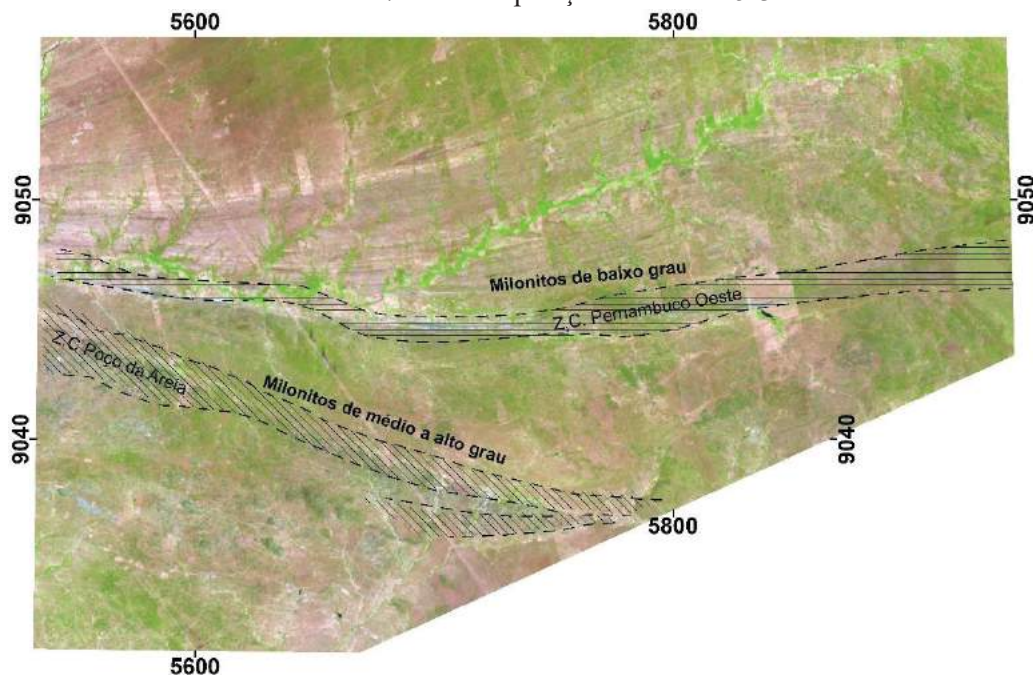
6.1 ZONAS DE CISALHAMENTO

Vasconcelos (2016), através de seu mapeamento geológico, caracterizou dois grupos de milonitos na área de estudo, sendo eles milonitos de (1) baixo grau e (2) médio a alto grau, localizados nas proximidades das zonas de cisalhamento Pernambuco Oeste e Poço da Areia, respectivamente.

Os milonitos de (1) baixa temperatura exibem granulação variando de média a fina, coloração verde escura e foliação definida pelas fitas de quartzo, orientação das biotitas e plagioclásio. Estes milonitos ocorrem com processos de alteração como cloritização e saussuritização, além de retrometamorfismo da fácies anfibolito para xisto verde. Os de (2) média a alta temperatura são caracterizados macroscopicamente pela alternância de bandamentos finos ricos em anfibólio, biotita e plagioclásio e microscopicamente por um alinhamento de plagioclásio e biotita. A foliação é definida por feldspatos estirados, em uma matriz de granulação fina. Há presença de diques de composição quartzo-feldspática concordantes com a foliação principal e lineação de estiramento de mineral muito evidente.

Neste trabalho, foi possível identificar os mesmos grupos de milonitos, associados às zonas de cisalhamento descritas. As faixas miloníticas ocorrem variando de 0,8 - 2 km na zona de cisalhamento Pernambuco Oeste e de 1 - 4 km na zona de cisalhamento Poço da Areia, como pode ser observado na figura 65.

Figura 65 – Localização dos milonitos de baixo grau e médio a alto grau, utilizando imagem do LANDSAT 7 com composição de bandas 5-3-1.

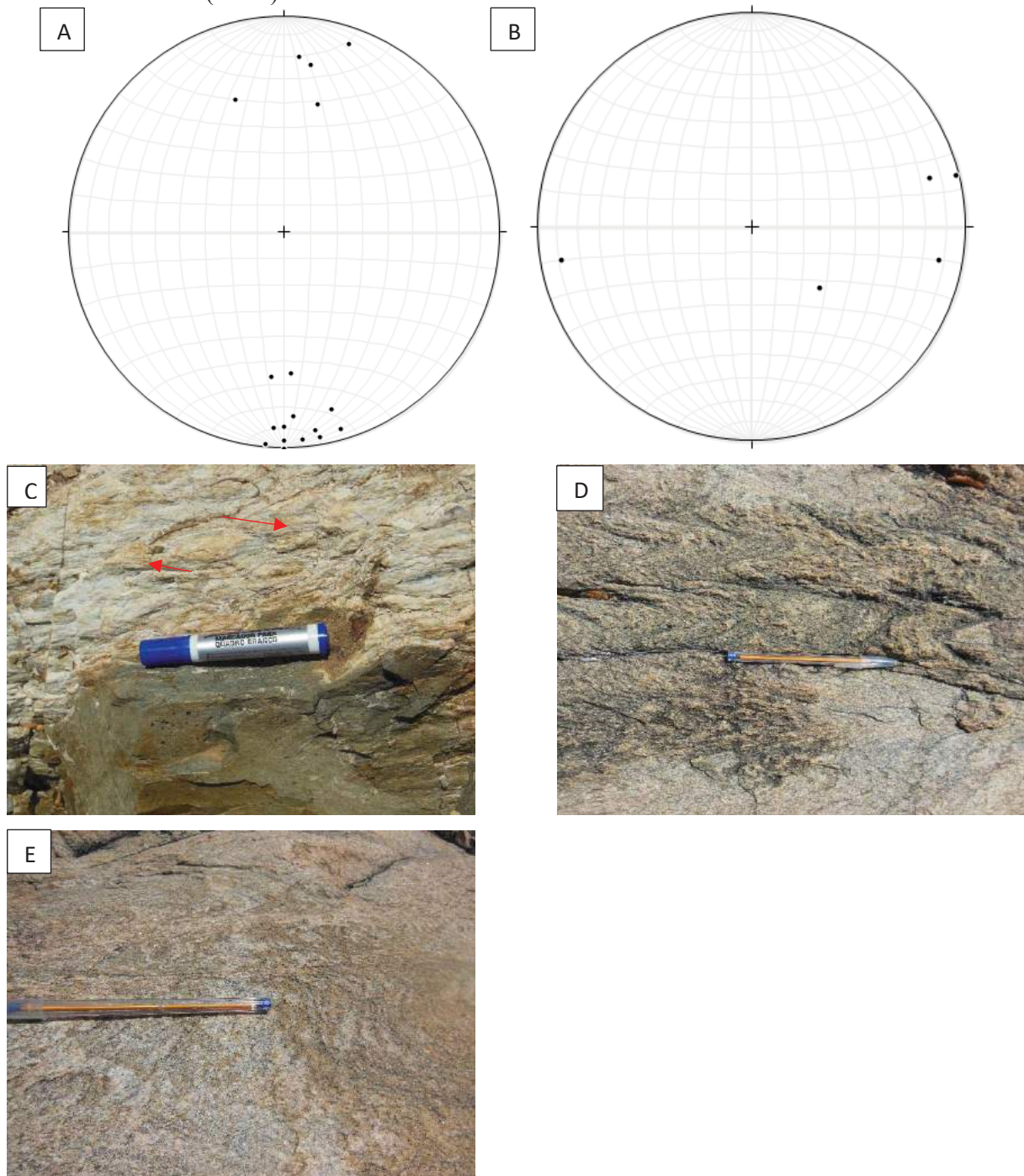


Fonte: O autor (2018).

6.1.1 Zona de cisalhamento Pernambuco Oeste

Nesta faixa foram encontrados ortognaisses, xistos e granitos deformados, que variam de protomilonitos a ultramilonitos de baixo grau. Como característica geral, os milonitos têm foliação de direção E-W, com caimento para N e S (fig. 66 A), a lineação ocorre predominantemente horizontalizada com caimento para ENE, ESE e SW (fig. 66B), diversos critérios cinemáticos foram identificados, inferindo cinemática dextral para a ZCPW, como *augens* de feldspato assimétricos (figuras 66 C, D e E).

Figura 66 – Diagrama de contorno de polo de (A) foliação (N=17) e (B) de lineação (N=5) para a Zona de cisalhamento Pernambuco Oeste e criterios cinematicos, (C) *augens* de feldspato assimétricos e (D e E) dobras intrafoliais inferindo cinemática destal a ZCPW.

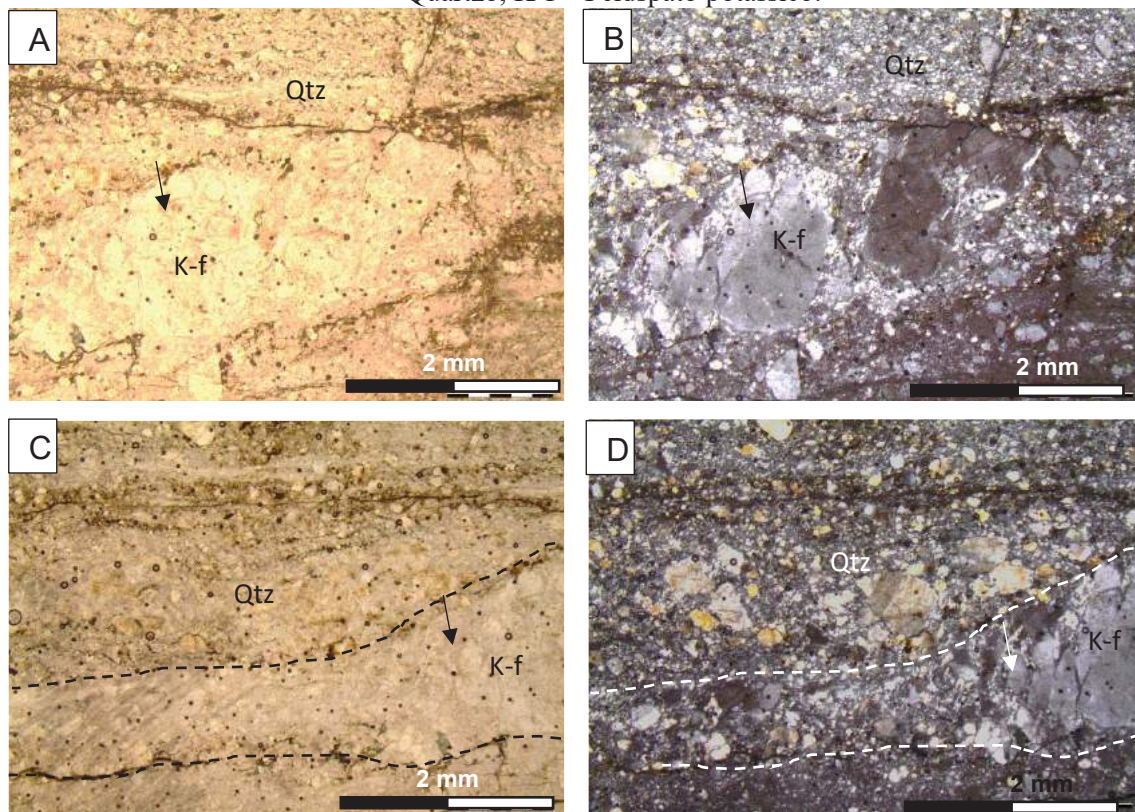


Fonte: O autor (2018).

Microscopicamente, nos ortognaisses, foram encontrados porfiroclastos de feldspato potássico fraturados em diversos fragmentos, com pouca recristalização, inferindo que a rocha ocorre na transição cataclasito-protomilonito (Fig. 67). Cristais de quartzo recristalizados

formando pequenos grãos ocorrendo às vezes como sombra de pressão nos porfiroclastos de feldspato.

Figura 67 – (A e B) Porfiroclastos de feldspato milimétricos orientados e cominuídos, apresentando textura manto-núcleo. (C e D) Cristais de feldspato com textura *pull-apart* e sombra de pressão produzida por quartzo recrystalizado. Polarizadores (A e C) paralelos e (B e D) cruzados. Qtz – Quartzo, K-f – Feldspato potássico.



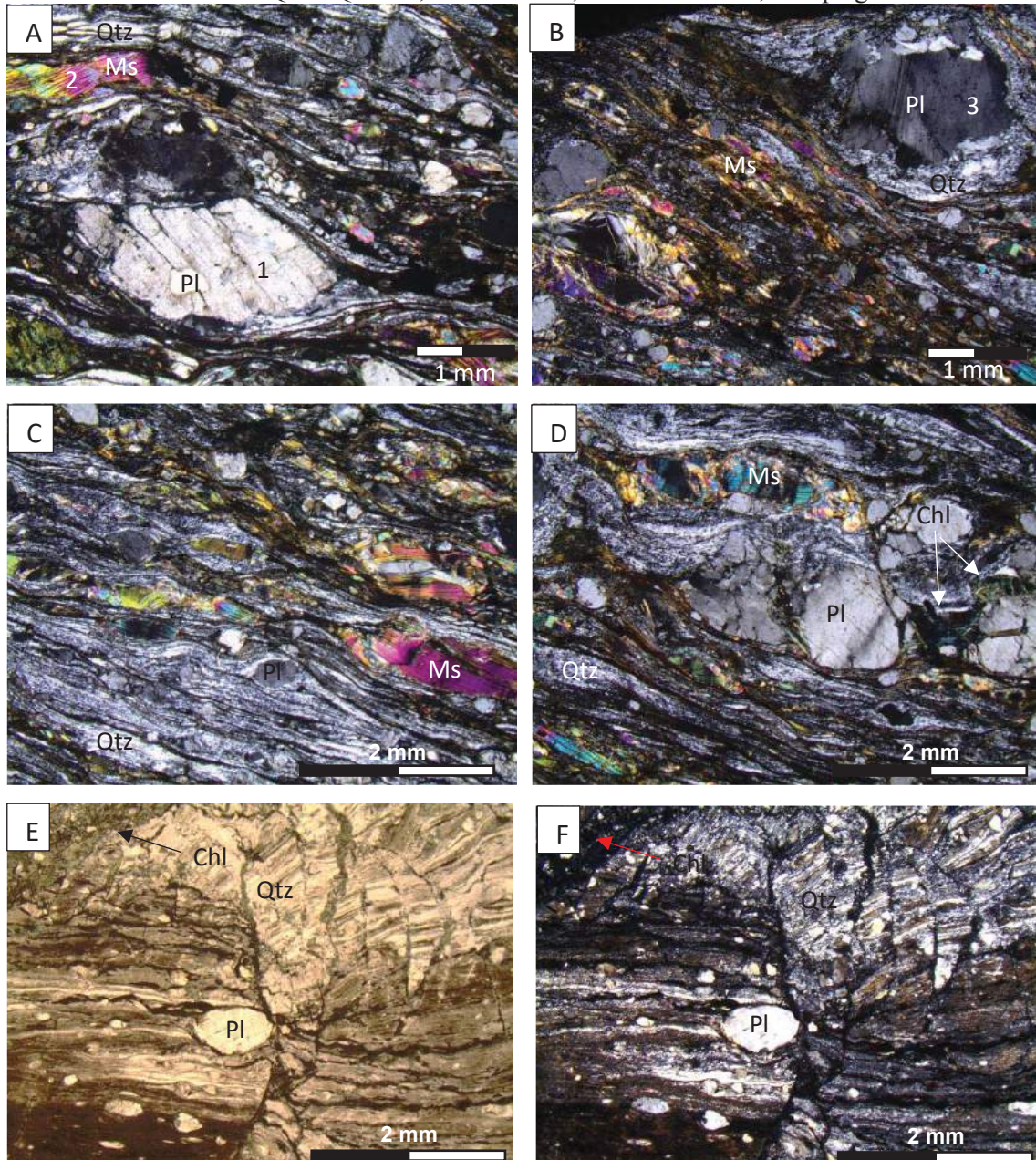
Fonte: O autor (2018).

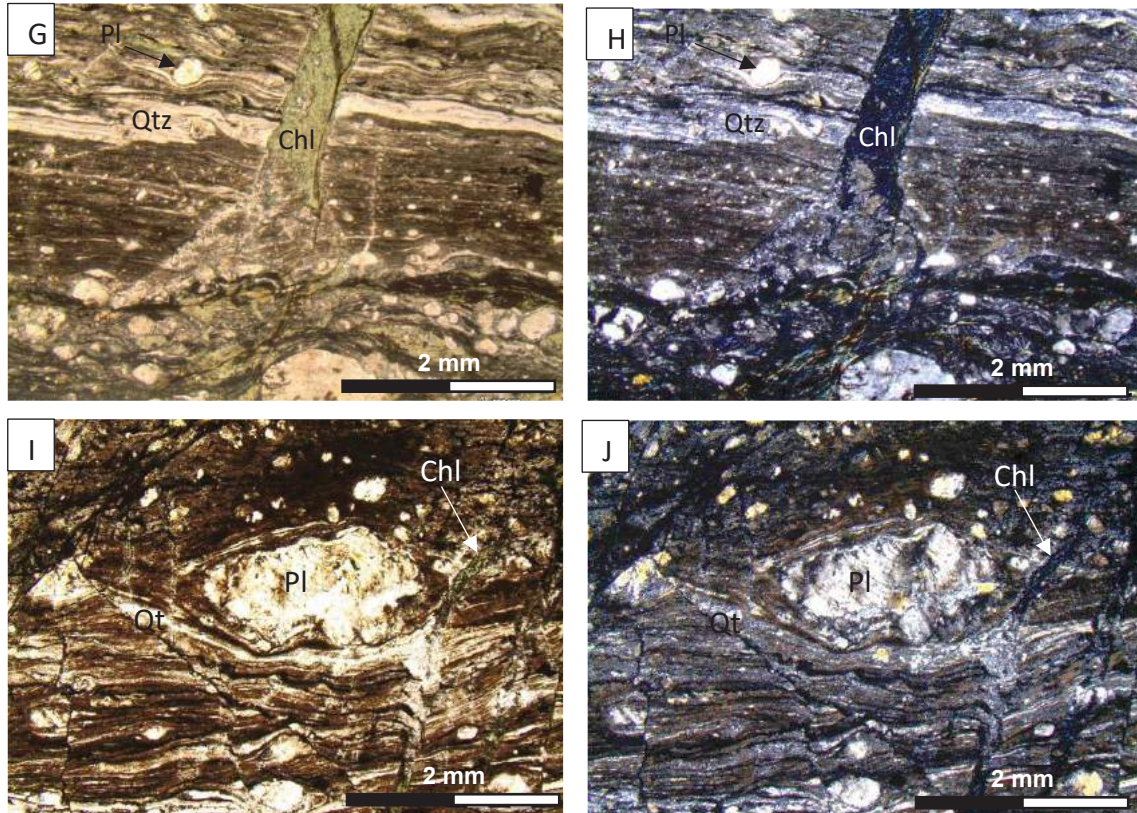
Os xistos apresentam cristais de quartzo finos, com extinção ondulante, às vezes formando *bulging* e fitas milimétricas. Os cristais de plagioclásio ocorrem frequentemente fraturados (textura *pull-apart*), rotacionados, com geminação dobrada, extinção ondulante, maclas de deformação e formando *augens* e *boudins*.

A biotita ocorre numa massa muito fina, juntamente com a clorita, enquanto que a sericita ocorre como grandes cristais subidioblásticos a xenoblásticos, substituindo completamente os cristais de plagioclásio, muitas vezes dobradas (*mica-fish*).

Assim como nos ortognaisses, alguns destes xistos ocorrem na transição de cataclasito–milonito de baixo grau, e nestes casos ocorre preenchimento de clorita em suas fraturas (Fig. 68).

Figura 68 – (A) Porfiroblastos de feldspato com textura *pull apart* (1), e de mica branca (2), (B) cristais fraturados e com textura manto núcleo em plagioclásio (3). (C) Porfiroblasto de mica branca como *mica-fish* e cristais de biotita, como uma massa fina e (D) cristais de clorita substituindo feldspatos. (E) Milonito de baixo grau, sofrendo cataclase. (F) Presença de diversas fraturas preenchidas por (F) clorita. (G e H) Milonito de baixa temperatura cataclasado, com diversas fraturas preenchidas por clorita e mica. (I e J) Detalhe de porfiroblasto de feldspato com diversos fraturamentos e com extinção ondulante. Polarizadores (A, C, E, G e I) paralelos e (B, D, F, H e J) cruzados. Qtz – Quartzo, Chl – Clorita, Ms – Muscovita, Pl – plagioclásio.

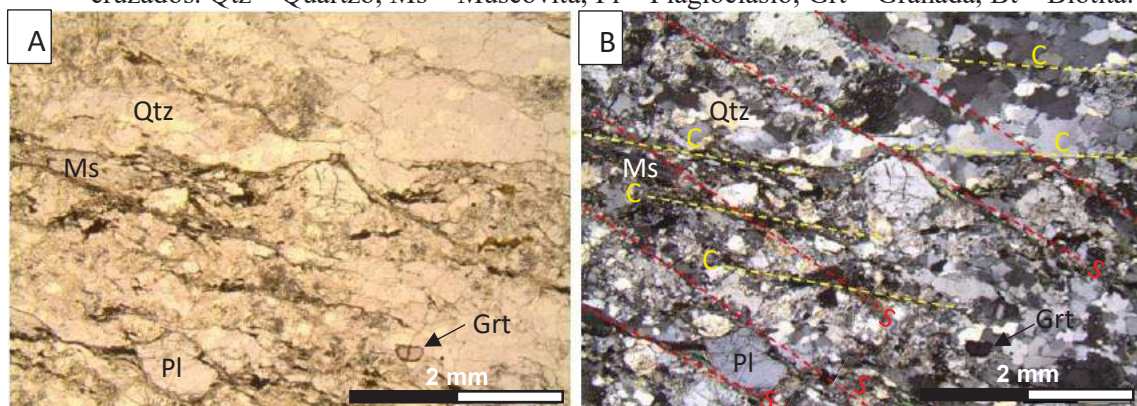


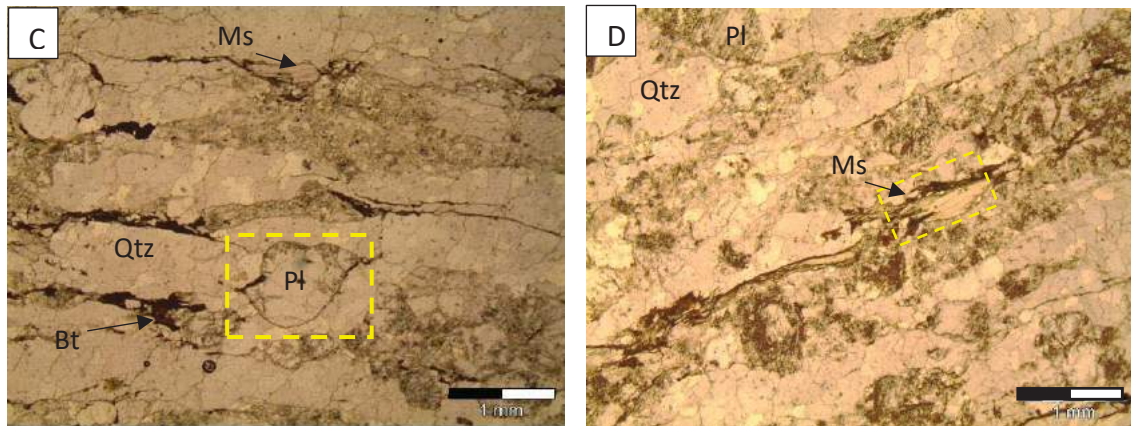


Fonte: O autor (2018).

Nos granitóides milonitizados é comum encontrar fitas de quartzo, trama S-C, feldspatos formando *augens*, porfiroblastos de muscovita dobrados (*mica-fish*) (Fig. 69) e cristais de biotita muito finos.

Figura 69 – (A e B) Granitóides milonitizados com trama S-C, (C) *augens* destrais de feldspato potássico e (D) peixes de mica inferindo cinemática destal. Polarizadores (A e C) paralelos e (B e D) cruzados. Qtz – Quartzo, Ms – Muscovita, Pl – Plagioclásio, Grt – Granada, Bt – Biotita.



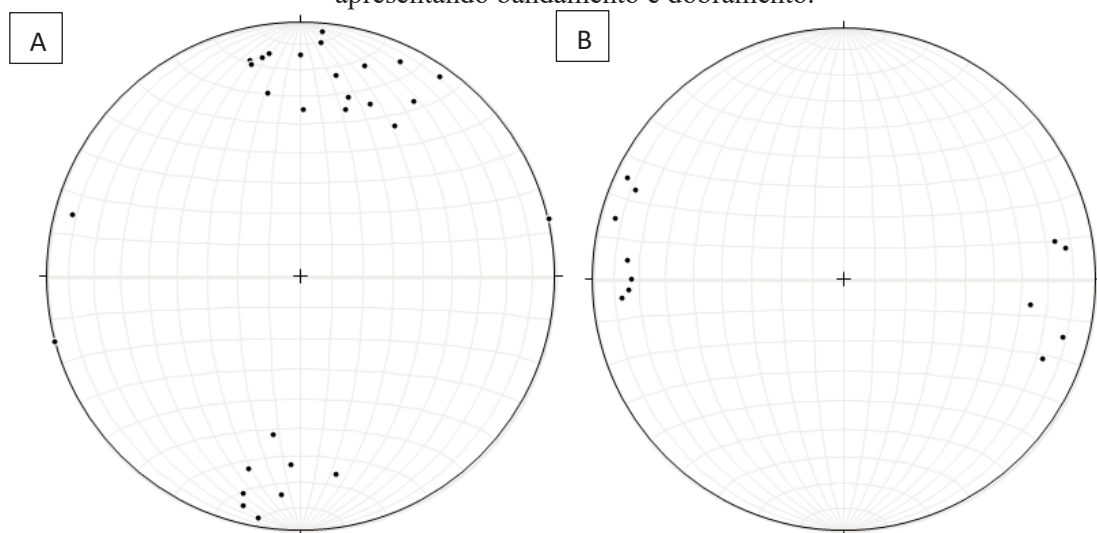


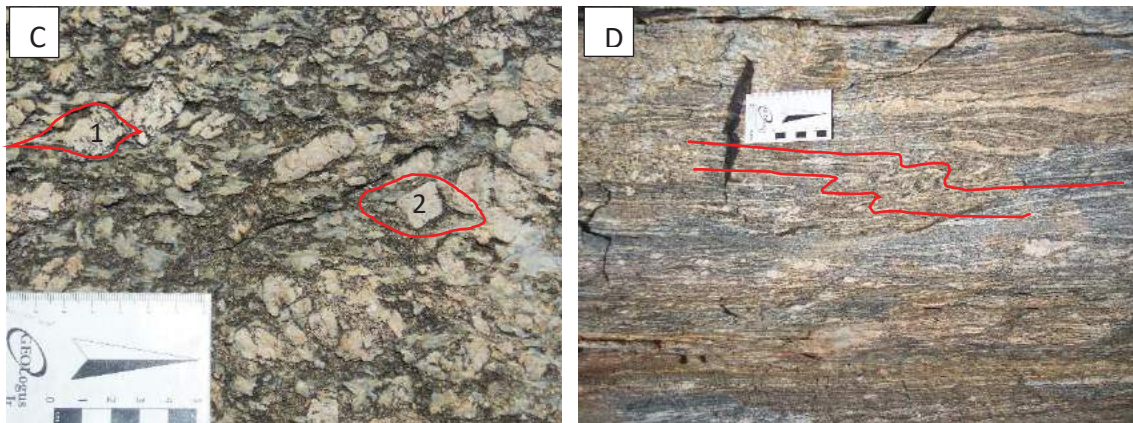
Fonte: O autor (2018).

6.1.2 Zona de cisalhamento Poço da Areia

Nesta faixa ocorre principalmente os milonitos de médio a alto grau, que compreendem principalmente os granitoides do pluton Poço da Areia e o Complexo Cipriano. Estes milonitos apresentam foliações de direção variando de ESE-WNW a ENE-WSW, com caimento para N e S (Fig. 70 A), a lineação ocorre predominantemente horizontalizada com caimento para WNW, ESE, ENE e WSW (Fig. 70B). Macroscopicamente apresentam *augens*, *boudinagem*, dobramentos, bandamentos, rotação e recrystalização de feldspatos, sombra de pressão (Fig. 70 C) e trama S-C controlada pela orientação das micas (C) e feldspatos (S) (Fig. 70 D).

Figura 70 – Diagrama de contorno de polo de (A) foliação (N=27) e (B) de lineação (N=12) para a Zona de cisalhamento Poço da Areia e criterios cinematicos, (C) porfiroclastos de feldspato recrystalizados (1) e com sombra de pressão (2) para o pluton poço da areia e (D) Complexo Cipriano apresentando bandamento e dobramento.

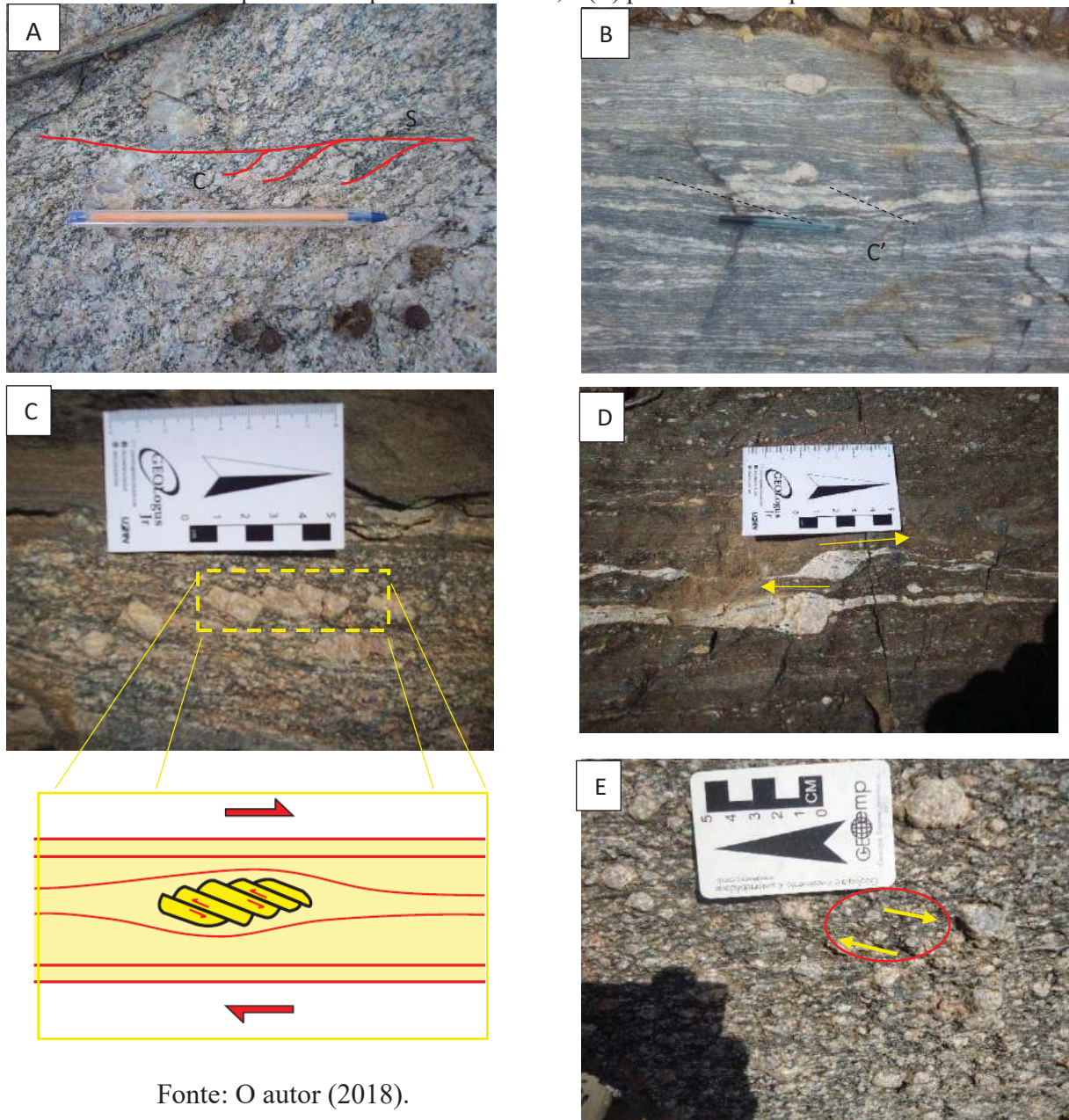




Fonte: O autor (2018).

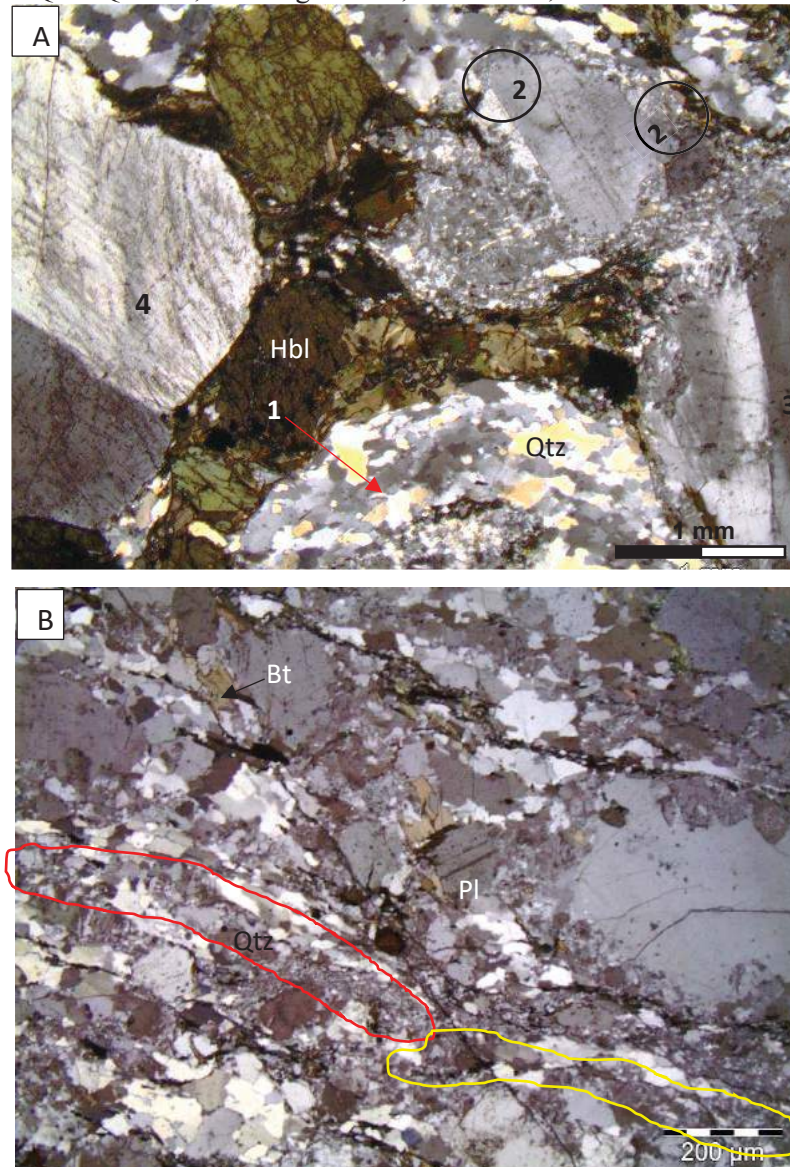
Critérios de cisalhamento como tramas S-C (Fig. 71A) e S-C' (Fig. 71 B), fraturas sintéticas (Fig. 71 C), sigmoides quartzo-feldspáticos assimétricos (Fig. 71 D), caudas de recristalização assimétricas e porfiroclastos do tipo sigma (Fig. 71 E), indicam que as zonas de cisalhamento Pernambuco e Poço da Areia têm cinemática dextral.

Figura 71 – Critérios de cisalhamento indicando cinemática destal para as zonas de cisalhamento Pernambuco Oeste e Poço da Areia: (A) Tramas S-C e (B) S-C'. (C) Fraturas sintéticas (D) sigmoide quartzo-feldspático assimétrico, e (E) porfiroclastos tipo σ .



Microscopicamente, os milonitos apresentam texturas deformacionais de média a alta temperatura, no feldspato, é comum encontrar mirmequitas recristalizadas em suas bordas e recristalização por rotação de subgrão, extinção ondulante e textura manto-núcleo (Fig. 72 A e B).

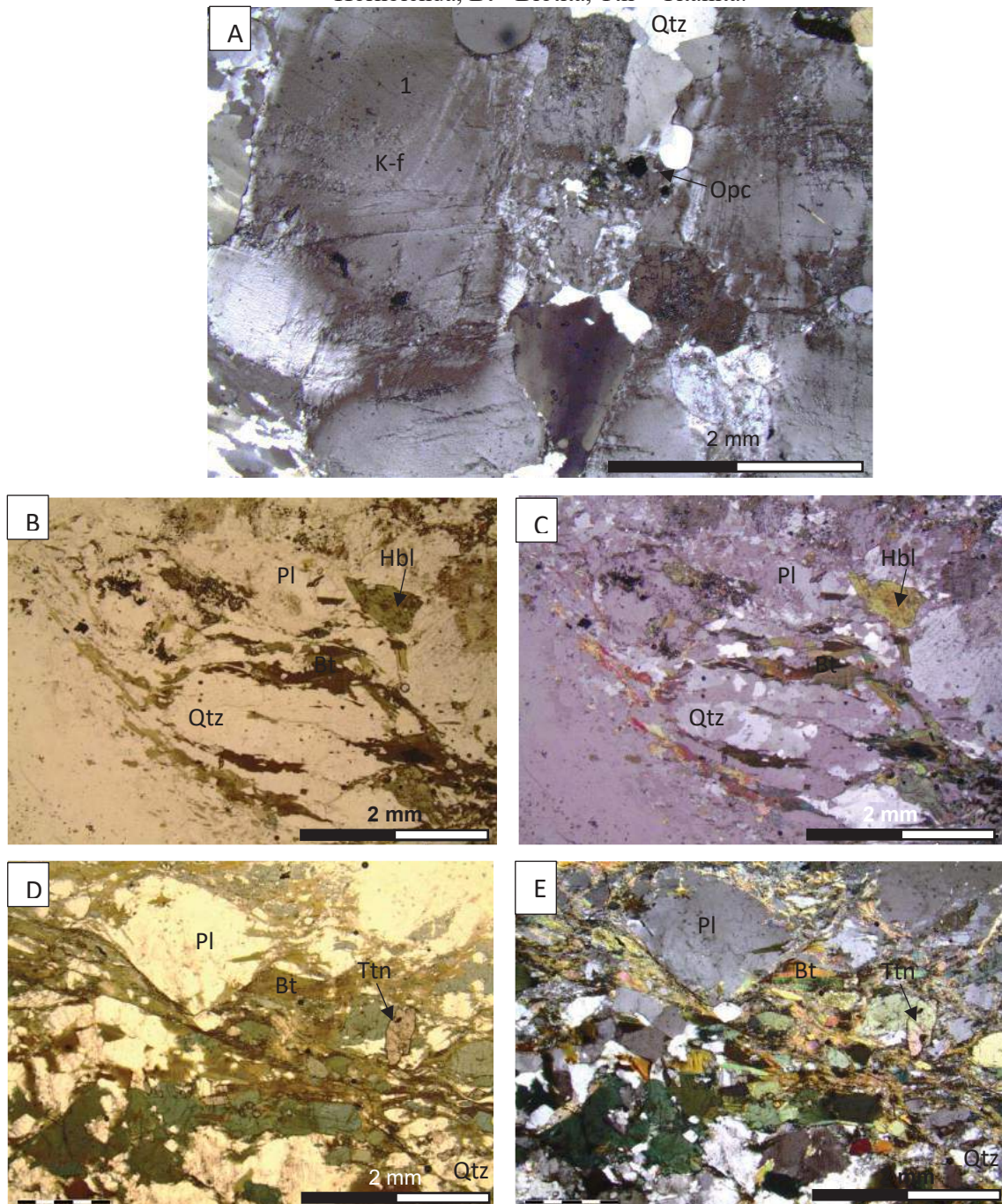
Figura 72 – Amostra AA-63 com (A) cristais de quartzo formando fitas (1) bordejando os porfiroclastos de feldspato. As características de milonito de alto grau nesta amostra são as mirmequitas abundantes (2), cristais de feldspato com extinção ondulante (3), quartzo recrystalizado com quase 0,5 mm de comprimento e rotação de subgrão nos cristais de feldspato (4). (B) Amostra AA-66, transição de milonitos de baixo grau para médio grau, dados pela recrystalização do quartzo a polarizadores cruzados. Em vermelho tem-se fitas de quartzo com cristais chegando a quase 100 μm , e em amarelo cristais de quartzo recrystalizados com menos de 50 μm . (A e B) a polarizadores cruzados. Qtz - Quartzo, Pl - Plagioclásio, Bt - Biotita, Hbl – Hornblenda.

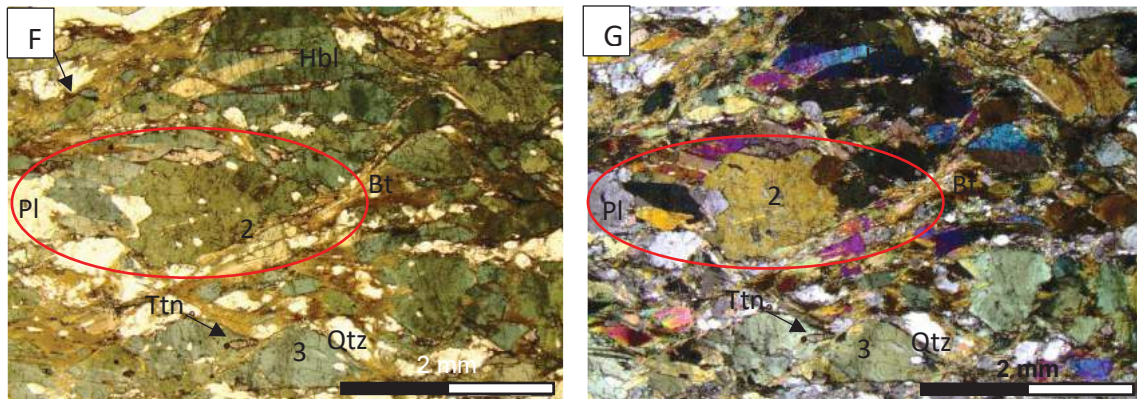


Fonte: O autor (2018).

Em alguns granitoides deformados, encontra-se cristais de feldspato potássico recrystalizados por rotação de subgrão e extinção ondulante (Fig. 73A), quartzo formando fitas com cristais submilimétricos (Fig 73 B e C) e anfibolitos apresentando augens de feldspato, sombra de pressão (Fig 73 E e F) e diversos porfiroblastos de hornblenda em formas de augens ou peixe (Fig 73 F e G).

Figura 73 – (A) Amostra AA-64, apresentando granitoides deformados com cristais de feldspato potássico recrystalizados por rotação de subgrão e extinção ondulante (1), (B e C) fitas de quartzo com cristais submilimétricos, (D e E) anfibolitos com *augens* de plagioclásio, sombra de pressão e (F e G) cristais de hornblenda formando *augens* (2) e em forma de peixe (3). A polarizadores (B, D e F) paralelos e (A, C, E e G) cruzados. Qtz – Quartzo, K-f – Feldspato potássico, Opc - Opaco, Hbl - Hornblenda, Bt - Biotita, Ttn – Titanita.





Fonte: O autor (2018).

7 GEOQUÍMICA

Para o estudo litogeoquímico, 33 amostras foram selecionadas de acordo com sua distribuição geográfica e características petrográficas, e em seguida devidamente preparadas para as análises.

Os elementos maiores foram obtidos utilizando o *Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry* (ICP-ES), com limite de detecção de 0,01%, com exceção do Fe_2O_3 (0,04%) e Cr_2O_3 (0,002%). Os elementos traços foram analisados utilizando o *Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry* (ICP-MS) com limite de detecção entre 0,01 e 0,5 ppm, valores mais altos de 1 ppm para Ba, Sc, Be, Sn e Zn, 8 ppm para V e 20 ppm para Ni.

Das amostras analisadas, 16 foram do trabalho de Vasconcelos (2016) e 17 foram obtidas durante os trabalhos de campo, realizados para confecção desta dissertação. A quantidade de amostras e os dados geoquímicos pertencente a cada unidade estudada encontra-se nos quadros 5 e 6 respectivamente.

Quadro 5 – Relação das amostras analisadas por unidade.

Unidades	Amostras analisadas
Complexo Airi	4
Complexo Belém de São Francisco	10
Complexo Cipriano	7
Complexo Floresta	4
Pluton Poço da Areia	4
Pluton Caraíbas	2
Granitoides Sintranscorrentes	2

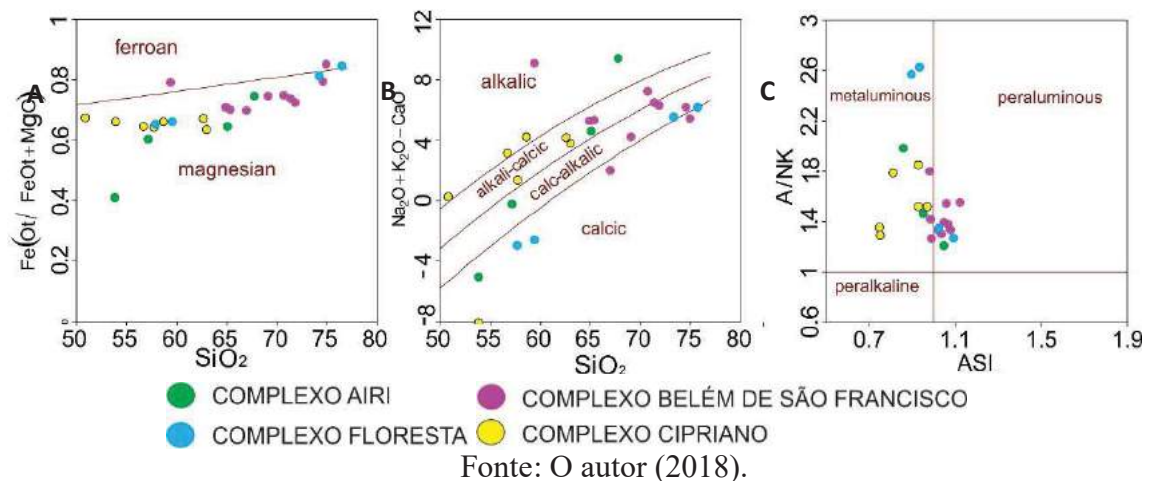
Fonte: O autor (2018).

7.1 ORTOGNAISSES

De acordo com o diagrama de Frost *et al.* (2001) (Fig. 74A), todos os ortognaisses são magnesianos, com exceção de duas amostras do Complexo Belém de São Francisco e uma do Complexo Floresta, que plotam no campo ferroso. No diagrama $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$ versus SiO_2 (Fig. 74B), as amostras do Complexo Cipriano variam do campo álcali-cálcico a alcálico, as amostras dos complexos Airi e Belém do São Francisco variam dos campos do cálcico a alcálico, e as do Complexo Floresta do cálcico ao cálcio-alcálico.

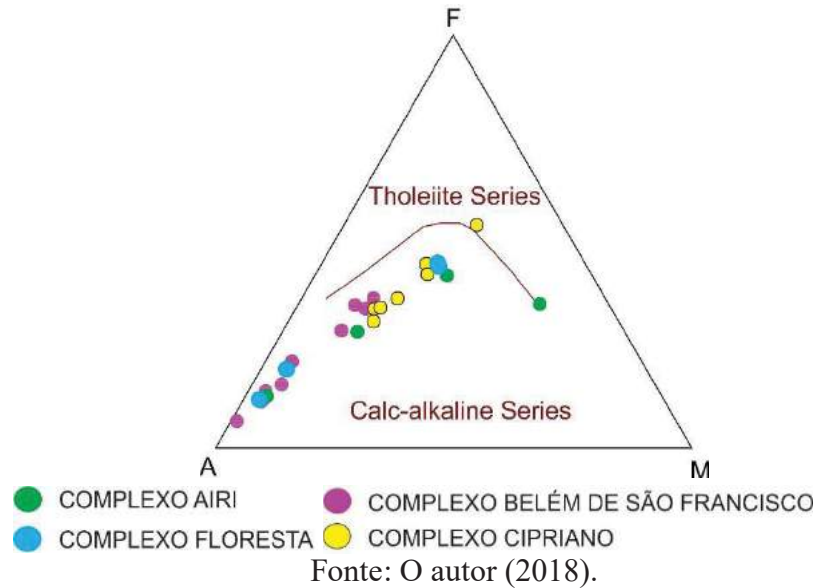
Quanto ao índice de saturação em alumina (Fig. 74C), apenas as amostras do Complexo Cipriano possuem comportamento exclusivamente metaluminoso, enquanto as amostras dos complexos Belém de São Francisco, Floresta e Airi variam de metaluminosas a peraluminosas.

Figura 74 – Diagramas de Frost *et al.* (2001), com classificação em relação ao (A) FeOt, (B) álcalis e (C) alumínio, para os complexos ortognaissicos estudados. A - $[\text{Al}_2\text{O}_3]$, NK - $[\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]$; ASI - índice de saturação em alumínio.



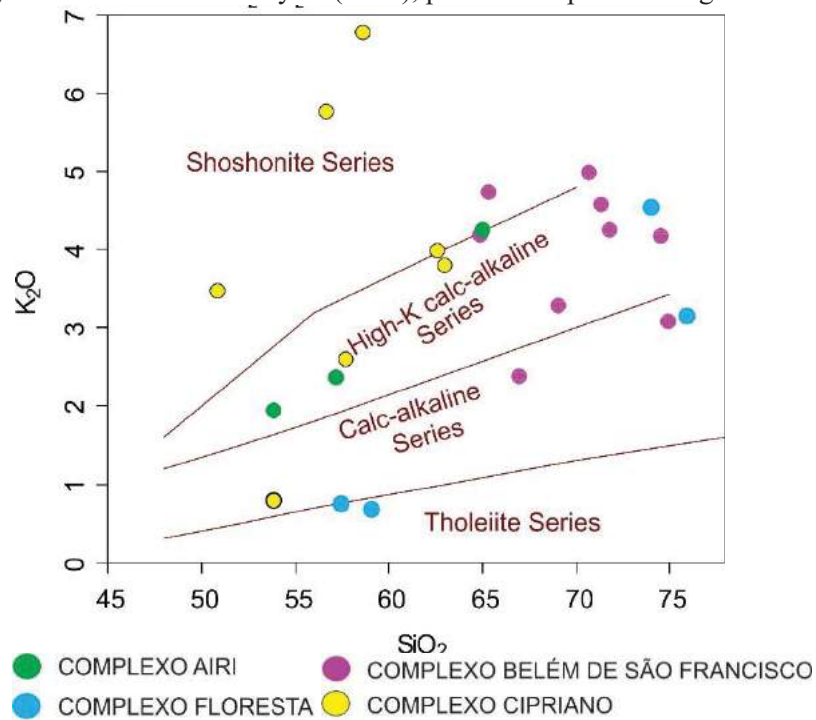
No diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971), todas amostras plotam no campo das séries cálcio-alcálicas, com exceção de uma amostra do Complexo Cipriano, e possuem *trends* paralelos ao limite entre campos das séries toleítica e cálcio-alcálica (Fig. 75).

Figura 75 – Diagrama AFM (A = Na₂O + K₂O; F = FeO + 0,9 Fe₂O₃; M = MgO) para classificação quanto à série magmática com campos de Irvine e Baragar (1971), para os complexos ortognáissicos estudados.



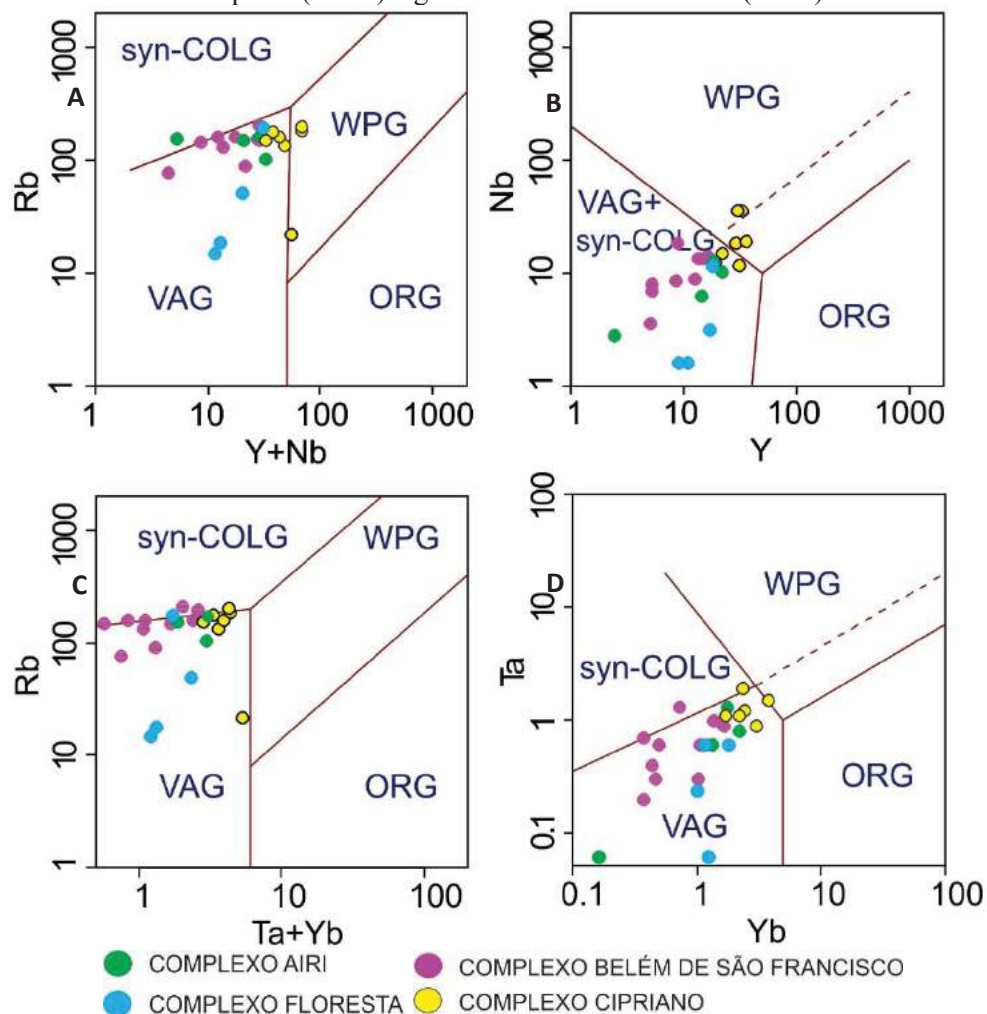
No diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) (Fig. 76), as amostras dos complexos Cipriano e Belém de São Francisco plotam no campo das séries cálcio-alkalina e shoshonítica, as do Complexo Airi no campo das séries cálcio-alkalinas de alto potássio e as do Complexo Floresta do campo da série toleítica a cálcio-alkalina de alto potássio.

Figura 76 – Diagramas K₂O versus SiO₂ para classificação quanto a alcalinidade com campos adaptados do diagrama de Peccerillo e Taylor (1976), para os complexos ortognáissicos estudados.



De acordo com os diagramas de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 77), as amostras do Complexo Floresta mostram uma clara assinatura de subducção, plotando no campo dos granitoides de arco vulcânico. As dos demais gnaisses plotam predominantemente no limite entre os campos dos granitos de arco vulcânico e sin-colisionais, com algumas amostras do Complexo Cipriano plotando no campo dos granitos intraplaca.

Figura 77 – Diagramas (A) (Y + Nb) versus Rb, (B) Y versus Nb, (C) (Ta+Yb) versus Rb e (D) Yb versus Ta, discriminantes de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984), para os complexos estudados. Com os campos de granitos sin-colisionais (*syn*-COLG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos de cadeia oceânica (ORG).



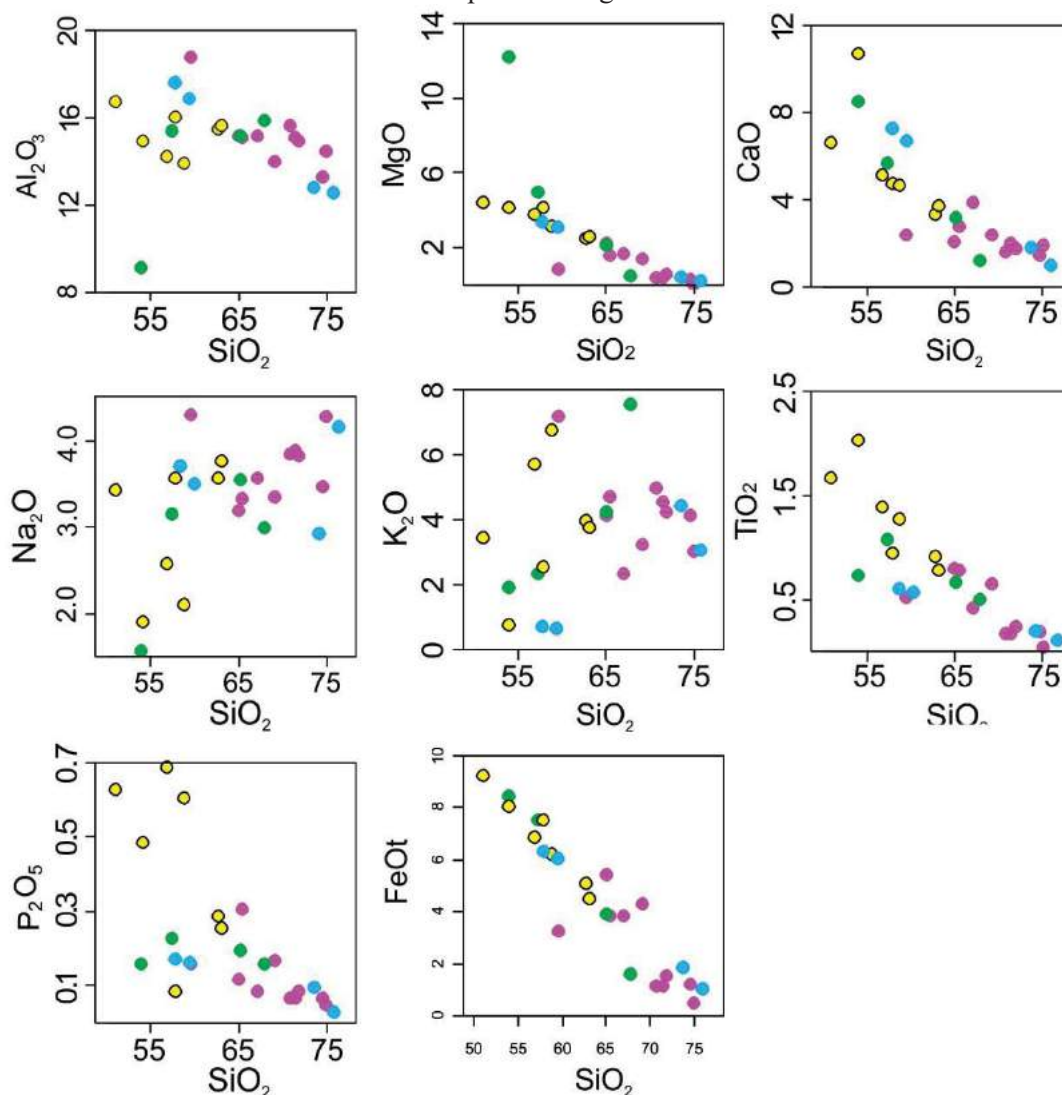
Fonte: O autor (2018).

Nos diagramas de Harker (Fig. 78), os complexos Floresta e Cipriano possuem o mesmo comportamento, apresentando *trends* negativos para Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , FeO e P_2O_5 e positivo para K_2O , não formando *trends* para o Na_2O .

O Complexo Belém de São Francisco apresenta teores mais elevados de sílica quando comparado com o Complexo Airi e possui *trends* negativos para Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , FeO

e P_2O_5 , positivos para Na_2O e K_2O . Por outro lado, o Complexo Airi é caracterizado pelo alto teor de MgO , onde apresenta *trends* negativos para este elemento, *trends* negativos para CaO , TiO_2 , $FeOt$ e P_2O_5 e positivos para Al_2O_3 , K_2O e Na_2O .

Figura 78 – Diagramas de Harker (variação de SiO_2 versus óxidos dos elementos maiores) para amostra dos complexos ortognáissicos estudados.



Fonte: O autor (2018).

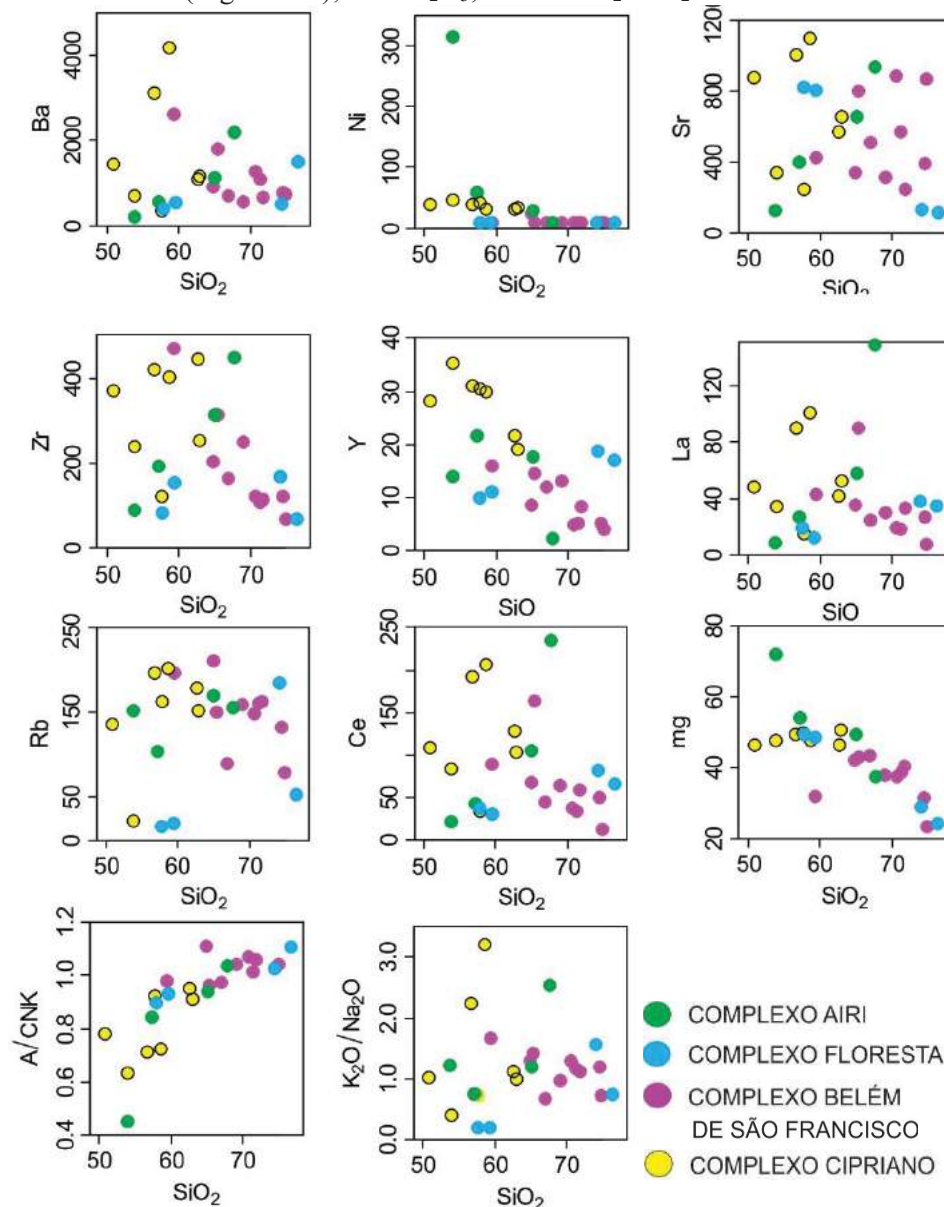
Nos diagramas de variação para elementos traços (Fig. 79), o Complexo Floresta apresenta *trends* positivos para Ba, La, Rb, Ce e A/CNK e *trend* negativo para mg. É definido pelo *trend* positivo para o Y e negativo para o Sr e por seus valores baixos de K_2O/Na_2O em suas fácies mais máficas.

As amostras do Complexo Airi possuem *trends* negativos para Ni, Y e mg e positivos para os ETRL (La, Ce), Ba, A/CNK e K_2O/Na_2O , sendo a única unidade caracterizada por apresentar *trends* positivos para Sr e Zr e valores mais altos para o Ni e mg. O complexo Belem

de São Francisco possui *trend* negativo para Y, mg e K_2O/Na_2O e positivo para A/CNK, sendo o único caracterizado por *trends* negativos para os HFSE (La, Zr), LILE (Ba,Rb) e Ce.

O Complexo Cipriano apresenta trends negativos para Y e positivos para Rb, mg, A/CNK e horizontalizado para o Ni. Caracteriza-se pelos seus valores mais elevados de LILE (Ba, Rb), ETRL (La,Ce) e HFSE (Zr, Y).

Figura 79 – Diagrama de multielementos traços para amostra dos complexos estudados. mg = $MgO / (MgO+FeO)$; A = Al_2O_3 ; CNK = Na_2O+K_2O+CaO .

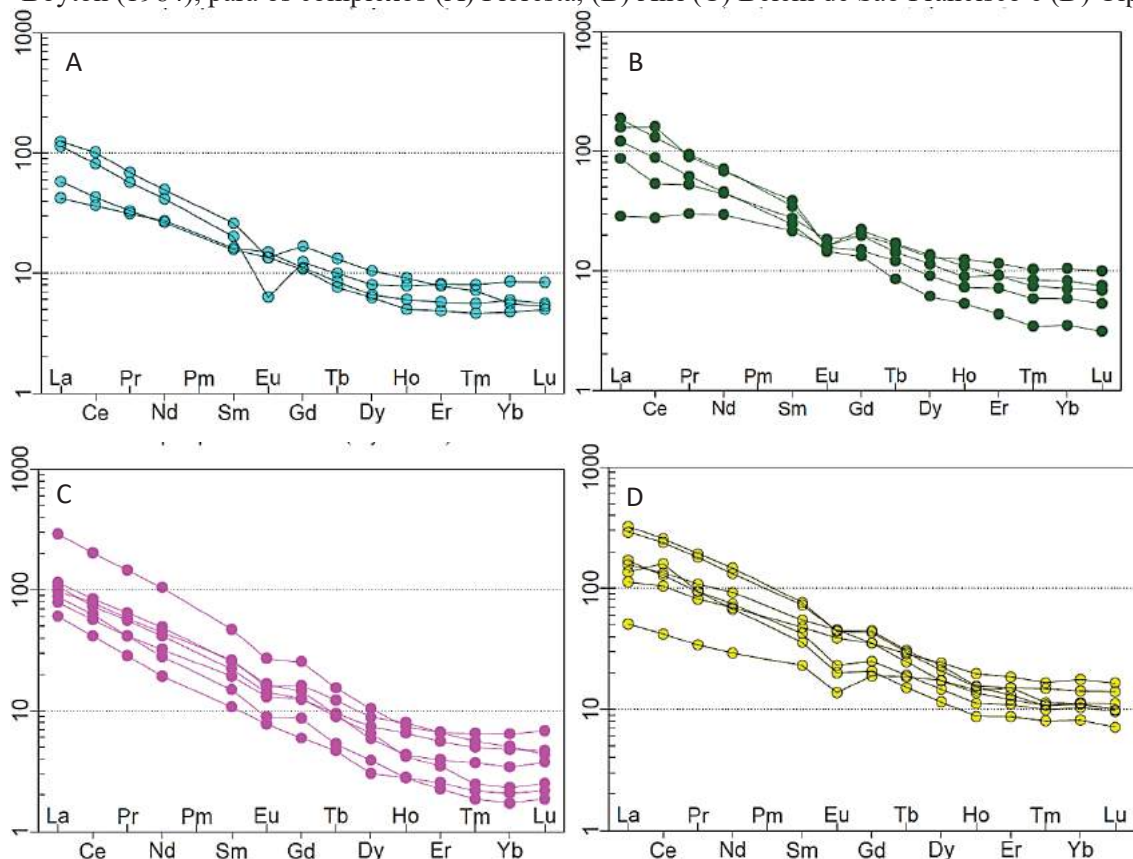


Fonte: O autor (2018).

Nos padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito (Boyton, 1984), o Complexo Floresta (Fig. 70A) é caracterizado por apresentar fortes anomalias negativas de európio, baixas razões ETR leves/ETR pesados ($LaN/YbN = 7 - 22$) e

empobrecimento dos ETRP, com padrões planos. O Complexo Airi (Fig 80B) apresenta-se semelhante ao Complexo Floresta, porém com valores levemente mais altos para os ETRL. Possui anomalia negativa de Eu e baixas razões ETR leves/ETR pesados ($\text{LaN/YbN} = 4 - 22$). O complexo Belém de São Francisco (Fig. 80 C), apresenta um forte empobrecimento dos elementos terras raras pesados (ETRP), leves anomalias negativas de európio e altas razões ETR leves/ETR pesados ($\text{LaN/YbN} = 11-50$). O complexo Cipriano (Fig. 80 D) é caracterizado por seus altos valores de ETRL e ETRP, sendo acima de 100 e 10 vezes o condrito respectivamente. Possui anomalia negativa de Eu e baixa razão ETR leves/ETR pesados ($\text{LaN/YbN} = 3-29$).

Figura 80 – Padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984), para os complexos (A) Floresta, (B) Airi (C) Belém de São Francisco e (D) Cipriano.

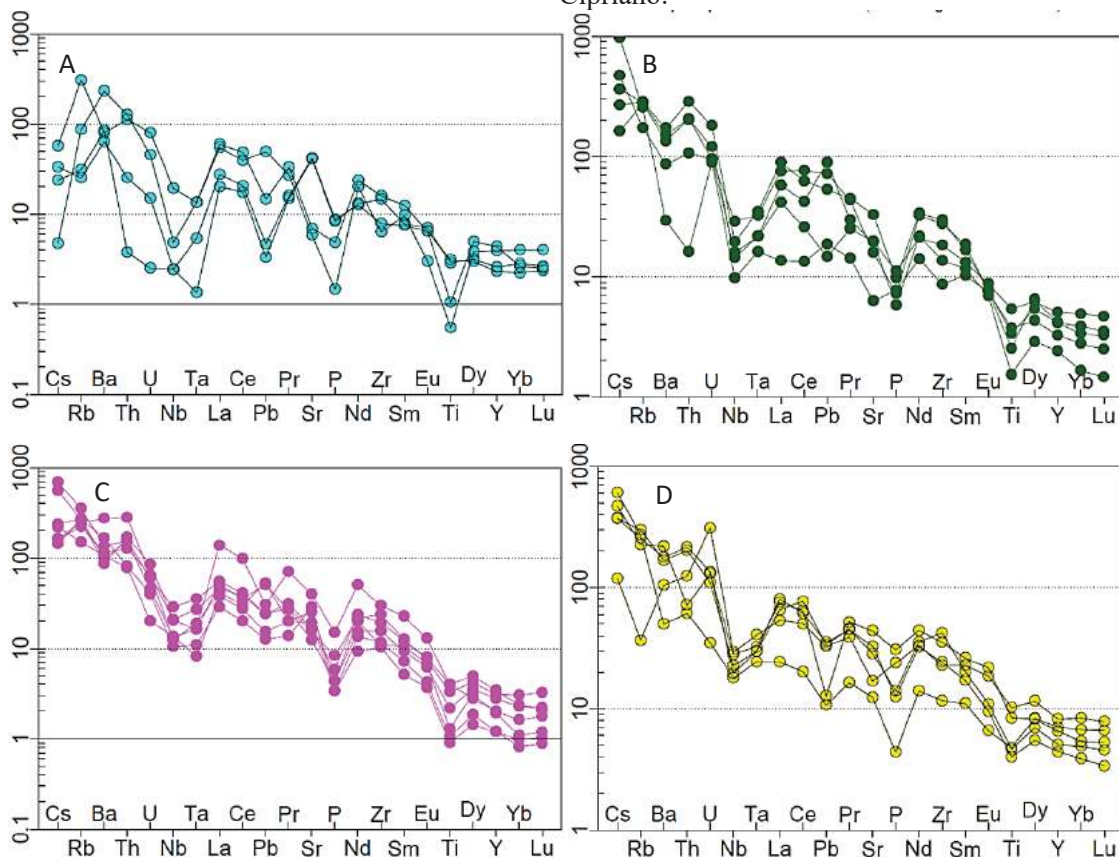


Fonte: O autor (2018).

Nos diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995) (Fig. 81), todas as amostras apresentam anomalias positivas de La, Nd e Dy. Embora anomalias negativas de Nb, Ta estejam presentes em todas unidades, elas são muito mais marcadas no Floresta, que também apresenta uma forte anomalia de Pb (sendo característica de granitos de arco) e Ti.

As amostras dos complexos Airi e Cipriano mostram-se semelhantes em relação ao U, com valores 100 vezes acima de condrito, enquanto que o Complexo Floresta e Belém de São Francisco apresentam valores abaixo. Por fim, o Complexo Airi se diferencia das outras unidades por possuir anomalias de P acima de 10 vezes o condrito.

Figura 81 – Diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995), para as amostras dos complexos (A) Floresta, (B) Airi (C) Belém de São Francisco e (D) Cipriano.



Fonte: O autor (2018).

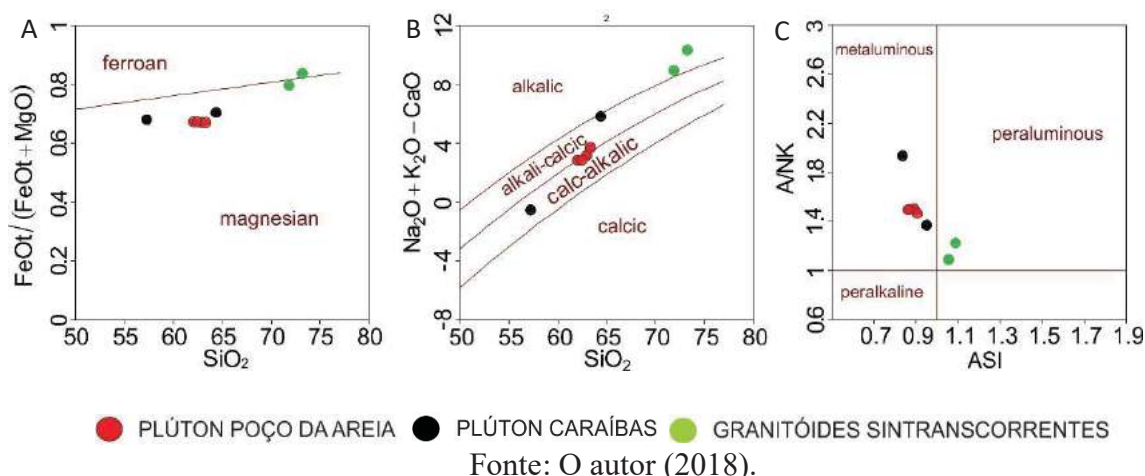
7.2 GRANITOIDES

Utilizando o diagrama de Frost *et al.* (2001), as amostras dos plutons Caraíbas e Poço da Areia plotam no campo dos granitos magnesianos, enquanto que os granitoides sintranscorrentes ocorrem entre os campos ferroso e magnésiano (Fig. 82A).

Quanto a alcalinidade, as amostras do plutons Caraíbas e Poço da Areia variam de cálcio-alcalina a álcali-cálcica, enquanto que os granitoides sintranscorrentes plotam no campo das alcálicas (Fig. 82B).

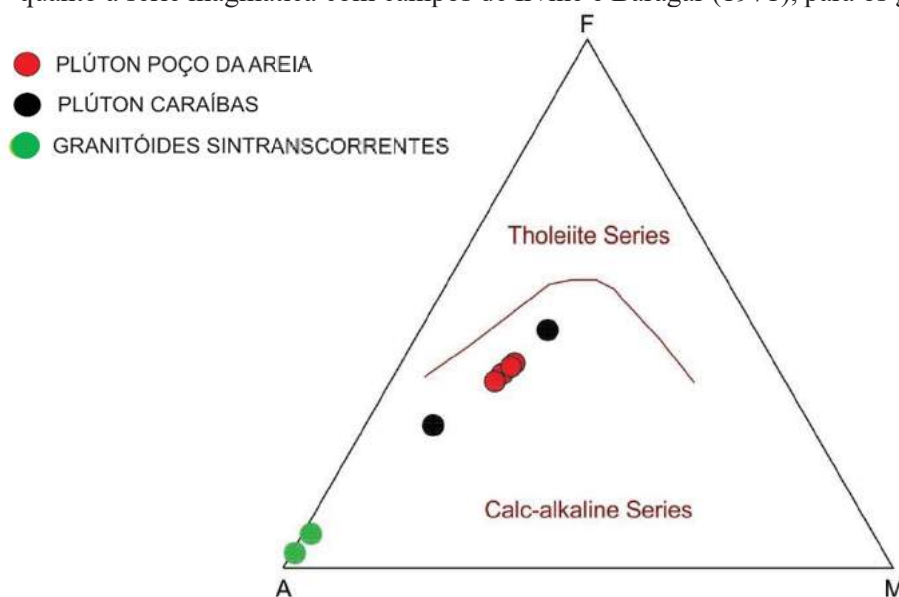
Para o índice de saturação em alumina, as amostras do Pluton Caraíbas apresentam-se com características metaluminosas, juntamente com as do pluton Poço da Areia, enquanto que os granitoides sintranscorrentes apresentam características peraluminosas (Fig. 82C).

Figura 82 – Diagramas de Frost *et al.* (2001), com classificação em relação ao (A) FeOt, (B) álcalis e (C) alumínio, para os granitoides estudados. A = $[Al_2O_3]$; NK = $[Na_2O+K_2O]$; ASI = índice de saturação em alumínio.



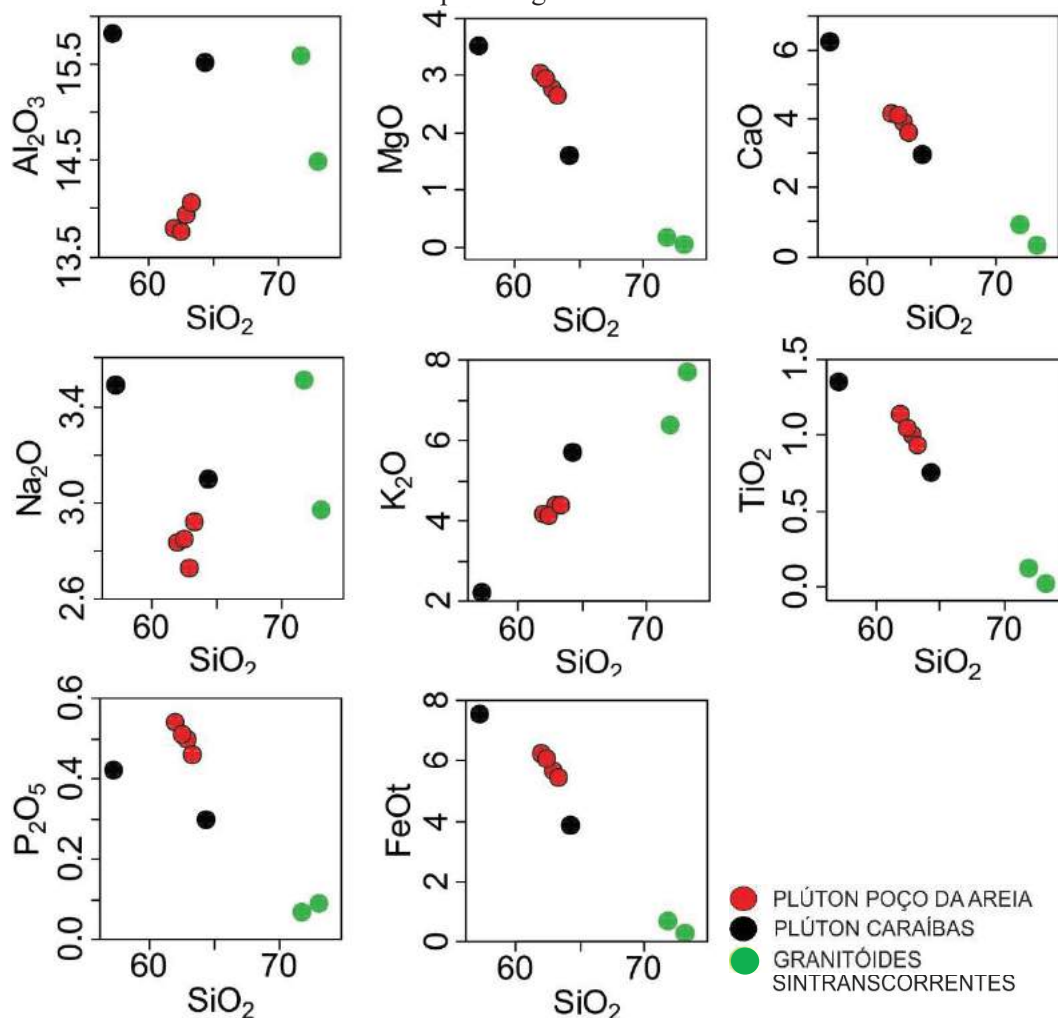
No diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971) (Fig. 83), as amostras estudadas plotam no campo da série magmática cálcio-alcálica e formam um *trend* subparalelo ao limite entre os campos da série toleítica e cálcio-alcálica. Neste diagrama, percebe-se que os granitoides sintranscorrentes ocorrem próximos ao vértice A, inferindo grau de diferenciação da unidade.

Figura 83 – Diagrama AFM (A = $Na_2O + K_2O$; F = $FeO + 0,9 Fe_2O_3$; M = MgO) para classificação quanto à série magmática com campos de Irvine e Baragar (1971), para os granitoides estudados.



Nos diagramas de Harker (Fig. 84), os granitoides sintranscorrentes apresentam-se como os mais evoluídos, possuindo até 73% de sílica e apresentando os menores valores de óxidos em comparação aos outros granitoides, com exceção do Al_2O_3 , Na_2O e K_2O . Já os granitoides do pluton Poço da Areia apresentam SiO_2 variando de 57 a 64%, e formam *trends* negativos para todos os elementos com exceção do K_2O , no qual as amostras encontram-se agrupadas e Al_2O_3 e Na_2O que ocorrem positivos.

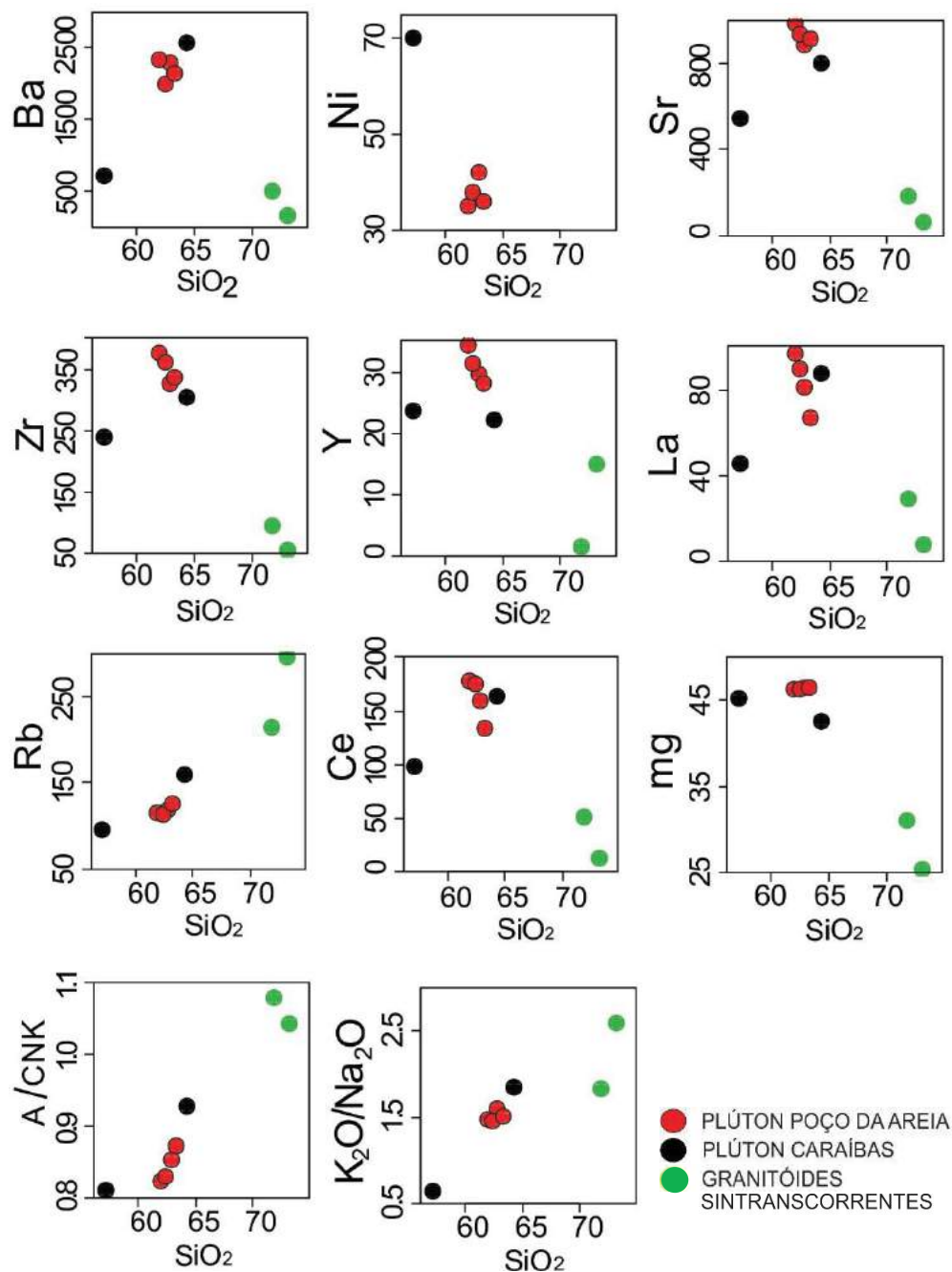
Figura 84 – Diagramas de variação do tipo Harker, com SiO_2 versus óxidos dos elementos maiores, para os granitoides estudados.



Fonte: O autor (2018).

Nos diagramas de variação para os elementos traços (Fig 85), as amostras do pluton Poço da Areia possuem *trends* negativos para o Sr, Zr, Y, La e Ce, positivos para Ni, Rb e A/CNK e não formam *trends* para o Ba, Ni e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, ficando agrupados com valores variando entre 2000 - 2500 ppm, 35 - 45 ppm e 1,5 - 1,8, respectivamente.

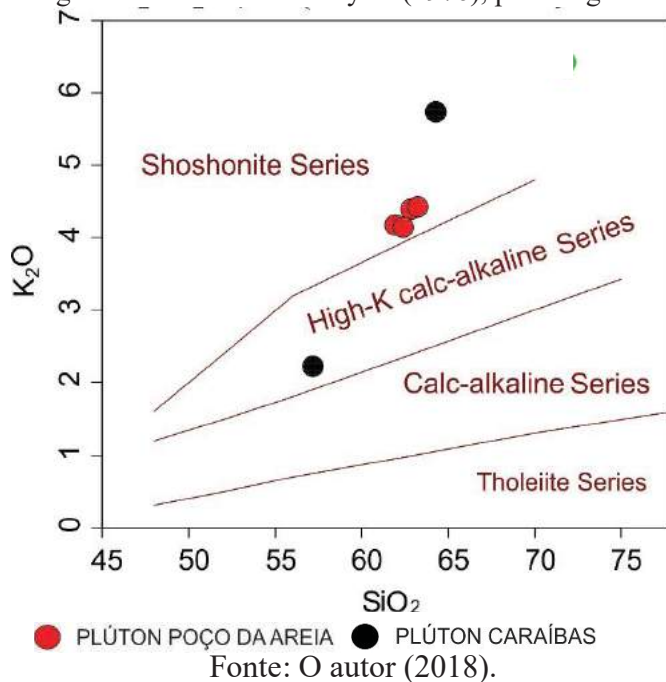
Figura 85 – Diagramas de variação, SiO₂ versus elementos traços, para os granitoides estudados. mg = MgO / (MgO+FeO); A = Al₂O₃; CNK=Na₂O+K₂O+CaO.



Fonte: O autor (2018).

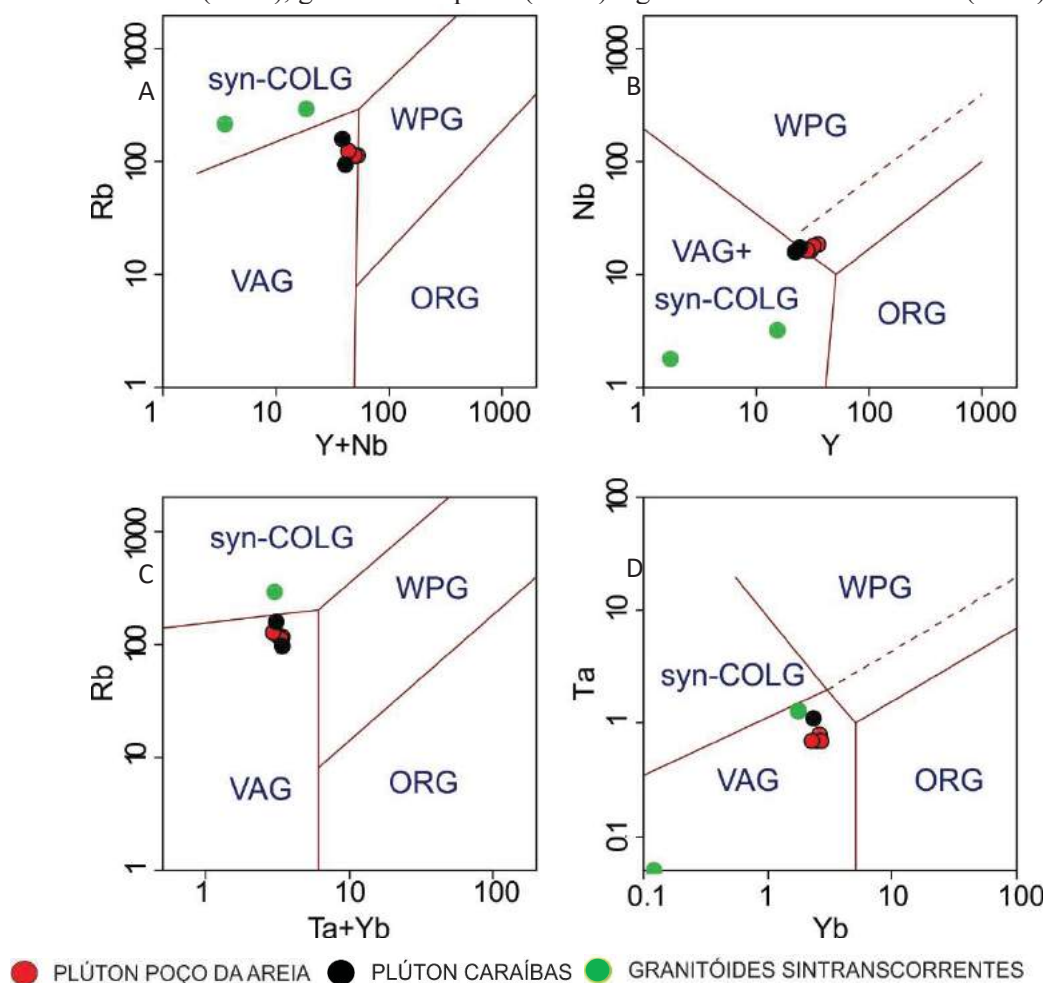
No diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) (Fig. 86), as amostras do pluton Poço da Areia plotam no campo da série shoshonítica, juntamente com uma das amostras do pluton Caraíbas, enquanto a outra plota no campo cálcio-alcalino de alto potássio.

Figura 86 – Diagramas K_2O versus SiO_2 para classificação quanto a alcalinidade com campos adaptados do diagrama de Peccerillo e Taylor (1976), para os granitoides estudados.



No diagrama de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 87), todas as amostras do pluton Caraíbas e dos granitoides sintranscorrentes plotam no campo dos granitoides de arco vulcânico e sin-colisionais, enquanto que algumas amostras do pluton Poço da Areia plotam no campo dos granitoides intraplaca e arco vulcânico.

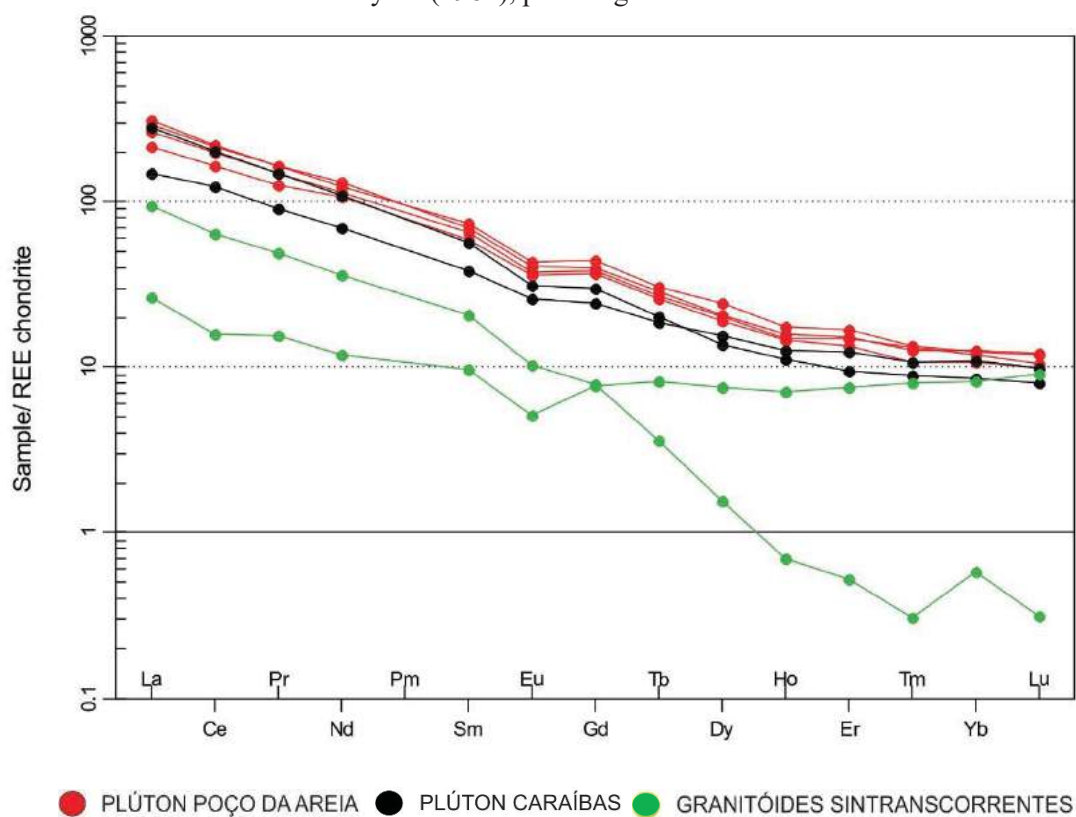
Figura 87 – Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984), para os granitoides estudados. Com os campos de granitos sin-colisionais (*syn*-COLG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos de cadeia oceânica (ORG).



Fonte: O autor (2018).

Nos padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984) (Fig. 88), as amostras dos plutons Caraíbas e Poço da Areia apresentam comportamento semelhante, mas com Σ ETR mais alto no Poço da Areia. Elas mostram enriquecimento dos ETR leves (acima de 100 vezes o condrito) em relação aos ETR pesados ($\text{LaN}/\text{YbN} = 13 - 33$), com leve anomalia negativa de európio. Uma das amostras dos granitos sintranscorrentes apresenta padrão horizontalizado de ETR pesados (cerca de 10 vezes o condrito), apresentando também anomalias negativas de európio. Já a amostra mais deformada apresenta forte empobrecimento dos ETR pesados.

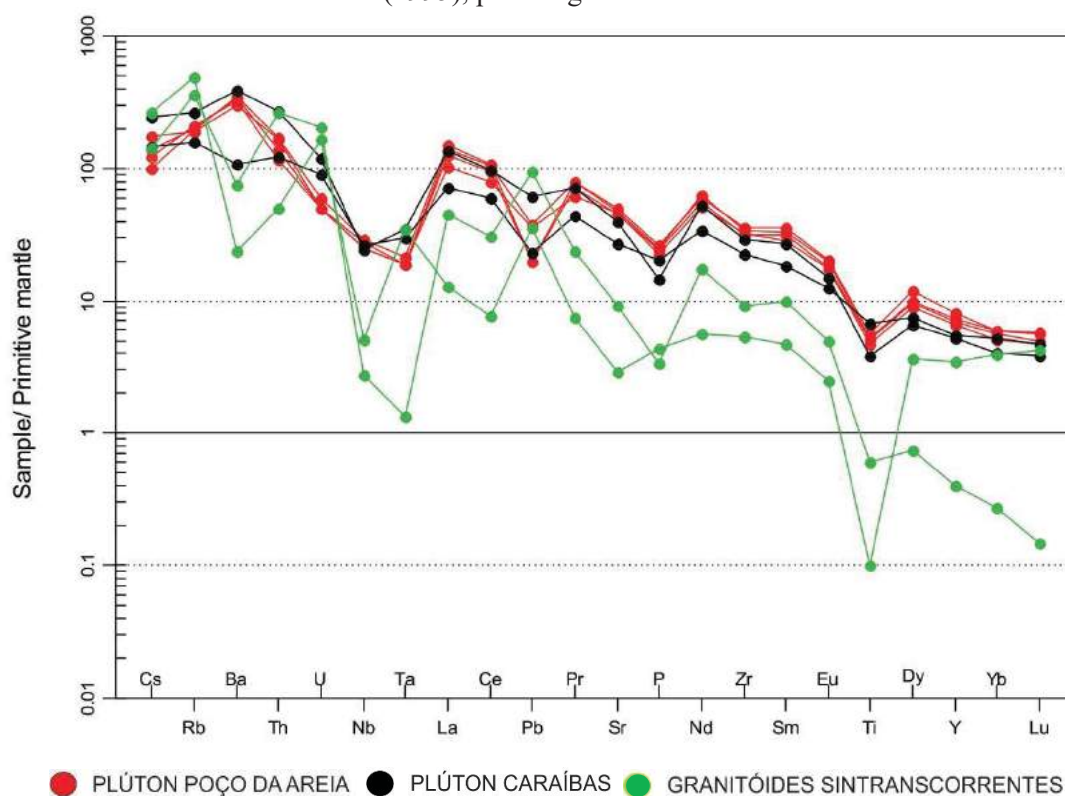
Figura 88 – Padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984), para os granitoides estudados.



Fonte: O autor (2018).

Utilizando os diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995) (Fig. 89), as amostras dos plutons Caraíbas e Poço da Areia mostram-se similares novamente, com anomalias negativas de Nb, Ta, Pb, P, Zr e Ti e anomalias positivas de Ba, Th, La, Ce, Pr, Nd, Sm e Dy. Para os granitoides sintranscorrentes, quando não ocorrem deformados, é comum encontrar anomalias negativas para o Ba, Nb, Ce, Sr e Ti, e positivas para Rb, U, Ta, Pb, Nd e Dy.

Figura 89 – Diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995), para os granitoides estudados.



Fonte: O autor (2018).

Quadro 6 – Dados geoquímicos das unidades estudadas.

Quadro 6 – Dados geoquímicos das unidades estudadas.														
Unidades		Pluton Poço da Areia					Pluton Caraíbas		G. Sintranscorrentes		Complexo Airi			
Elementos	AA-33a	AA-33b	AA-30	AA-63	AA-64	AA-09A	AA-60	AI-05B	AA-71	AA-12A	AA-12B	A-70A	AA-67	
SiO2	63,45	61,96	62,87	62,42	63,28	57,19	64,30	73,13	71,80	70,09	69,64	57,18	53,83	
Al2O3	14,64	13,79	13,94	13,76	14,07	15,82	15,52	14,49	15,58	15,22	14,51	15,44	9,19	
Fe2O3	7,53	6,97	6,34	6,74	6,08	8,41	4,29	0,35	0,75	1,83	3,48	8,43	9,42	
MgO	2,96	3,03	2,77	2,94	2,66	3,50	1,60	0,06	0,17	0,66	1,01	4,99	12,26	
CaO	2,38	4,14	3,89	4,08	3,59	6,24	2,97	0,35	0,94	1,41	1,53	5,76	8,57	
Na2O	2,79	2,84	2,73	2,85	2,92	3,49	3,10	2,97	3,51	3,67	3,45	3,17	1,59	
K2O	3,51	4,18	4,39	4,14	4,42	2,23	5,74	7,73	6,42	5,55	4,74	2,37	1,95	
TiO2	1,08	1,14	1,01	1,05	0,94	1,36	0,76	0,02	0,12	0,31	0,51	1,09	0,75	
P2O5	0,17	0,54	0,50	0,51	0,46	0,42	0,30	0,09	0,07	0,12	0,15	0,23	0,16	
MnO	0,12	0,12	0,11	0,11	0,10	0,11	0,05	0,02	<0,01	0,03	0,04	0,11	0,18	
Cr2O3	0,010	0,021	0,016	0,025	0,025	0,005	0,018	<0,002	0,015	0,003	0,004	0,040	0,170	
Ba	554	2324	2282	1999	2135	707	2572	155	493	892	992	568	194	
Ni	33	35	42	38	36	70	<20	<20	<20	<20	<20	59	315	
Sc	18	15	14	14	12	18	8	<1	<1	4	7	22	28	
Co	61,7	16,7	14,9	16,7	16,1	67,8	11,5	69,4	1,4	79,1	70,7	27,6	53,4	
Be	1	2	4	5	6	3	4	2	2	4	5	2	21	
Sr	184,4	986,6	884,4	937,2	909,6	540,8	796,7	57,9	183,8	387,4	316,9	393,6	124,4	
Ga	17,3	22,0	20,8	20,1	21,9	19,3	25,1	10,5	28,2	25,1	20,3	19,8	21,0	
Cs	11,2	2,1	2,9	3,7	2,6	3,1	5,2	5,5	3,0	3,4	5,6	9,9	20,5	
Cu	8,2	24,6	14,2	20,1	45,7	64,7	4,7	6,3	1,9	1,3	14,9	33,1	1,9	
Hf	5,8	9,4	8,3	8,9	8,0	5,8	7,6	2,8	3,6	4,4	7,9	5,0	2,7	

Nb	13,7	19,0	16,5	18,0	16,4	17,4	16,0	3,3	1,8	9,5	19,1	10,4	6,4
Rb	185,4	115,3	119,3	112,7	126,0	96,0	159,1	295,8	214,9	166,4	170,2	104,5	152,7
Sn	3	3	3	4	3	2	5	<1	1	3	2	2	9
Zr	217,0	375,1	326,4	360,7	336,3	239,0	304,9	55,4	96,0	143,5	287,8	192,1	90,6
Ta	1,1	0,8	0,7	0,7	0,7	1,1	1,3	1,3	<0,1	0,8	1,2	0,8	0,6
Th	10,6	13,8	11,0	13,2	9,4	9,7	21,7	4,0	20,9	16,3	16,5	8,5	1,3
U	1,7	1,2	1,0	1,0	1,0	1,8	2,4	3,3	4,1	2,4	1,9	1,9	1,8
V	127	115	108	110	97	183	80	<8	<8	29	40	163	160
W	560,6	4,0	3,9	6,8	7,2	639,3	9,0	822,3	7,0	1502,8	1124,1	3,3	2,9
Y	28,5	34,3	29,7	31,5	28,1	23,8	22,2	15,0	1,7	10,4	17,9	21,8	14,1
La	34,5	96,8	81,1	89,9	67,1	46,0	87,7	8,2	29,1	37,5	49,1	26,9	8,8
Ce	69,6	178,2	159,0	174,4	134,0	99,0	164,3	12,7	51,8	71,0	128,7	43,1	22,4
Pr	8,02	20,12	18,13	19,94	15,42	11,17	18,03	1,91	5,97	7,54	10,98	6,36	3,63
Nd	29,7	74,3	68,8	78,2	63,7	42,0	65,5	7,1	21,6	27,2	40,5	26,3	17,5
Sm	6,01	14,49	12,82	13,50	11,49	7,42	11,05	1,89	4,01	4,73	7,51	5,39	4,19
Eu	1,31	3,16	2,75	3,01	2,67	1,92	2,30	0,38	0,76	1,07	1,17	1,34	1,15
Gd	5,98	11,49	9,86	10,28	9,56	6,29	7,75	1,98	2,06	3,40	5,69	5,10	3,84
Tb	0,91	1,46	1,29	1,35	1,22	0,89	0,96	0,39	0,17	0,40	0,80	0,78	0,57
Dy	5,50	7,92	6,48	6,66	6,09	5,04	4,42	2,44	0,50	1,95	4,35	4,17	2,90
Ho	1,07	1,26	1,08	1,14	1,04	0,91	0,80	0,51	0,05	0,38	0,78	0,89	0,52
Er	3,39	3,53	3,10	3,17	2,82	2,59	2,00	1,59	0,11	0,91	1,89	2,41	1,49
Tm	0,48	0,44	0,43	0,41	0,35	0,35	0,29	0,26	0,01	0,11	0,24	0,33	0,19
Yb	3,07	2,60	2,48	2,64	2,26	2,31	1,77	1,73	0,12	0,73	1,48	2,16	1,22
Lu	0,49	0,38	0,34	0,39	0,32	0,32	0,26	0,29	0,01	0,10	0,22	0,32	0,17
TOT/C	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	0,03	0,07	0,02	0,02	<0,02	0,05	<0,02	<0,02	0,02

TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	0,2	0,8	0,5	1,0	1,0	0,3	0,7	0,9	0,4	1,4	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
Pb	4,8	3,0	3,0	5,7	5,3	3,5	9,3	14,2	13,4	10,8	2,2	2,2	2,2	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8
Zn	114	80	90	93	89	72	77	24	56	89	68	68	68	54	54	54	54	54
Ni	36,1	28,0	31,9	35,2	31,2	42,9	12,2	2,8	5,4	12,9	45,1	45,1	45,1	142,5	142,5	142,5	142,5	142,5
As	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	0,9	<0,5	<0,5	<0,5	2,7	0,8	<0,5	0,9	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	1,2	0,5	0,6	0,5	0,5	0,6	0,6	0,2	0,4	0,7	0,6	0,6	0,6	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sum	<00,1	99,69	99,72	99,70	99,72	<00,1	99,75	99,92	<00,1	<00,1	99,78	99,78	99,78	99,70	99,70	99,70	99,70	99,70

Unidades	Complexo Airi					Complexo Belém de São Francisco									
Elementos	AA-61A	AA-61B	AA-15	AA-18	AA-21	AA-23	AA-49A	AA-49B	AA-49C	AA-50	AA-79	AA-80	AI-06		
SiO ₂	67,72	65,04	71,33	71,77	74,54	70,67	64,87	69,06	59,39	74,91	66,95	65,34	53,87		
Al ₂ O ₃	15,90	15,26	15,18	15,02	13,33	15,72	15,23	14,04	18,84	14,50	15,23	15,11	15,03		
Fe ₂ O ₃	1,81	4,41	1,32	1,79	1,42	1,33	6,10	4,80	3,67	0,58	4,32	4,31	9,00		
MgO	0,55	2,18	0,42	0,61	0,33	0,40	2,25	1,47	0,87	0,09	1,67	1,65	4,16		
CaO	1,21	3,20	2,00	1,81	1,48	1,61	2,14	2,41	2,42	1,94	3,95	2,78	10,79		
Na ₂ O	3,00	3,55	3,90	3,83	3,48	3,86	3,21	3,36	4,31	4,29	3,57	3,35	1,93		
K ₂ O	7,60	4,26	4,58	4,26	4,17	4,99	4,19	3,29	7,20	3,08	2,38	4,74	0,79		

TiO ₂	0,52	0,68	0,18	0,26	0,21	0,18	0,81	0,66	0,54	0,05	0,44	0,80	2,05
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,07	0,09	0,07	0,07	0,12	0,17	0,16	0,05	0,09	0,31	0,49
MnO	0,02	0,06	0,03	0,03	0,02	0,03	0,09	0,06	0,07	0,01	0,07	0,05	0,13
Cr ₂ O ₃	0,014	0,025	<0,002	<0,002	<0,002	0,004	0,009	0,004	0,004	<0,002	0,019	0,022	0,013
Ba	2186	1136	1096	646	756	1247	897	567	2618	740	691	1793	689
Ni	<20	29	<20	<20	<20	<20	23	<20	<20	<20	<20	<20	46
Sc	1	8	2	4	2	2	14	10	5	<1	9	7	20
Co	3,9	14,4	47,5	40,1	52,5	31,1	49,1	42,2	37,1	79,1	12,1	10,8	59,2
Be	5	4	2	3	5	1	5	4	5	3	7	5	5
Sr	930,0	655,9	563,5	246,5	386,0	880,1	334,7	310,2	418,4	869,4	504,1	799,3	335,7
Ga	24,5	20,7	21,5	24,3	19,8	20,4	25,1	23,6	23,5	19,3	19,9	24,8	19,2
Cs	3,4	7,6	3,0	5,0	3,4	3,7	14,5	11,7	6,1	3,5	4,6	3,4	2,5
Cu	3,5	23,1	2,0	0,5	14,4	2,9	10,2	26,6	3,0	4,2	4,1	2,2	33,6
Hf	11,6	8,3	3,1	3,3	3,5	3,7	6,3	7,6	11,5	2,9	4,4	7,6	5,7
Nb	2,8	12,8	6,9	8,8	8,1	3,6	18,8	13,8	13,9	0,3	8,9	13,5	19,2
Rb	156,3	170,0	160,8	162,6	133,2	148,2	210,4	158,4	196,4	78,3	90,5	149,3	22,1
Sn	<1	2	<1	3	1	<1	4	3	<1	<1	3	5	5
Zr	448,9	312,5	107,1	113,9	122,8	120,8	203,6	251,1	471,1	68,0	164,3	313,1	238,7
Ta	<0,1	1,3	0,4	0,6	0,7	0,2	1,3	1,0	0,9	0,3	0,3	0,6	1,5
Th	51,7	22,9	6,5	12,3	10,2	5,0	12,4	13,6	15,0	1,7	6,3	22,6	9,9
U	1,7	3,6	0,8	0,9	1,3	0,9	1,2	1,7	2,5	0,9	0,4	1,3	6,2
V	30	72	11	16	14	17	94	67	36	<8	64	86	162
W	6,3	6,4	642,0	462,4	552,3	344,9	360,7	353,5	235,6	741,1	7,7	6,8	386,3
Y	2,4	17,8	5,1	8,3	5,2	4,9	8,7	13,3	16,0	4,1	12,1	14,7	35,2
La	148,4	57,7	18,7	33,2	27,1	19,3	35,8	29,9	43,3	7,5	24,5	90,0	34,7
Ce	234,5	105,0	33,6	59,2	50,9	37,1	68,3	64,0	88,8	13,1	45,7	164,1	84,4
Pr	23,35	11,42	3,47	6,81	5,04	3,97	7,88	7,05	9,19	1,41	5,04	17,79	9,92
Nd	73,0	42,3	11,6	24,9	16,9	14,6	29,4	26,8	33,0	5,2	19,2	62,3	41,5
Sm	8,10	6,73	2,09	4,30	2,90	2,22	4,97	5,14	5,41	1,14	3,77	9,23	9,27

Eu	1,59	1,19	0,57	1,04	0,65	0,80	1,22	1,16	2,10	0,63	0,96	1,98	2,86
Gd	3,44	5,06	1,54	3,27	2,23	1,60	3,76	4,20	4,62	0,85	3,22	6,55	9,07
Tb	0,25	0,68	0,22	0,42	0,25	0,20	0,44	0,58	0,57	0,12	0,45	0,73	1,36
Dy	0,66	3,64	0,97	2,10	1,25	0,98	1,88	2,84	2,87	0,73	2,38	3,34	7,78
Ho	0,05	0,64	0,20	0,30	0,20	0,18	0,31	0,57	0,50	0,15	0,47	0,53	1,41
Er	0,14	1,92	0,53	0,73	0,47	0,44	0,82	1,39	1,57	0,47	1,16	1,39	3,90
Tm	0,02	0,27	0,07	0,08	0,06	0,05	0,12	0,21	0,22	0,06	0,16	0,18	0,54
Yb	0,16	1,71	0,43	0,48	0,36	0,36	0,71	1,34	1,63	0,45	1,00	1,05	3,69
Lu	0,01	0,24	0,07	0,08	0,06	0,05	0,12	0,22	0,24	0,06	0,15	0,14	0,53
TOT/C	0,03	0,02	<0,02	<0,02	0,04	<0,02	0,03	0,06	0,30	<0,02	0,13	0,09	0,05
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,06	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02
Mo	1,2	1,1	<0,1	<0,1	10,0	1,0	0,5	0,4	0,5	0,5	1,2	1,1	0,3
Pb	15,3	8,0	1,9	7,6	7,9	8,3	3,6	3,6	16,8	23,3	2,3	4,6	4,9
Zn	60	63	33	48	28	25	101	79	59	10	70	88	57
Ni	4,8	24,1	2,3	4,2	4,3	6,4	26,5	16,0	6,1	2,2	13,8	13,8	21,9
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,3
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	<0,5	0,7	1,6	3,0	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,3	0,7	<0,5
Hg	<0,01	<0,01	*	*	*	*	*	*	*	*	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	0,2	0,7	0,2	0,4	0,2	0,2	0,9	0,7	<0,1	<0,1	0,4	0,6	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sum	99,73	99,78	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	99,85	99,76	<00,1

Unidades	Complexo Cipriano						Complexo Floresta			
	AA-49X	AA-16	AA-20A	AA-20B	AIRI-08	AA-20C	AIRI-04	AA-35	AA-38	AA-53
Elementos										
SiO ₂	50,83	57,73	62,60	56,69	62,96	58,63	76,48	59,55	74,10	57,78
Al ₂ O ₃	16,84	16,09	15,54	14,25	15,68	13,97	12,89	17,26	12,97	18,04
Fe ₂ O ₃	10,32	8,40	5,74	7,71	5,06	6,96	1,11	6,75	2,07	7,09
MgO	4,50	4,18	2,51	3,81	2,62	3,21	0,18	3,13	0,43	3,46
CaO	6,68	4,79	3,39	5,18	3,77	4,69	0,75	6,66	1,60	7,33
Na ₂ O	3,43	3,57	3,58	2,59	3,78	2,11	4,20	3,51	2,93	3,73
K ₂ O	3,48	2,60	3,99	5,77	3,80	6,79	3,17	0,66	4,57	0,75
TiO ₂	1,69	0,96	0,93	1,41	0,80	1,29	0,11	0,58	0,21	0,62
P ₂ O ₅	0,63	0,09	0,29	0,69	0,26	0,61	0,03	0,17	0,10	0,18
MnO	0,16	0,14	0,08	0,13	0,07	0,11	0,03	0,11	0,03	0,12
Cr ₂ O ₃	0,022	0,016	0,011	0,015	0,013	0,010	<0,002	0,003	<0,002	0,003
Ba	1448	328	1102	3119	1170	4156	1523	563	530	421
Ni	40	42	32	39	33	31	<20	<20	<20	<20
Sc	14	21	12	14	9	13	4	15	1	17
Co	30,7	42,6	37,2	43,6	58,0	35,9	91,9	40,9	45,4	44,9
Be	2	6	11	5	3	1	<1	1	2	2
Sr	872,3	247,6	569,4	997,5	654,4	1099,1	115,2	808,9	138,4	825,5
Ga	24,0	25,6	24,1	26,1	20,1	24,9	9,8	20,6	16,9	19,8
Cs	9,9	12,7	7,8	7,6	7,8	4,7	0,1	0,5	1,2	0,7
Cu	105,8	18,9	24,4	22,0	42,0	17,1	9,5	8,8	7,7	18,9
Hf	9,1	3,6	12,0	10,9	7,1	10,3	2,4	3,7	5,2	2,2
Nb	18,5	11,8	14,9	36,3	12,9	36,9	3,2	1,6	12,6	1,6
Rb	136,0	162,5	179,2	197,1	152,7	202,3	52,1	18,6	184,5	15,1
Sn	3	4	4	4	3	4	<1	<1	1	<1
Zr	370,7	122,6	445,4	418,3	254,3	402,8	66,3	152,7	167,3	82,0
Ta	1,2	0,9	1,1	1,9	1,1	1,9	0,5	<0,1	0,5	0,2

Th	5,7	4,9	16,2	26,1	17,3	24,9	10,1	0,3	9,0	2,0
U	2,6	0,7	2,2	4,3	2,7	4,1	0,9	<0,1	1,6	0,3
V	171	150	115	151	94	138	10	130	19	145
W	3,7	264,4	272,9	259,5	505,3	198,1	1163,3	261,0	572,7	273,4
Y	28,1	30,4	21,8	30,9	19,0	29,9	16,9	11,1	18,7	9,9
La	48,5	15,7	42,4	90,1	52,1	100,0	35,3	13,0	38,5	17,9
Ce	108,5	33,9	129,0	192,6	103,2	207,1	66,0	29,3	81,5	34,6
Pr	13,19	4,15	11,48	21,86	11,37	23,59	6,89	3,79	8,41	4,02
Nd	55,5	17,5	44,3	79,0	40,5	87,9	25,0	16,4	29,5	15,7
Sm	10,63	4,48	8,23	14,16	6,96	14,87	3,90	3,15	5,08	3,04
Eu	3,34	1,01	1,69	3,26	1,47	3,24	0,46	1,09	0,99	0,99
Gd	9,11	4,90	6,44	11,56	5,35	11,17	3,19	2,87	4,33	2,77
Tb	1,17	0,88	0,91	1,45	0,72	1,40	0,47	0,40	0,62	0,36
Dy	5,53	5,60	4,70	7,36	3,70	6,71	2,58	2,12	3,35	2,00
Ho	0,98	1,03	0,81	1,12	0,63	1,10	0,56	0,43	0,65	0,36
Er	2,53	3,15	2,30	3,16	1,83	2,75	1,70	1,20	1,64	1,02
Tm	0,35	0,48	0,32	0,37	0,26	0,35	0,26	0,18	0,23	0,15
Yb	2,36	2,95	2,15	2,34	1,70	2,29	1,77	1,24	1,16	0,99
Lu	0,36	0,45	0,31	0,32	0,23	0,32	0,27	0,18	0,17	0,16
TOT/C	0,04	0,02	0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
TOT/S	0,30	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	0,8	0,2	0,4	1,0	0,2	0,3	0,5	<0,1	0,1	0,1
Pb	1,9	1,6	5,1	18,5	5,3	71,6	7,4	0,5	2,2	0,7
Zn	89	85	85	70	67	62	17	37	27	33
Ni	41,4	34,1	28,2	24,0	23,8	17,8	3,0	8,4	3,4	8,4
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,8	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1

Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	<0,5
Hg	<0,01	0,11	0,06	0,09	<0,01	0,05	<0,01	0,04	*	*
Tl	0,6	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7	<0,1	<0,1	0,4	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sum	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1

Unidades		Complexo Airi				Complexo Belém de São Francisco										
Elementos	AA-61A	AA-61B	AA-15	AA-18	AA-21	AA-23	AA-49A	AA-49B	AA-49C	AA-50	AA-79	AA-80	AI-06			
SiO2	67,72	65,04	71,33	71,77	74,54	70,67	64,87	69,06	59,39	74,91	66,95	65,34	53,87			
Al2O3	15,90	15,26	15,18	15,02	13,33	15,72	15,23	14,04	18,84	14,50	15,23	15,11	15,03			
Fe2O3	1,81	4,41	1,32	1,79	1,42	1,33	6,10	4,80	3,67	0,58	4,32	4,31	9,00			
MgO	0,55	2,18	0,42	0,61	0,33	0,40	2,25	1,47	0,87	0,09	1,67	1,65	4,16			
CaO	1,21	3,20	2,00	1,81	1,48	1,61	2,14	2,41	2,42	1,94	3,95	2,78	10,79			
Na2O	3,00	3,55	3,90	3,83	3,48	3,86	3,21	3,36	4,31	4,29	3,57	3,35	1,93			
K2O	7,60	4,26	4,58	4,26	4,17	4,99	4,19	3,29	7,20	3,08	2,38	4,74	0,79			
TiO2	0,52	0,68	0,18	0,26	0,21	0,18	0,81	0,66	0,54	0,05	0,44	0,80	2,05			
P2O5	0,16	0,20	0,07	0,09	0,07	0,07	0,12	0,17	0,16	0,05	0,09	0,31	0,49			
MnO	0,02	0,06	0,03	0,03	0,02	0,03	0,09	0,06	0,07	0,01	0,07	0,05	0,13			
Cr2O3	0,014	0,025	<0,002	<0,002	<0,002	0,004	0,009	0,004	0,004	<0,002	0,019	0,022	0,013			
Ba	2186	1136	1096	646	756	1247	897	567	2618	740	691	1793	689			
Ni	<20	29	<20	<20	<20	<20	23	<20	<20	<20	<20	<20	46			
Sc	1	8	2	4	2	2	14	10	5	<1	9	7	20			
Co	3,9	14,4	47,5	40,1	52,5	31,1	49,1	42,2	37,1	79,1	12,1	10,8	59,2			
Be	5	4	2	3	5	1	5	4	5	3	7	5	5			
Sr	930,0	655,9	563,5	246,5	386,0	880,1	334,7	310,2	418,4	869,4	504,1	799,3	335,7			
Ga	24,5	20,7	21,5	24,3	19,8	20,4	25,1	23,6	23,5	19,3	19,9	24,8	19,2			

Cs	3,4	7,6	3,0	5,0	3,4	3,7	14,5	11,7	6,1	3,5	4,6	3,4	2,5
Cu	3,5	23,1	2,0	0,5	14,4	2,9	10,2	26,6	3,0	4,2	4,1	2,2	33,6
Hf	11,6	8,3	3,1	3,3	3,5	3,7	6,3	7,6	11,5	2,9	4,4	7,6	5,7
Nb	2,8	12,8	6,9	8,8	8,1	3,6	18,8	13,8	13,9	0,3	8,9	13,5	19,2
Rb	156,3	170,0	160,8	162,6	133,2	148,2	210,4	158,4	196,4	78,3	90,5	149,3	22,1
Sn	<1	2	<1	3	1	<1	4	3	<1	<1	3	5	5
Zr	448,9	312,5	107,1	113,9	122,8	120,8	203,6	251,1	471,1	68,0	164,3	313,1	238,7
Ta	<0,1	1,3	0,4	0,6	0,7	0,2	1,3	1,0	0,9	0,3	0,3	0,6	1,5
Th	51,7	22,9	6,5	12,3	10,2	5,0	12,4	13,6	15,0	1,7	6,3	22,6	9,9
U	1,7	3,6	0,8	0,9	1,3	0,9	1,2	1,7	2,5	0,9	0,4	1,3	6,2
V	30	72	11	16	14	17	94	67	36	<8	64	86	162
W	6,3	6,4	642,0	462,4	552,3	344,9	360,7	353,5	235,6	741,1	7,7	6,8	386,3
Y	2,4	17,8	5,1	8,3	5,2	4,9	8,7	13,3	16,0	4,1	12,1	14,7	35,2
La	148,4	57,7	18,7	33,2	27,1	19,3	35,8	29,9	43,3	7,5	24,5	90,0	34,7
Ce	234,5	105,0	33,6	59,2	50,9	37,1	68,3	64,0	88,8	13,1	45,7	164,1	84,4
Pr	23,35	11,42	3,47	6,81	5,04	3,97	7,88	7,05	9,19	1,41	5,04	17,79	9,92
Nd	73,0	42,3	11,6	24,9	16,9	14,6	29,4	26,8	33,0	5,2	19,2	62,3	41,5
Sm	8,10	6,73	2,09	4,30	2,90	2,22	4,97	5,14	5,41	1,14	3,77	9,23	9,27
Eu	1,59	1,19	0,57	1,04	0,65	0,80	1,22	1,16	2,10	0,63	0,96	1,98	2,86
Gd	3,44	5,06	1,54	3,27	2,23	1,60	3,76	4,20	4,62	0,85	3,22	6,55	9,07
Tb	0,25	0,68	0,22	0,42	0,25	0,20	0,44	0,58	0,57	0,12	0,45	0,73	1,36
Dy	0,66	3,64	0,97	2,10	1,25	0,98	1,88	2,84	2,87	0,73	2,38	3,34	7,78
Ho	0,05	0,64	0,20	0,30	0,20	0,18	0,31	0,57	0,50	0,15	0,47	0,53	1,41
Er	0,14	1,92	0,53	0,73	0,47	0,44	0,82	1,39	1,57	0,47	1,16	1,39	3,90
Tm	0,02	0,27	0,07	0,08	0,06	0,05	0,12	0,21	0,22	0,06	0,16	0,18	0,54
Yb	0,16	1,71	0,43	0,48	0,36	0,36	0,71	1,34	1,63	0,45	1,00	1,05	3,69
Lu	0,01	0,24	0,07	0,08	0,06	0,05	0,12	0,22	0,24	0,06	0,15	0,14	0,53
TOT/C	0,03	0,02	<0,02	<0,02	0,04	<0,02	0,03	0,06	0,30	<0,02	0,13	0,09	0,05
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,06	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02

Mo	1,2	1,1	<0,1	<0,1	10,0	1,0	0,5	0,4	0,5	0,5	1,2	1,1	0,3
Pb	15,3	8,0	1,9	7,6	7,9	8,3	3,6	3,6	16,8	23,3	2,3	4,6	4,9
Zn	60	63	33	48	28	25	101	79	59	10	70	88	57
Ni	4,8	24,1	2,3	4,2	4,3	6,4	26,5	16,0	6,1	2,2	13,8	13,8	21,9
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,3
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	<0,5	0,7	1,6	3,0	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,3	0,7	<0,5
Hg	<0,01	<0,01	*	*	*	*	*	*	*	*	<0,01	<0,01	<0,01
Tl	0,2	0,7	0,2	0,4	0,2	0,2	0,9	0,7	<0,1	<0,1	0,4	0,6	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sum	99,73	99,78	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	99,85	99,76	<00,1

Unidades	Complexo Cipriano							Complexo Floresta			
	AA-49X	AA-16	AA-20A	AA-20B	AIRI-08	AA-20C	AIRI-04	AA-35	AA-38	AA-53	
SiO2	50,83	57,73	62,60	56,69	62,96	58,63	76,48	59,55	74,10	57,78	
Al2O3	16,84	16,09	15,54	14,25	15,68	13,97	12,89	17,26	12,97	18,04	
Fe2O3	10,32	8,40	5,74	7,71	5,06	6,96	1,11	6,75	2,07	7,09	
MgO	4,50	4,18	2,51	3,81	2,62	3,21	0,18	3,13	0,43	3,46	
CaO	6,68	4,79	3,39	5,18	3,77	4,69	0,75	6,66	1,60	7,33	
Na2O	3,43	3,57	3,58	2,59	3,78	2,11	4,20	3,51	2,93	3,73	
K2O	3,48	2,60	3,99	5,77	3,80	6,79	3,17	0,66	4,57	0,75	
TiO2	1,69	0,96	0,93	1,41	0,80	1,29	0,11	0,58	0,21	0,62	
P2O5	0,63	0,09	0,29	0,69	0,26	0,61	0,03	0,17	0,10	0,18	
MnO	0,16	0,14	0,08	0,13	0,07	0,11	0,03	0,11	0,03	0,12	
Cr2O3	0,022	0,016	0,011	0,015	0,013	0,010	<0,002	0,003	<0,002	0,003	

Ba	1448	328	1102	3119	1170	4156	1523	563	530	421
Ni	40	42	32	39	33	31	<20	<20	<20	<20
Sc	14	21	12	14	9	13	4	15	1	17
Co	30,7	42,6	37,2	43,6	58,0	35,9	91,9	40,9	45,4	44,9
Be	2	6	11	5	3	1	<1	1	2	2
Sr	872,3	247,6	569,4	997,5	654,4	1099,1	115,2	808,9	138,4	825,5
Ga	24,0	25,6	24,1	26,1	20,1	24,9	9,8	20,6	16,9	19,8
Cs	9,9	12,7	7,8	7,6	7,8	4,7	0,1	0,5	1,2	0,7
Cu	105,8	18,9	24,4	22,0	42,0	17,1	9,5	8,8	7,7	18,9
Hf	9,1	3,6	12,0	10,9	7,1	10,3	2,4	3,7	5,2	2,2
Nb	18,5	11,8	14,9	36,3	12,9	36,9	3,2	1,6	12,6	1,6
Rb	136,0	162,5	179,2	197,1	152,7	202,3	52,1	18,6	184,5	15,1
Sn	3	4	4	4	3	4	<1	<1	1	<1
Zr	370,7	122,6	445,4	418,3	254,3	402,8	66,3	152,7	167,3	82,0
Ta	1,2	0,9	1,1	1,9	1,1	1,9	0,5	<0,1	0,5	0,2
Th	5,7	4,9	16,2	26,1	17,3	24,9	10,1	0,3	9,0	2,0
U	2,6	0,7	2,2	4,3	2,7	4,1	0,9	<0,1	1,6	0,3
V	171	150	115	151	94	138	10	130	19	145
W	3,7	264,4	272,9	259,5	505,3	198,1	1163,3	261,0	572,7	273,4
Y	28,1	30,4	21,8	30,9	19,0	29,9	16,9	11,1	18,7	9,9
La	48,5	15,7	42,4	90,1	52,1	100,0	35,3	13,0	38,5	17,9
Ce	108,5	33,9	129,0	192,6	103,2	207,1	66,0	29,3	81,5	34,6
Pr	13,19	4,15	11,48	21,86	11,37	23,59	6,89	3,79	8,41	4,02
Nd	55,5	17,5	44,3	79,0	40,5	87,9	25,0	16,4	29,5	15,7
Sm	10,63	4,48	8,23	14,16	6,96	14,87	3,90	3,15	5,08	3,04
Eu	3,34	1,01	1,69	3,26	1,47	3,24	0,46	1,09	0,99	0,99
Gd	9,11	4,90	6,44	11,56	5,35	11,17	3,19	2,87	4,33	2,77
Tb	1,17	0,88	0,91	1,45	0,72	1,40	0,47	0,40	0,62	0,36
Dy	5,53	5,60	4,70	7,36	3,70	6,71	2,58	2,12	3,35	2,00

Ho	0,98	1,03	0,81	1,12	0,63	1,10	0,56	0,43	0,65	0,36
Er	2,53	3,15	2,30	3,16	1,83	2,75	1,70	1,20	1,64	1,02
Tm	0,35	0,48	0,32	0,37	0,26	0,35	0,26	0,18	0,23	0,15
Yb	2,36	2,95	2,15	2,34	1,70	2,29	1,77	1,24	1,16	0,99
Lu	0,36	0,45	0,31	0,32	0,23	0,32	0,27	0,18	0,17	0,16
TOT/C	0,04	0,02	0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
TOT/S	0,30	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	0,8	0,2	0,4	1,0	0,2	0,3	0,5	<0,1	0,1	0,1
Pb	1,9	1,6	5,1	18,5	5,3	71,6	7,4	0,5	2,2	0,7
Zn	89	85	85	70	67	62	17	37	27	33
Ni	41,4	34,1	28,2	24,0	23,8	17,8	3,0	8,4	3,4	8,4
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,8	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	<0,5
Hg	<0,01	0,11	0,06	0,09	<0,01	0,05	<0,01	0,04	*	*
Tl	0,6	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7	<0,1	<0,1	0,4	<0,1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sum	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1	<00,1

Fonte: O autor (2018).

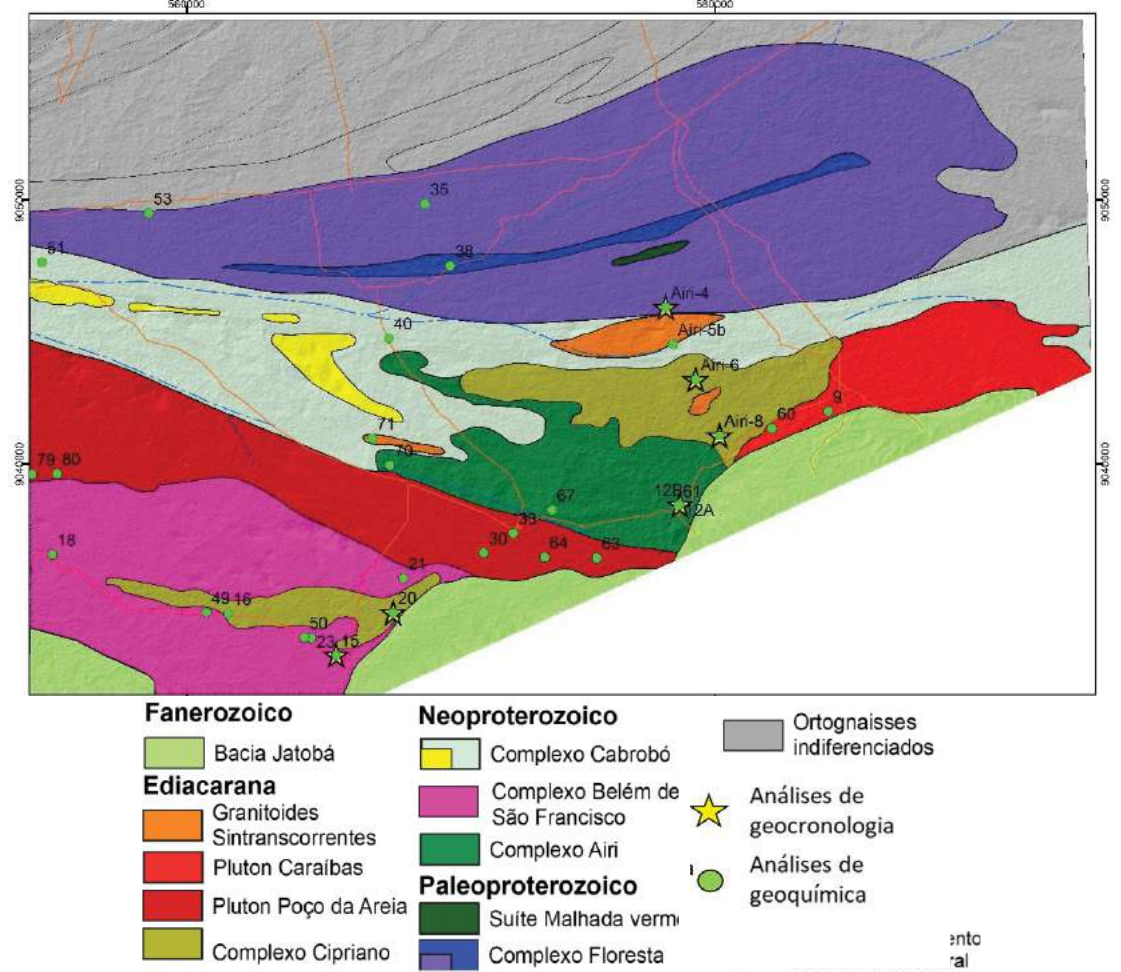
8 GEOCRONOLOGIA

Sete amostras foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras e Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), Brasil. As amostras selecionadas foram pulverizadas e peneiradas em frações variando entre 710 μm e 63 μm , intervalo o qual, posteriormente os minerais pesados foram concentrados via bateamento e secados numa estufa a temperatura constante de 100°C, por duas horas.

Logo após a secagem, os minerais pesados foram separados em magnéticos e não magnéticos, com utilização de imãs, e nos não magnéticos, minerais pesados foram novamente separados, agora por líquido denso (bromofórmio). Por fim, após a remoção do bromofórmio, o concentrado de minerais pesados foi novamente separado por processos magnéticos, desta vez utilizando o separador Frantz, onde os parâmetros foram, corrente de 1,2 A e inclinação de 15°. Esta porção final não magnética foi enviada ao laboratório, onde os grãos de zircão foram selecionados para análise.

As idades de U-Pb em grãos de zircão foram obtidas por *laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry* (LA-ICP-MS), na Universidade de Montpellier, França. O laser utilizado é um Excimer do tipo Compex102 (LambdaPhysiks) produzindo uma radiação laser de 193 nm (UV profundo) e o ICP-MS é um modelo do tipo XR (ThermoFinnigan). A localização das amostras selecionadas e os dados obtidos seguem na Fig. 90 e quadros 7 e 8. As idades foram calculadas usando o programa Isoplot (Ludwig, 2000).

Figura 90 – Localização das amostras analisadas para Geocronologia.



Fonte: O autor (2018).

Quadro 7 – Identificação das amostras por unidades e quantidade de cristais de zircão separados para análise.

Unidade	Amostra	Litologia	Número de grãos de zircão analisados
C. Floresta	AIRI-4	Monzogranito milonitizado	66
C. Airi	AA-12A	Anfibolito	16
	AA-12B	Ortognaisse Monzogranítico	25
C. Belém de São F.	AA-15	Ortognaisse Monzogranítico	17
C. Cipriano	AIRI-06	Anfibolito	5
	AIRI-08	Ortognaisse Granodiorítico	18
	AA-20A	Ortognaisse Monzogranítico	29

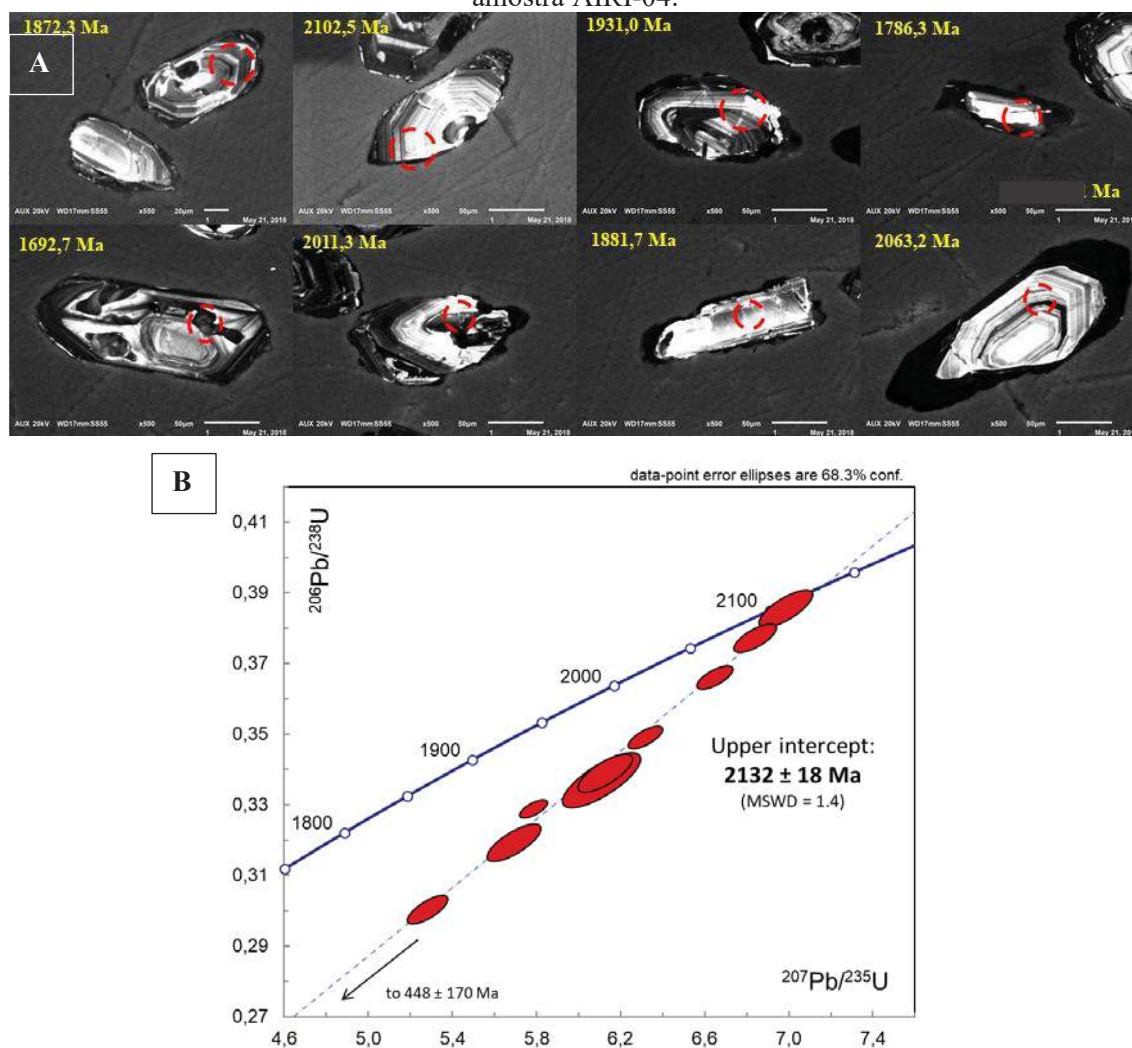
Fonte: O autor (2018).

8.1 COMPLEXO FLORESTA

A amostra **AIRI-4** corresponde a leucogranitos que ocorrem associados ao Complexo Floresta, localizado na porção sul do corpo (Fig. 90), dentro do Domínio Alto-Moxotó. 66 cristais de zircão foram separados e 9 análises foram realizadas. As imagens foram adquiridas por meio de um microscópio eletrônico de varredura (MEV) associado a catodoluminescência (CL) e mostram tamanhos variando entre 80 e 250 μm de comprimento por 40 a 100 μm de largura, fornecendo razões (comprimento/largura) curtas que variam entre 2:1 e 2.5:1. Os cristais variam de euédricos a subédricos, alongados, fraturados e com zanação oscilatória, que caracteriza o padrão de crescimento (Fig. 91A).

No diagrama concórdia (Fig. 91B), a discórdia intercepta o eixo superior com idade de $2132 \pm 18 \text{ Ma}$ ($\text{Th/U} > 0,2$), interpretada como a idade de cristalização do protólito.

Figura 91 – Imagens e dados geocronológicos da amostra AIRI-04. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando a principal idade obtida para a amostra AIRI-04.



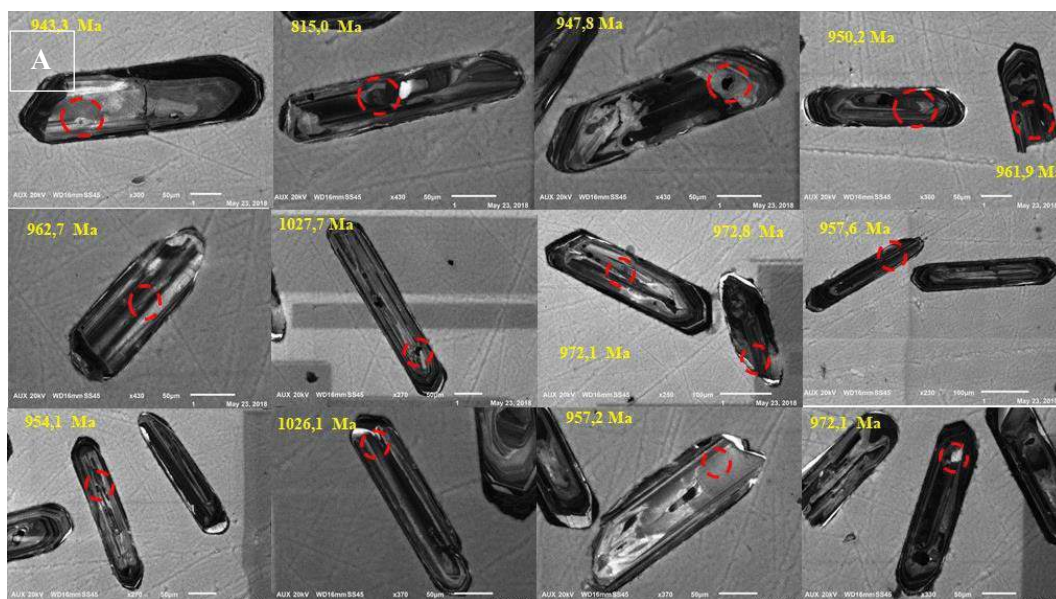
Fonte: O autor (2018).

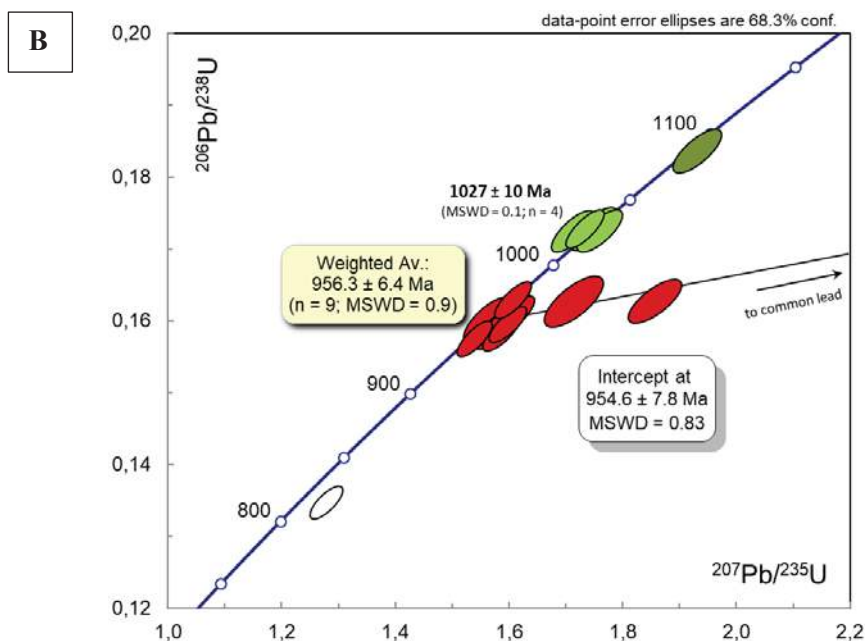
8.2 COMPLEXO BELÉM DE SÃO FRANCISCO

A amostra **AA-15** corresponde ao neossoma de composição monzogranítica, localizado na porção sul do Complexo Belém de São Francisco (Fig. 90), no domínio PEAL. 55 grãos de zircão foram selecionados e 17 análises foram realizadas. As imagens adquiridas por meio do MEV associado a CL mostram tamanhos variando entre 120 e 400 μm de comprimento por 80 - 110 μm de largura, fornecendo razões (comprimento/largura) que variam entre 1,5:1 e 3:1.

Os cristais são euédricos a subédricos, alongados, pouco fraturados e com zonação oscilatória (Fig. 92A). Foram encontrados dois grupos de grãos herdados, o primeiro, com 1100 Ma e o segundo com 1027 ± 10 Ma. Para a idade de cristalização do protólito, foram encontrados 9 grãos de zircão, com idades concordantes de 956 ± 6 Ma (MSWD 0.9) e razões Th/U > 0,2 (Fig. 92B).

Figura 92 – Imagens e dados geocronológicos da amostra AA-15. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando as principais idades obtidas.





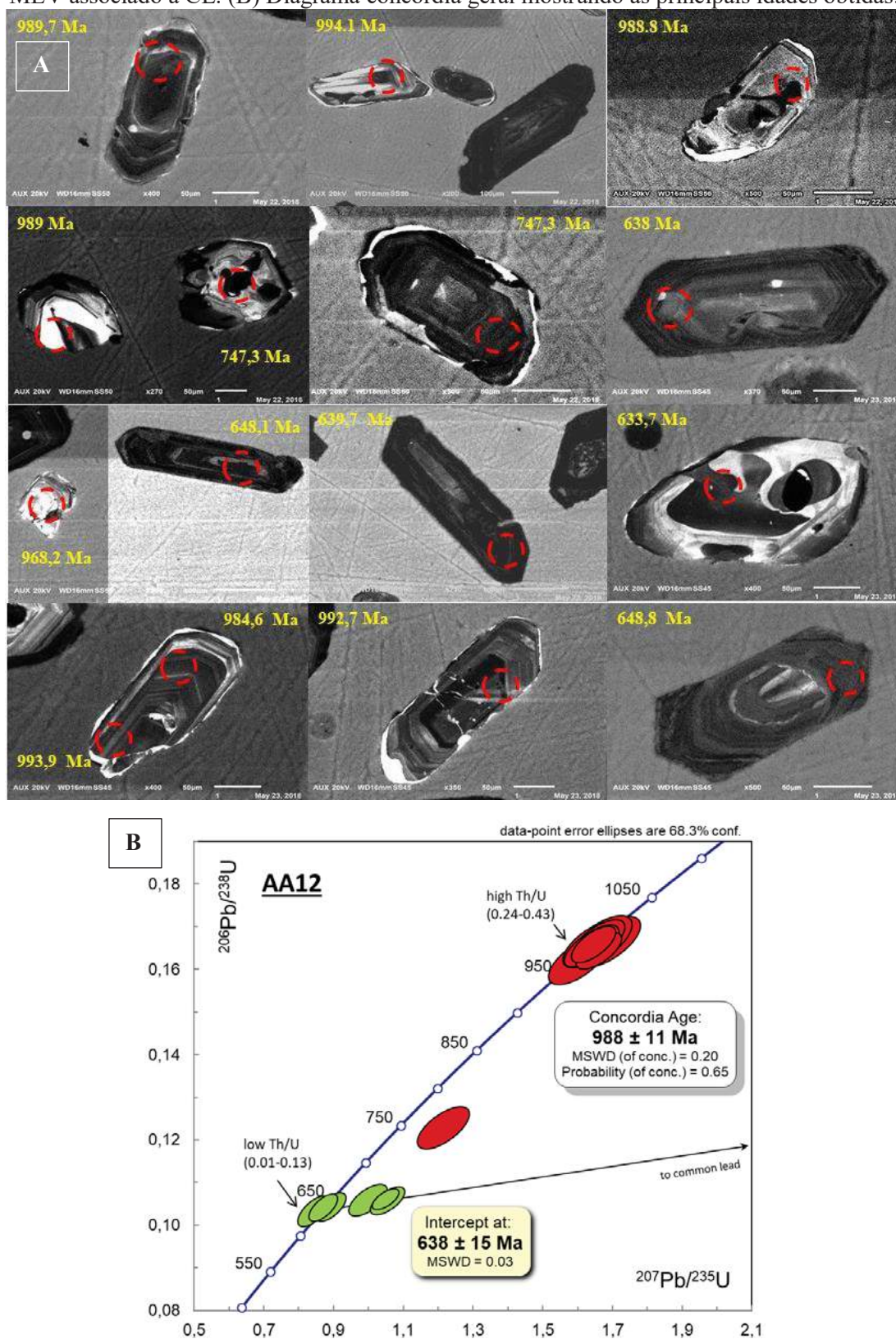
Fonte: O autor (2018).

8.3 COMPLEXO AIRI

A **amostra AA-12A** corresponde a anfibolitos que ocorrem associados ao Complexo Airi, localizados a sudeste do corpo (Fig. 90), próximos ao Pluton Caraíbas. 36 cristais de zircão foram separados e 16 análises foram realizadas. As imagens adquiridas por meio do MEV associado a CL mostram tamanhos variando de 200 à 350 μm de comprimento e 50 à 100 μm de largura, fornecendo razões que variam entre 3.5:1 e 4:1.

Os cristais ocorrem euédricos a subédricos, com zonação oscilatória e alguns cristais ocorrendo fraturados (Fig. 93A). O diagrama concórdia (Fig. 93B) apresenta dois grupos de idades, o primeiro, data em 988 ± 11 Ma, com MSWD de 0,20 e alta razão Th/U (0,24-0,43), é interpretado como a idade de cristalização, e o segundo, datado em 638 ± 15 Ma, possivelmente reflete a idade de migmatização. Também foi observada perda de chumbo comum.

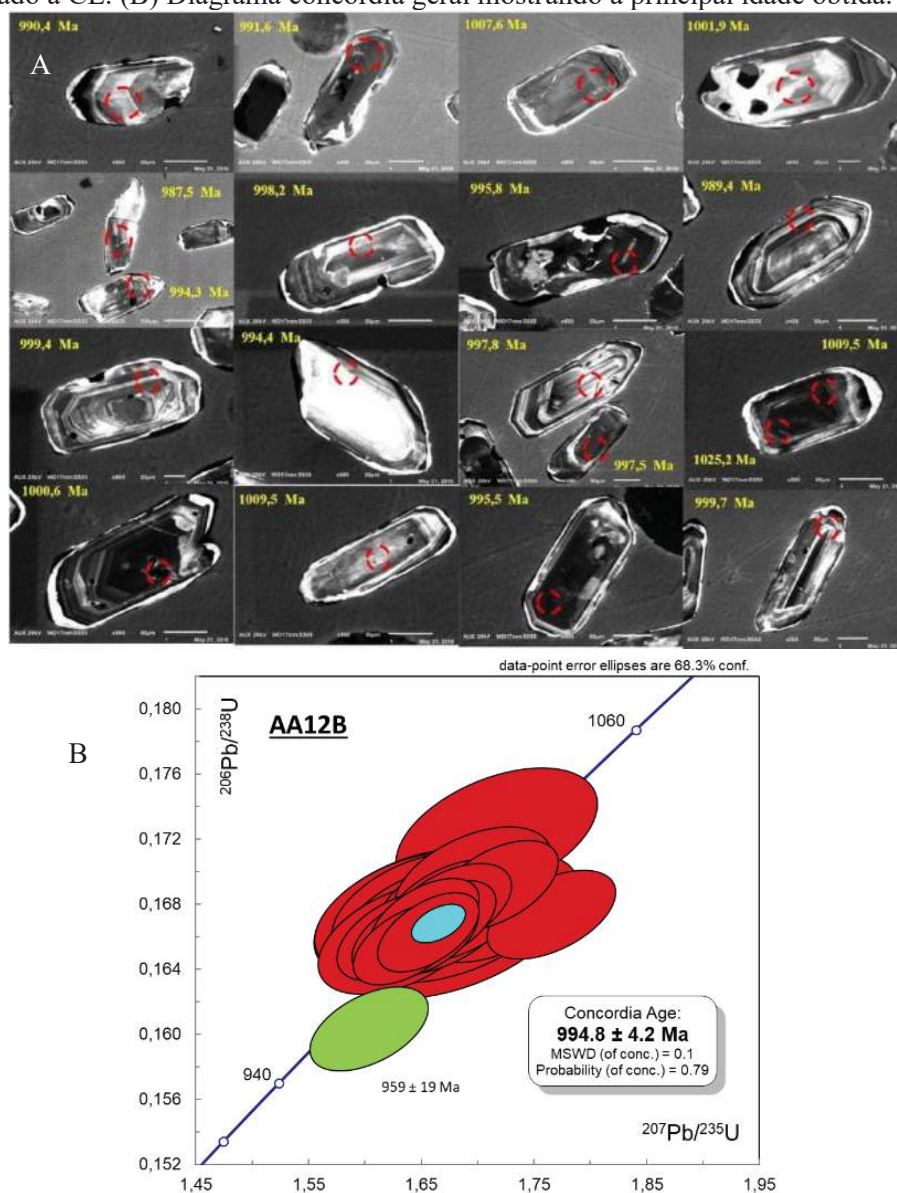
Figura 93 – Imagens e dados geocronológicos da amostra AA-12. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando as principais idades obtidas.



Fonte: O autor (2018).

A amostra **AA-12B** corresponde a ortognaisses de composição monzogranítica, que ocorrem a sudeste do corpo (Fig. 90), próximo ao Pluton Caraíbas. 69 grãos de zircão foram selecionados e 25 análises foram realizadas, as imagens adquiridas por meio do MEV associado a CL mostram tamanhos variando entre 120 - 250 μm de comprimento e 70 - 80 μm de largura, com razões que variam entre 2:1 e 3:1. Os cristais são euédricos a subédricos, pouco alongados, bastante fraturados, com bordas quebradas e zonação oscilatória (Fig. 94A). No diagrama concórdia (Fig. 94B), idades concordantes em cristais com razão Th/U > 0,2, fornecem idade média de $994 \pm 4,2$ Ma (MSWD = 0,1), que corresponde a idade de cristalização.

Figura 94 – Imagens e dados geocronológicos da amostra AA-12B. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando a principal idade obtida.



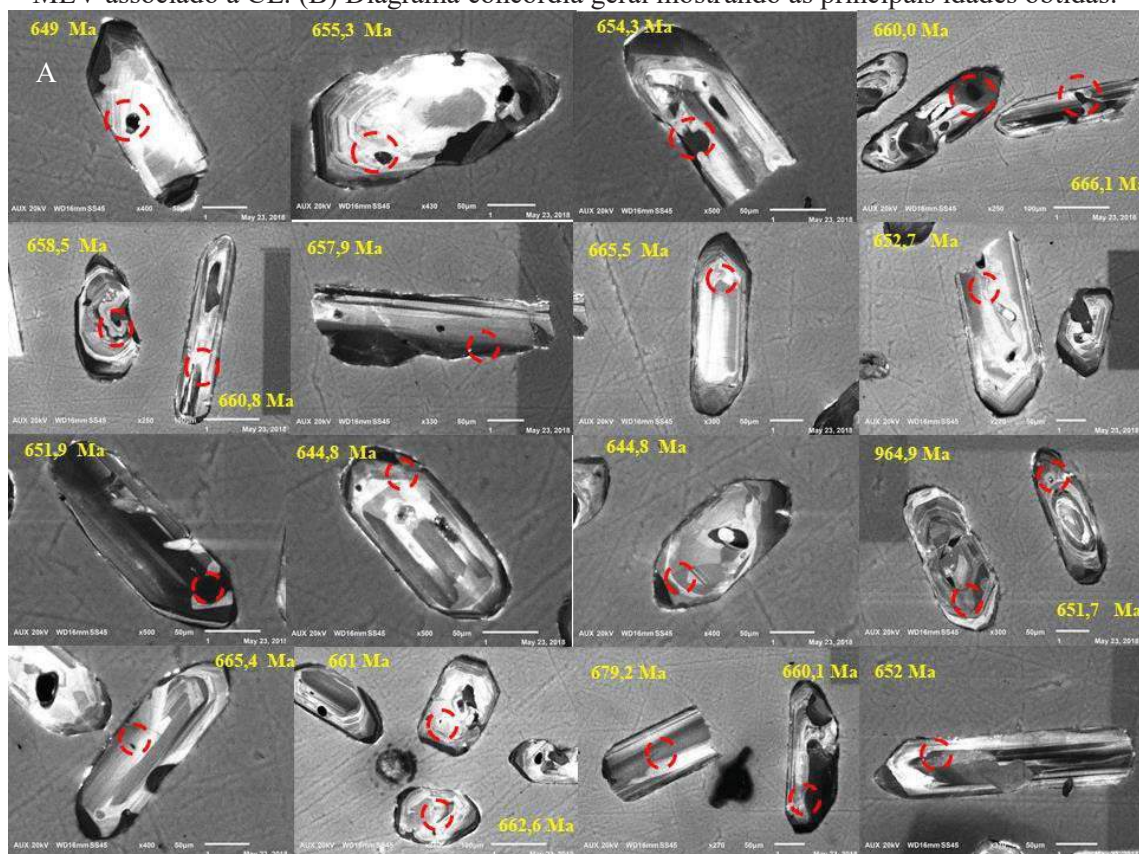
Fonte: O autor (2018).

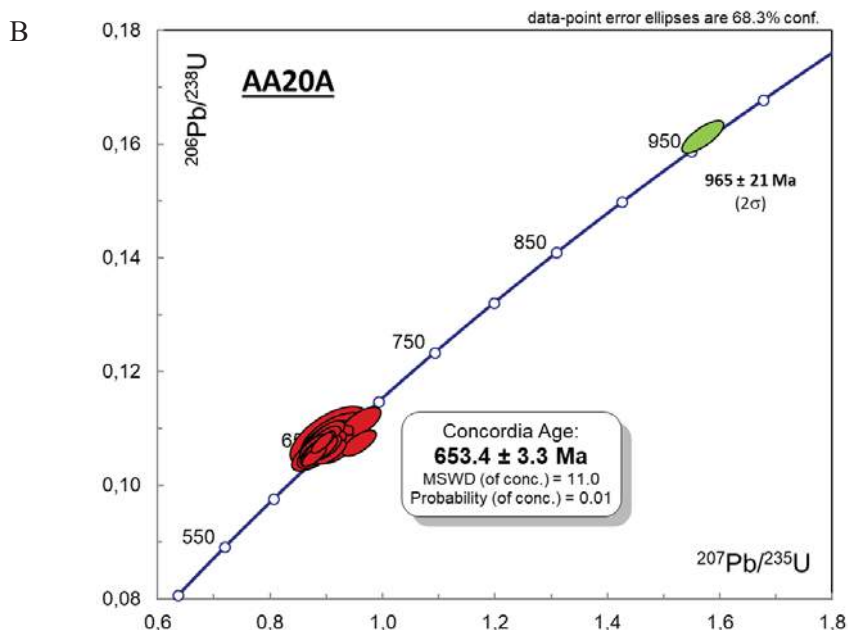
8.4 COMPLEXO CIPRIANO

A amostra AA-20A corresponde a ortognaisses de composição monzogranítica, que ocorrem a sudeste do corpo (Fig. 90), próximo ao Pluton Caraíbas. 65 grãos de zircão foram selecionados e 29 análises foram realizadas, as imagens adquiridas por meio do MEV associado a CL mostram tamanhos variando entre 100-320 μm de comprimento e 50-70 μm de largura, com razões que variam entre 2:1 e 4:1.

Os cristais são euédricos a subédricos, alongados e às vezes fraturados, com bordas quebradas e zonação oscilatória (Fig. 95A). No diagrama concórdia (Fig. 95B), idades concordantes em cristais com razão Th/U > 0,2, fornecem idade média de $653 \pm 3,3$ Ma (MSWD –11), que corresponde a idade de cristalização. Também foi observado um grão de zircão herdado com idade de 965 ± 21 Ma.

Figura 95 – Imagens e dados geocronológicos da amostra AA-20A. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando as principais idades obtidas.



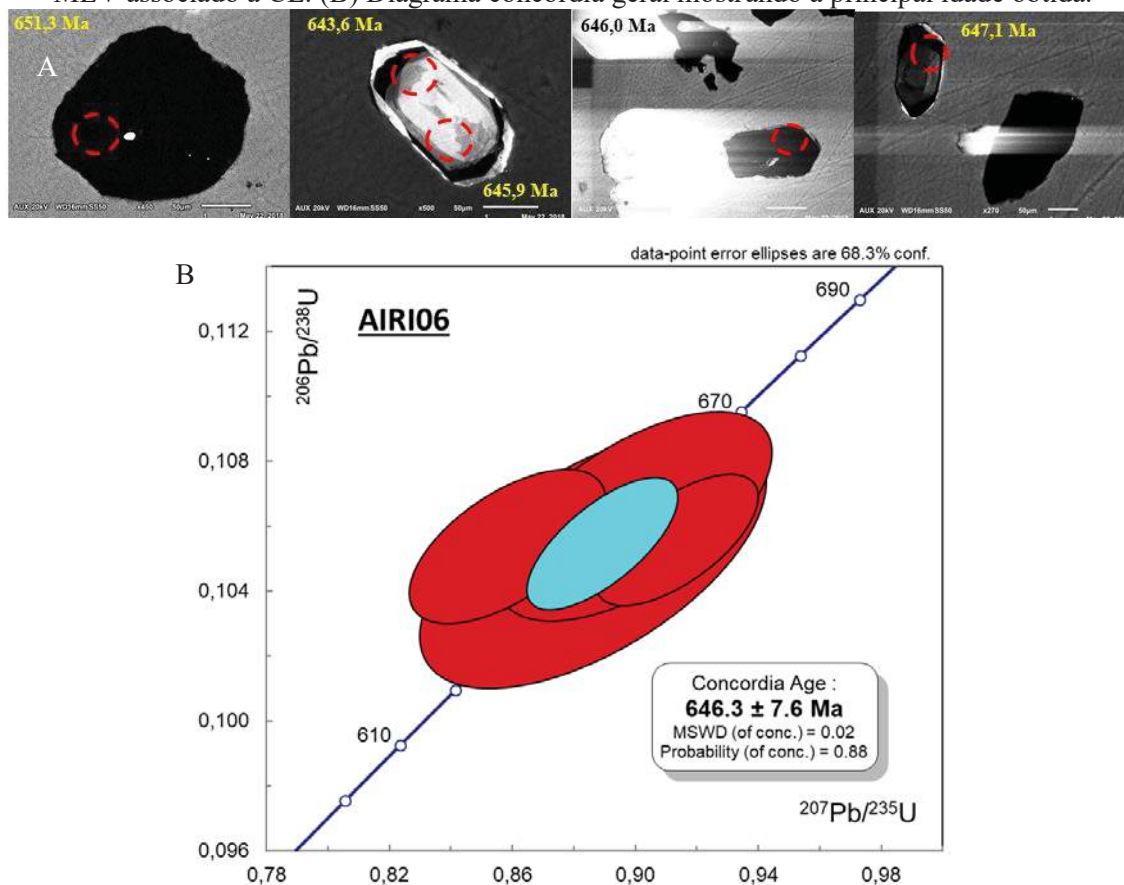


Fonte: O autor (2018).

A amostra **AIRI 06** corresponde aos níveis anfíbolíticos que ocorrem no Complexo Cipriano. 30 grãos de zircão foram selecionados e 5 análises foram realizadas, as imagens adquiridas por meio do MEV associado a CL mostram tamanhos variando entre 100-300 μm de comprimento e 100-150 μm de largura, com razões que variam entre 1:1 e 2:1.

Os cristais são euédricos a anédricos, às vezes fraturados, com bordas quebradas, às vezes mostrando zonação oscilatória (Fig. 96A). No diagrama concórdia (Fig. 96B), os cristais de zircão fornecem idade média de $646 \pm 7,6 \text{ Ma}$ (MSWD $-0,02$), que corresponde a idade de cristalização.

Figura 96 – Imagens e dados geocronológicos da amostra AIRI-06. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando a principal idade obtida.

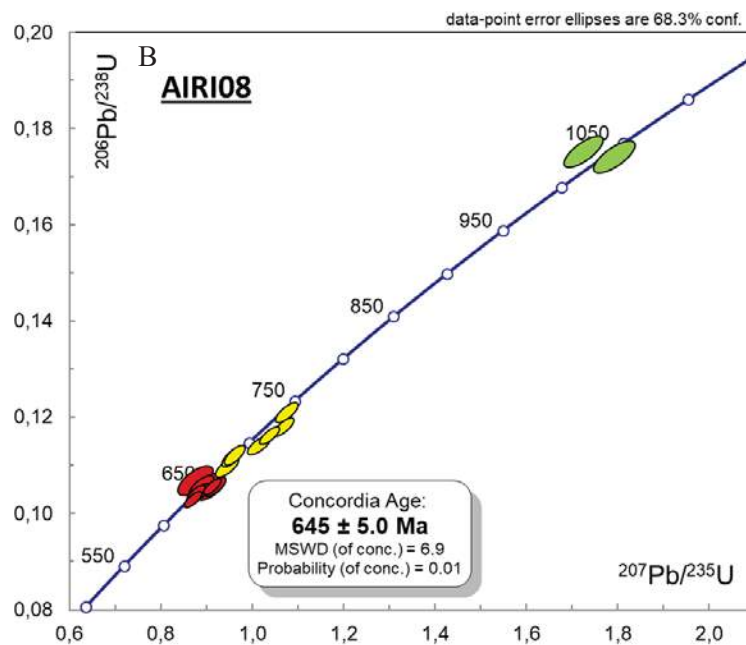
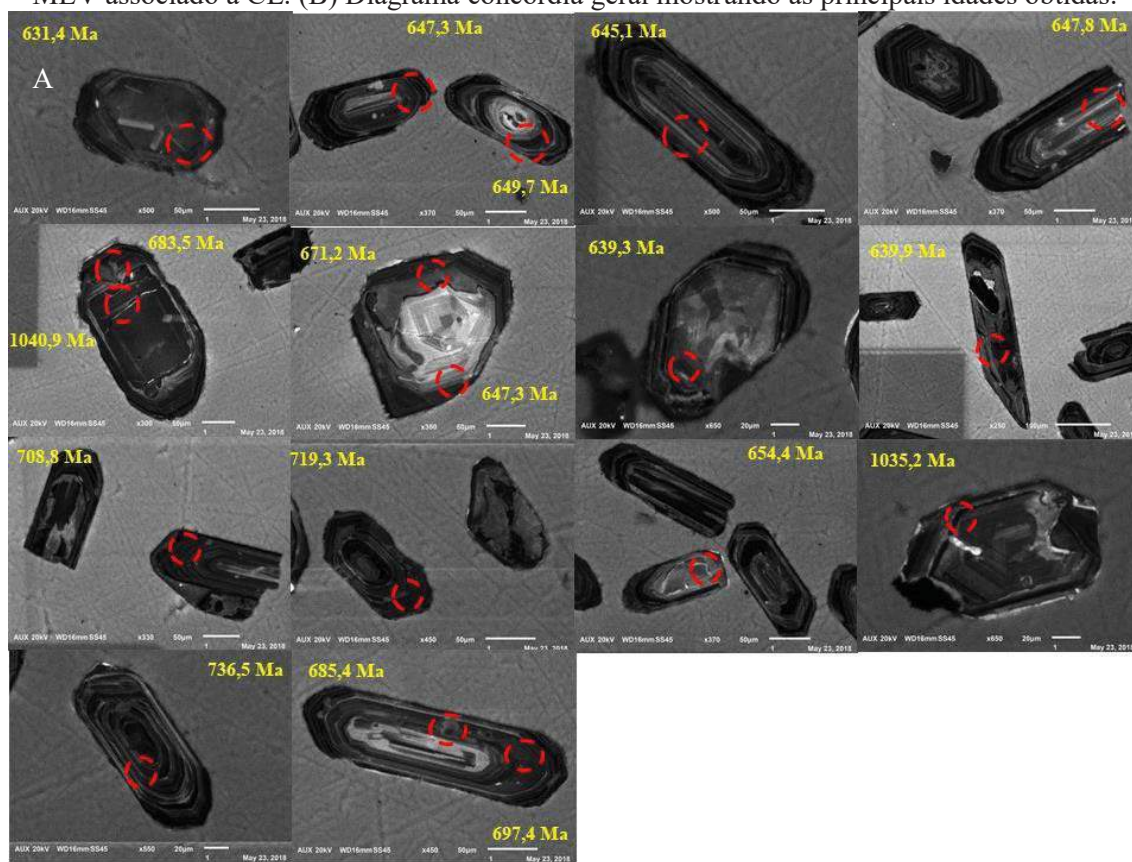


Fonte: O autor (2018).

A amostra AIRI 08 corresponde a ortognaisses de composição granodiorítica, na qual 73 grãos de zircão foram selecionados e 18 análises foram realizadas. As imagens adquiridas por meio do MEV associado a CL mostram tamanhos variando entre 100-300 μm de comprimento e 50 - 150 μm de largura, com razões médias de 2:1.

Os cristais são euédricos a subédricos, às vezes ocorrendo fraturados, com bordas quebradas e com zonação oscilatória (Fig. 97A). No diagrama concórdia (Fig. 97B), os cristais de zircão fornecem idade média de 645 ± 5 Ma (MSWD -6,9), com razão Th/U > 0,2, sendo caracterizada como idade de cristalização do protólito. Dois grupos de zircões herdados foram encontrados, o primeiro com idade média de 1050 Ma e o segundo aproximadamente 700 Ma.

Figura 97 – Imagens e dados geocronológicos da amostra AIRI-08. (A) Imagens dos grãos obtidas por MEV associado a CL. (B) Diagrama concórdia geral mostrando as principais idades obtidas.



Fonte: O autor (2018).

Quadro 8 – Resultados das análises U/Pb por LA-ICP-MS em zircões de rochas dos domínios Central e Pernambuco-Alagoas.																	
Am.	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/ U	208Pb/ 206Pb	207Pb/ 206Pb	± (1s)	207Pb/ 235U	± (1s)	206Pb/ 238U	± (1s)	Rho	Idades aparentes (Ma) 206Pb/ 238U	Disc ±	207Pb/ 206Pb	± (1s)	(%)
AA-12 ^a																	
sd42	181,1	47,7	1865,7	0,03	0,05	0,0718	0,0013	1,0505	0,0252	0,1062	0,0017	0,65	650,4	9,7	979,3	36,6	50,6
sd43	47,0	66,0	270,2	0,24	0,16	0,0733	0,0014	1,6628	0,0429	0,1644	0,0028	0,67	981,4	15,7	1023,4	38,3	4,3
sd44	144,1	227,3	813,5	0,28	0,18	0,0720	0,0014	1,6478	0,0416	0,1659	0,0028	0,67	989,7	15,5	986,5	37,8	-0,3
sd45	61,3	85,0	354,8	0,24	0,16	0,0716	0,0014	1,6288	0,0431	0,1650	0,0029	0,67	984,6	16,1	974,3	39,6	-1,0
sd47	19,4	34,2	135,9	0,25	0,17	0,0723	0,0016	1,6615	0,0504	0,1667	0,0034	0,66	994,1	18,5	993,6	45,6	-0,1
sd48	45,4	80,3	320,8	0,25	0,17	0,0721	0,0016	1,6485	0,0477	0,1658	0,0032	0,66	988,8	17,5	989,3	43,5	0,1
sd49	12,6	38,6	89,2	0,43	0,29	0,0718	0,0018	1,6410	0,0536	0,1659	0,0036	0,66	989,2	19,7	979,1	49,3	-1,0
sd50	18,5	16,7	176,4	0,09	0,10	0,0718	0,0022	1,2161	0,0494	0,1229	0,0033	0,66	747,3	18,9	979,1	61,0	31,0
sd52	137,7	62,3	1427,7	0,04	0,04	0,0608	0,0014	0,8723	0,0271	0,1041	0,0021	0,65	638,5	12,3	630,6	49,9	-1,2
sd53	107,1	125,3	979,9	0,13	0,11	0,0724	0,0017	1,0563	0,0332	0,1058	0,0022	0,65	648,1	12,6	998,2	47,8	54,0
sd54	29,6	58,1	170,3	0,34	0,22	0,0718	0,0019	1,6032	0,0563	0,1621	0,0037	0,66	968,2	20,7	978,9	53,2	1,1
sd55	82,8	9,5	760,0	0,01	0,02	0,0621	0,0016	0,8930	0,0294	0,1043	0,0022	0,64	639,7	12,8	676,7	53,3	5,8
sd56	30,0	23,4	291,1	0,08	0,06	0,0593	0,0016	0,8440	0,0300	0,1033	0,0024	0,65	633,7	14,0	576,5	57,3	-9,0
sd57	34,8	77,2	197,6	0,39	0,26	0,0726	0,0020	1,6678	0,0605	0,1667	0,0039	0,65	993,9	21,7	1001,7	55,0	0,8
sd59	26,9	35,4	147,9	0,24	0,16	0,0736	0,0021	1,6884	0,0621	0,1665	0,0040	0,65	992,7	21,9	1029,1	55,6	3,7
sd60	96,9	40,3	960,5	0,04	0,05	0,0685	0,0019	1,0001	0,0361	0,1059	0,0025	0,65	648,8	14,4	883,7	55,9	36,2
AA12B																	
sa_26	53,8	75,3	307,9	0,24	0,16	0,0712	0,0014	1,6296	0,0357	0,1661	0,0018	0,50	990,4	10,1	962,3	38,3	-2,8
sa_27	107,9	150,4	618,5	0,24	0,16	0,0722	0,0011	1,6563	0,0297	0,1663	0,0016	0,54	991,6	8,9	992,7	30,4	0,1
sa_28	77,8	127,5	536,7	0,24	0,16	0,0736	0,0013	1,7175	0,0359	0,1692	0,0018	0,51	1007,6	10,0	1031,3	35,8	2,4
sa_29	18,0	42,3	125,0	0,34	0,23	0,0726	0,0018	1,6822	0,0476	0,1681	0,0022	0,46	1001,9	12,1	1001,7	50,1	0,0
sa_30	59,4	250,8	418,7	0,60	0,40	0,0717	0,0012	1,6373	0,0313	0,1656	0,0017	0,52	987,5	9,2	978,3	32,9	-0,9
sa_31	36,6	65,8	255,9	0,26	0,16	0,0724	0,0016	1,6655	0,0424	0,1668	0,0020	0,48	994,3	11,2	998,0	44,8	0,4

sa_32	13,5	24,9	93,6	0,27	0,18	0,0710	0,0021	1,6392	0,0551	0,1675	0,0025	0,44	998,2	13,7	957,1	60,4	-4,1
sa_33	72,2	121,2	502,8	0,24	0,16	0,0718	0,0012	1,6531	0,0319	0,1671	0,0017	0,52	995,8	9,3	979,4	33,1	-1,6
sa_34	52,0	86,5	364,4	0,24	0,15	0,0713	0,0019	1,6308	0,0477	0,1659	0,0023	0,46	989,4	12,4	966,0	52,1	-2,4
sa_35	27,6	57,0	191,5	0,30	0,19	0,0712	0,0019	1,6456	0,0496	0,1677	0,0023	0,46	999,4	12,7	962,3	53,9	-3,7
sa_36	8,5	18,9	58,9	0,32	0,21	0,0728	0,0029	1,6744	0,0725	0,1668	0,0030	0,42	994,4	16,8	1008,7	77,7	1,4
sa_37	16,9	37,5	116,9	0,32	0,20	0,0712	0,0023	1,6432	0,0582	0,1674	0,0026	0,44	997,8	14,5	962,9	63,5	-3,5
sa_38	55,7	146,2	386,2	0,38	0,25	0,0765	0,0014	1,7660	0,0377	0,1674	0,0018	0,50	997,5	9,9	1109,0	36,4	11,2
sa_39	26,8	37,5	180,5	0,21	0,14	0,0723	0,0022	1,7171	0,0590	0,1724	0,0027	0,45	1025,2	14,6	993,0	61,2	-3,1
sa_40	61,7	99,6	425,8	0,23	0,15	0,0724	0,0014	1,6756	0,0383	0,1679	0,0019	0,49	1000,6	10,4	996,4	39,9	-0,4
sa_41	28,5	85,1	194,3	0,44	0,29	0,0726	0,0017	1,6962	0,0460	0,1695	0,0022	0,47	1009,5	11,8	1002,0	47,9	-0,7
sa_42	29,2	46,6	202,0	0,23	0,15	0,0718	0,0019	1,6524	0,0487	0,1670	0,0023	0,46	995,5	12,5	979,4	52,5	-1,6
sa_43	24,1	54,1	166,2	0,33	0,23	0,0742	0,0018	1,7162	0,0478	0,1678	0,0022	0,47	999,7	12,0	1046,9	48,9	4,7
sa_44	67,9	119,6	472,7	0,25	0,16	0,0716	0,0012	1,6382	0,0330	0,1661	0,0017	0,51	990,4	9,4	973,2	34,9	-1,7
sa_45	43,7	74,0	301,4	0,25	0,16	0,0730	0,0014	1,6839	0,0379	0,1673	0,0019	0,49	997,3	10,2	1013,7	39,2	1,6
sa_46	95,9	143,8	663,1	0,22	0,14	0,0724	0,0013	1,6659	0,0336	0,1669	0,0017	0,51	995,0	9,4	996,9	35,0	0,2
sa_47	112,2	200,8	807,6	0,25	0,15	0,0725	0,0014	1,6037	0,0346	0,1603	0,0017	0,49	958,7	9,5	1001,1	37,6	4,4
sa_48	83,7	122,1	581,0	0,21	0,14	0,0721	0,0013	1,6502	0,0334	0,1660	0,0017	0,50	990,0	9,3	988,8	35,1	-0,1
sa_49	16,0	14,6	109,5	0,13	0,10	0,0727	0,0026	1,6789	0,0655	0,1675	0,0029	0,44	998,4	15,7	1005,3	69,6	0,7
sa_50	84,6	137,1	580,9	0,24	0,15	0,0724	0,0014	1,6761	0,0359	0,1678	0,0018	0,49	1000,0	9,8	998,3	37,4	-0,2
AA15																	
sd1	27,1	31,6	213,8	0,15	0,12	0,0709	0,0006	1,5408	0,0208	0,1576	0,0017	0,78	943,3	9,2	955,1	17,3	1,3
sd2	23,9	1,7	180,5	0,01	0,02	0,0689	0,0007	1,2798	0,0191	0,1348	0,0015	0,75	815,0	8,6	895,1	20,1	9,8
sd3	56,0	73,6	339,9	0,22	0,15	0,0727	0,0006	1,5876	0,0219	0,1584	0,0017	0,77	947,8	9,4	1005,6	17,6	6,1
sd4	84,4	139,9	488,8	0,29	0,19	0,0727	0,0006	1,6130	0,0220	0,1609	0,0017	0,77	961,9	9,4	1005,6	17,5	4,5
sd5	59,8	101,8	346,7	0,29	0,20	0,0720	0,0007	1,5760	0,0239	0,1588	0,0018	0,76	950,2	10,1	985,1	20,1	3,7
sd6	160,7	74,0	903,7	0,08	0,07	0,0728	0,0006	1,7350	0,0225	0,1728	0,0018	0,79	1027,4	9,7	1009,2	16,2	-1,8
sd8	41,1	55,7	247,4	0,23	0,15	0,0722	0,0007	1,6029	0,0236	0,1611	0,0018	0,76	962,7	10,0	991,0	19,5	2,9
sd9	119,8	205,4	653,7	0,31	0,22	0,0735	0,0007	1,7504	0,0270	0,1728	0,0020	0,75	1027,7	11,0	1026,4	20,4	-0,1

sd10	69,5	34,2	449,9	0,08	0,05	0,0716	0,0006	1,6088	0,0213	0,1629	0,0017	0,78	972,8	9,3	975,4	16,8	0,3
sd11	29,0	27,2	151,5	0,18	0,25	0,0765	0,0011	1,7159	0,0343	0,1628	0,0024	0,72	972,1	13,0	1107,1	27,3	13,9
sd13	84,0	95,1	556,3	0,17	0,16	0,0709	0,0009	1,5648	0,0292	0,1601	0,0022	0,72	957,6	12,0	953,7	26,2	-0,4
sd14	129,2	237,9	701,8	0,34	0,23	0,0727	0,0006	1,5996	0,0217	0,1595	0,0017	0,77	954,1	9,2	1006,4	17,5	5,5
sd15	78,6	96,6	436,0	0,22	0,16	0,0721	0,0007	1,7140	0,0253	0,1725	0,0019	0,75	1025,7	10,5	988,2	19,6	-3,7
sd16	91,3	145,3	491,7	0,30	0,20	0,0740	0,0007	1,7615	0,0263	0,1726	0,0019	0,75	1026,1	10,6	1042,6	19,8	1,6
sd17	68,9	91,0	416,0	0,22	0,15	0,0723	0,0007	1,5953	0,0237	0,1601	0,0018	0,75	957,2	9,9	993,8	20,0	3,8
sd18	75,0	73,2	468,9	0,16	0,16	0,0828	0,0009	1,8581	0,0313	0,1628	0,0020	0,74	972,1	11,2	1264,5	22,0	30,1
sd20	104,6	135,0	547,3	0,25	0,23	0,0763	0,0007	1,9326	0,0284	0,1836	0,0020	0,75	1086,8	11,0	1103,7	19,4	1,6
AA20A																	
se26	10,9	35,9	88,0	0,41	0,30	0,0622	0,0009	0,9085	0,0182	0,1059	0,0014	0,68	649,0	8,4	681,3	31,1	5,0
se27	7,8	18,0	68,0	0,26	0,19	0,0613	0,0010	0,9062	0,0201	0,1072	0,0016	0,66	656,3	9,1	650,5	35,5	-0,9
se28	9,0	28,8	73,1	0,39	0,29	0,0599	0,0010	0,8818	0,0188	0,1068	0,0015	0,66	654,3	8,8	598,9	34,2	-8,5
se29	7,8	13,4	70,2	0,19	0,15	0,0619	0,0016	0,9203	0,0320	0,1078	0,0024	0,64	660,0	14,0	671,3	55,8	1,7
se30	14,0	47,5	109,3	0,43	0,32	0,0601	0,0010	0,9021	0,0208	0,1089	0,0017	0,67	666,1	9,8	607,2	36,5	-8,8
se31	34,3	21,8	337,3	0,06	0,05	0,0602	0,0006	0,8932	0,0128	0,1076	0,0012	0,75	658,5	6,7	611,8	20,1	-7,1
se32	4,8	12,3	40,6	0,30	0,23	0,0606	0,0017	0,9019	0,0315	0,1079	0,0023	0,62	660,8	13,6	625,1	58,0	-5,4
se33	10,2	15,7	92,6	0,17	0,14	0,0647	0,0010	0,9591	0,0198	0,1075	0,0015	0,68	657,9	8,8	765,9	31,4	16,4
se34	3,8	9,8	31,6	0,31	0,24	0,0609	0,0020	0,9138	0,0379	0,1088	0,0027	0,60	665,5	15,9	637,1	69,6	-4,3
se36	7,4	11,2	68,3	0,16	0,13	0,0603	0,0013	0,8942	0,0262	0,1076	0,0020	0,65	658,5	11,9	614,4	47,5	-6,7
se37	32,7	76,9	363,3	0,21	0,14	0,0612	0,0007	0,8990	0,0145	0,1066	0,0013	0,73	652,7	7,3	645,9	23,5	-1,0
se38	25,4	34,6	282,3	0,12	0,09	0,0602	0,0007	0,8833	0,0145	0,1064	0,0013	0,73	651,9	7,4	610,8	24,0	-6,3
se39	16,8	28,4	189,0	0,15	0,10	0,0607	0,0007	0,8796	0,0141	0,1052	0,0012	0,73	644,8	7,2	626,8	23,5	-2,8
se40	9,7	32,5	107,7	0,30	0,22	0,0614	0,0008	0,9024	0,0172	0,1067	0,0014	0,69	653,3	8,2	652,2	29,1	-0,2
se41	10,4	19,8	116,2	0,17	0,12	0,0603	0,0009	0,8851	0,0175	0,1064	0,0015	0,70	651,7	8,5	615,8	30,3	-5,5
se42	21,8	25,1	160,8	0,16	0,10	0,0706	0,0007	1,5715	0,0243	0,1615	0,0019	0,75	964,9	10,4	945,6	20,7	-2,0
se43	4,2	11,1	46,5	0,24	0,18	0,0604	0,0024	0,9054	0,0454	0,1087	0,0034	0,63	665,4	19,9	617,6	82,2	-7,2
se44	12,0	35,5	132,3	0,27	0,19	0,0615	0,0011	0,9162	0,0221	0,1080	0,0018	0,68	661,0	10,2	658,2	37,5	-0,4

se45	6,9	26,8	75,9	0,35	0,24	0,0604	0,0012	0,9008	0,0239	0,1083	0,0019	0,66	662,6	11,0	616,1	42,5	-7,0
se46	4,8	13,8	52,1	0,27	0,20	0,0628	0,0012	0,9622	0,0239	0,1111	0,0018	0,65	679,2	10,4	701,8	39,7	3,3
se47	37,3	35,1	413,8	0,08	0,06	0,0604	0,0006	0,8973	0,0131	0,1078	0,0012	0,76	660,1	6,9	616,1	20,4	-6,7
se48	7,8	26,4	88,1	0,30	0,19	0,0629	0,0011	0,9227	0,0213	0,1064	0,0017	0,68	652,0	9,7	704,2	35,6	8,0
se49	12,2	47,1	137,2	0,34	0,24	0,0608	0,0008	0,8944	0,0166	0,1067	0,0014	0,71	653,3	8,1	632,9	28,1	-3,1
se50	12,0	68,9	135,9	0,51	0,33	0,0604	0,0008	0,8780	0,0157	0,1055	0,0013	0,71	646,6	7,8	616,1	27,0	-4,7
se51	10,0	49,1	113,6	0,43	0,30	0,0608	0,0013	0,8891	0,0262	0,1061	0,0021	0,66	650,2	12,1	630,7	47,0	-3,0
se52	7,1	29,7	80,5	0,37	0,25	0,0613	0,0012	0,8998	0,0228	0,1064	0,0018	0,67	651,9	10,5	650,5	39,9	-0,2
se53	12,7	67,0	144,4	0,46	0,31	0,0601	0,0008	0,8790	0,0157	0,1061	0,0014	0,71	649,9	7,9	607,2	26,9	-6,6
se54	7,3	32,6	83,3	0,39	0,26	0,0604	0,0014	0,8811	0,0272	0,1058	0,0021	0,65	648,1	12,4	618,6	49,8	-4,5
se55	14,2	33,1	158,2	0,21	0,14	0,0602	0,0009	0,8971	0,0191	0,1081	0,0016	0,69	661,6	9,2	610,8	32,9	-7,7
AIRI-04																	
sb_41	73,0	57,6	176,3	0,33	0,219	0,1315	0,0017	6,1110	0,1229	0,3370	0,0052	0,77	1872,3	25,0	2118,2	22,5	13,1
sb_43	55,4	35,7	170,3	0,21	0,129	0,1315	0,0011	6,9902	0,0854	0,3856	0,0035	0,75	2102,5	16,4	2117,7	14,1	0,7
sb_44	58,7	38,9	199,2	0,20	0,126	0,1313	0,0008	6,3230	0,0543	0,3492	0,0021	0,71	1931,0	10,2	2115,6	10,5	9,6
sb_45	62,0	80,4	230,5	0,35	0,217	0,1294	0,0013	5,6958	0,0838	0,3193	0,0035	0,75	1786,3	17,2	2089,6	17,0	17,0
sb_46	40,1	42,2	158,8	0,27	0,172	0,1276	0,0010	5,2846	0,0639	0,3003	0,0027	0,74	1692,7	13,2	2065,7	14,4	22,0
sb_47	93,8	87,2	339,3	0,26	0,164	0,1276	0,0007	5,7883	0,0441	0,3289	0,0017	0,68	1833,0	8,3	2065,7	9,8	12,7
sb_48	105,6	76,2	343,6	0,22	0,136	0,1318	0,0008	6,6524	0,0564	0,3662	0,0022	0,70	2011,3	10,3	2121,7	10,5	5,5
sb_49	51,8	39,5	182,3	0,22	0,154	0,1311	0,0012	6,1289	0,0861	0,3390	0,0036	0,75	1881,7	17,2	2113,3	16,2	12,3
sb_50	53,2	38,5	168,3	0,23	0,136	0,1316	0,0009	6,8424	0,0672	0,3772	0,0027	0,72	2063,2	12,5	2118,9	11,9	2,7
AIRI06																	
selb	4,0	0,2	40,7	0,00	0,01	0,0614	0,0016	0,8999	0,0295	0,1063	0,0021	0,61	651,3	12,4	652,8	54,8	0,2
se2	3,3	0,2	33,5	0,01	0,01	0,0612	0,0021	0,8862	0,0372	0,1050	0,0026	0,60	643,6	15,3	646,9	70,9	0,5
se3	4,1	0,2	41,6	0,00	0,00	0,0591	0,0012	0,8584	0,0211	0,1054	0,0016	0,61	645,9	9,1	569,8	42,0	-11,8
se17	65,5	2,0	677,6	0,00	0,00	0,0610	0,0005	0,8865	0,0118	0,1054	0,0011	0,77	646,0	6,2	639,3	18,2	-1,0
se18	16,5	2,4	168,8	0,01	0,01	0,0628	0,0009	0,9135	0,0174	0,1056	0,0013	0,66	647,1	7,8	699,8	30,3	8,2

AIRI08

sf1	55,5	143,7	495,0	0,29	0,21	0,0614	0,0006	0,8714	0,0124	0,1029	0,0011	0,75	631,4	6,4	654,0	20,0	3,6
sf2	21,7	61,6	181,1	0,34	0,25	0,0617	0,0010	0,9025	0,0192	0,1060	0,0016	0,69	649,7	9,0	664,8	32,8	2,3
sf3	48,5	127,9	418,8	0,31	0,22	0,0627	0,0006	0,9134	0,0131	0,1056	0,0011	0,75	647,3	6,6	698,8	19,9	8,0
sf5	38,3	69,1	339,7	0,20	0,15	0,0627	0,0010	0,9099	0,0207	0,1053	0,0016	0,68	645,1	9,6	698,1	34,9	8,2
sf8	25,0	78,4	275,9	0,28	0,20	0,0610	0,0009	0,8898	0,0178	0,1057	0,0015	0,70	647,8	8,6	640,6	30,5	-1,1
sf9	40,2	62,4	267,7	0,23	0,19	0,0715	0,0008	1,7272	0,0289	0,1752	0,0022	0,74	1040,9	11,9	971,5	22,8	-6,7
sf10	24,0	13,3	250,6	0,05	0,05	0,0621	0,0007	0,9583	0,0159	0,1119	0,0014	0,73	683,5	7,8	678,9	24,2	-0,7
sf12	28,3	18,7	300,9	0,06	0,05	0,0625	0,0007	0,9461	0,0163	0,1097	0,0014	0,72	671,2	7,9	692,3	25,2	3,1
sf13	20,5	37,5	226,2	0,17	0,13	0,0632	0,0008	0,9196	0,0161	0,1056	0,0013	0,72	647,3	7,7	713,3	25,7	10,2
sf15	29,8	126,3	333,5	0,38	0,26	0,0611	0,0006	0,8778	0,0130	0,1043	0,0012	0,74	639,3	6,7	641,7	21,2	0,4
sf16	23,5	24,8	263,2	0,09	0,08	0,0616	0,0007	0,8861	0,0147	0,1044	0,0013	0,72	639,9	7,3	659,6	24,5	3,1
sf17	85,7	197,4	862,0	0,23	0,19	0,0649	0,0006	1,0398	0,0143	0,1162	0,0012	0,76	708,8	7,0	770,4	18,7	8,7
sf19	134,5	379,5	1332,8	0,28	0,21	0,0657	0,0006	1,0697	0,0150	0,1181	0,0013	0,76	719,3	7,3	797,5	18,9	10,9
sf21	25,7	127,3	281,2	0,45	0,31	0,0595	0,0013	0,8761	0,0256	0,1068	0,0021	0,66	654,4	12,0	584,3	46,9	-10,7
sf24	35,7	67,0	239,8	0,28	0,20	0,0748	0,0009	1,7953	0,0301	0,1742	0,0022	0,74	1035,2	11,8	1061,8	22,7	2,6
sf26	46,5	110,5	449,7	0,25	0,22	0,0645	0,0007	1,0770	0,0167	0,1210	0,0014	0,74	736,5	7,9	759,4	21,9	3,1
sf27	37,0	92,8	386,7	0,24	0,17	0,0623	0,0007	0,9628	0,0156	0,1122	0,0013	0,73	685,4	7,6	682,7	23,5	-0,4
sf28	33,5	68,6	343,9	0,20	0,16	0,0645	0,0007	1,0166	0,0165	0,1143	0,0014	0,73	697,4	7,8	759,0	23,4	8,8

Fonte: O autor (2018).

9 DISCUSSÃO

9.1 ORTOGNAISSES TONIANOS

Na Subprovíncia Central, o evento Cariris Velhos encontra-se bem caracterizado, e é definido por rochas metavulcânicas e ortognaisses derivados de plutons graníticos, (Santos, 1995; Brito Neves *et al.*, 2001; Kozuch, 2003; Guimarães *et al.*, 2012) com raras ocorrências de metassedimentos intercalados com as metavulcânicas.

Na faixa Riacho do pontal, a primeira unidade Toniana foi definida por Jardim de Sá *et al.* (1988) para os ortognaisses da suíte Afeição, datada em 968 ± 35 Ma, pelo método de Rb-Sr. Posteriormente, Van Schmus *et al.* (1995) confirmou estes dados usando U-Pb em zircão pelo método TIMS produzindo concórdias de 966 ± 10 Ma, interpretada como idade de cristalização do protólito. Dados isotópicos ϵNd em metagranitoides de idades 1000 e 960 Ma da suíte Afeição sugerem que a fonte destes ortognaisses varia de fontes juvenis (Tonianas) a fontes crustais mais velhas (Paleoproterozoica e/ou Arqueana) (Caxito *et al.*, 2014).

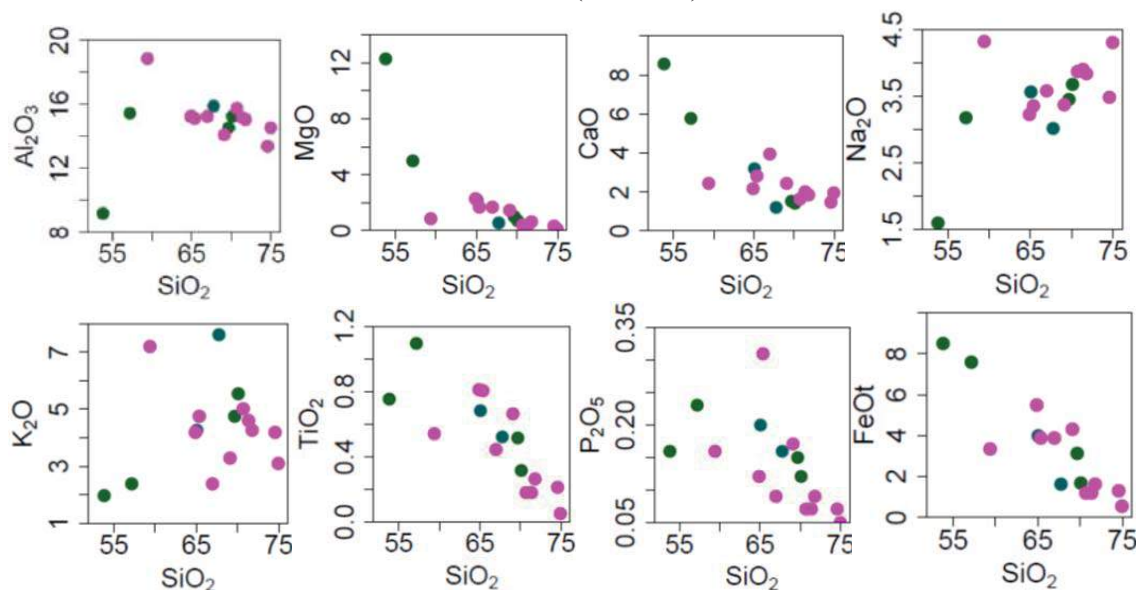
Com intuito de discutir a evolução da província no Toniano, Guimarães *et al.* (2016) fizeram a primeira compilação de dados geoquímicos e geocronológicos sobre os ortognaisses tonianos e afirma que estes granitos possuem assinatura geoquímica de ambiente extensional, com fonte ígnea para maioria das unidades, com algumas exceções para o DPEAL e faixa Sergipana que apresentam fontes sedimentares.

No primeiro caso, a fonte seria gerada pela interação entre magmas juvenis e *melts* gerados por fusão ou assimilação de sedimentos paleoproterozoicos profundos, seguido por fracionamento de plagioclásio. A fonte do calor é inferida como *melts* máficos associados com afinamento crustal, enquanto que o segundo caso ainda é indefinido.

Na área de estudo, percebe-se claramente uma semelhança entre as unidades tonianas mapeadas, os complexos Belém de São Francisco e Airi, que, apesar da diferença geocronológica entre eles (datados em aproximadamente 956 Ma e 990 Ma, respectivamente), os demais dados indicam semelhança entre as fontes dos mesmos. Estes ortognaisses são de difícil separação em aspectos de campo e petrográficos.

Por apresentar uma composição mais máfica do que o CBSF, as amostras do Complexo Airi possuem valores mais baixos nos radioelementos, principalmente no K (%), podendo este ser um fator discriminante entre eles. Na geoquímica, utilizando os diagramas de Harker (Fig. 98), as amostras apresentam *trends* concordantes para a maioria dos elementos, com exceções do potássio (que é um elemento móvel) e alumínio.

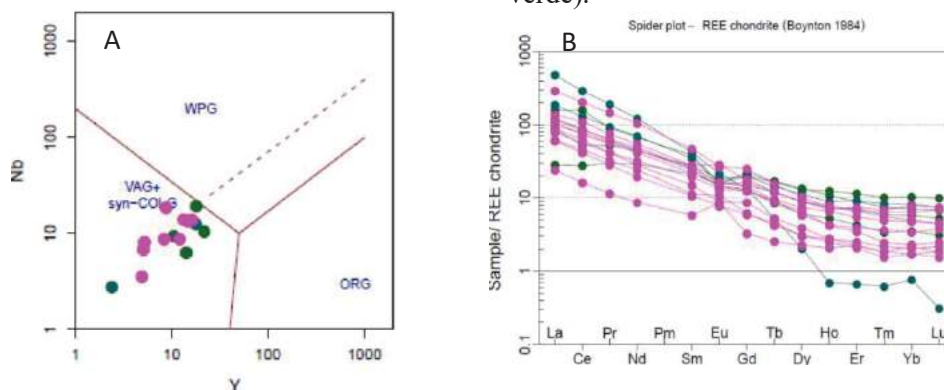
Figura 98 – Diagrama de Harker para as rochas dos complexos Belém de São Francisco (em rosa) e Airi (em verde).



Fonte: O autor (2018).

Para o diagrama discriminante de ambiente tectônico YxNb (Pearce *et al.*, 1984; Fig. 99A), é possível perceber que as amostras possuem mesmo comportamento, como características de granitos de arco vulcânico e sin-colisionais, produzindo um *trend* em direção aos granitos intraplaca e para os padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984) (Fig. 99B), as amostras dos dois complexos se sobrepõem, apresentando mesmo comportamento em relação aos ETRL e ETRP, com leves anomalias negativas de Eu.

Figura 99 – (A) Diagrama Y versus Nb, discriminante de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984), para os complexos Airi (em verde) e Belém de São Francisco (em rosa). Com os campos de granitos sin-colisionais (*syn*-COLG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos de cadeia oceânica (ORG). (B) Padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984), para os complexos Belém de São Francisco (em rosa) e Airi (em verde).



Fonte: O autor (2018).

9.1.1 Outros ortognaisses Tonianos

Na parte oeste da subprovíncia Sul, ao longo da zona de cisalhamento Pernambuco Oeste (Fig. 100), outros ortognaisses tonianos foram datados, dentre eles, tem-se:

Unidade	Idade (Ma)	Referência
Suíte Afeição	$1001,8 \pm 4,5$; $966 \pm 4,6$	Caxito <i>et al.</i> , 2014
Pluton Lobo 1	994 ± 25	Brito e Marinho, 2014
Comp. Itaizinho	985 ± 18	Freitas e Sachs, 2012
Org. Rocinha	956 ± 2	Cruz <i>et al.</i> , 2014a

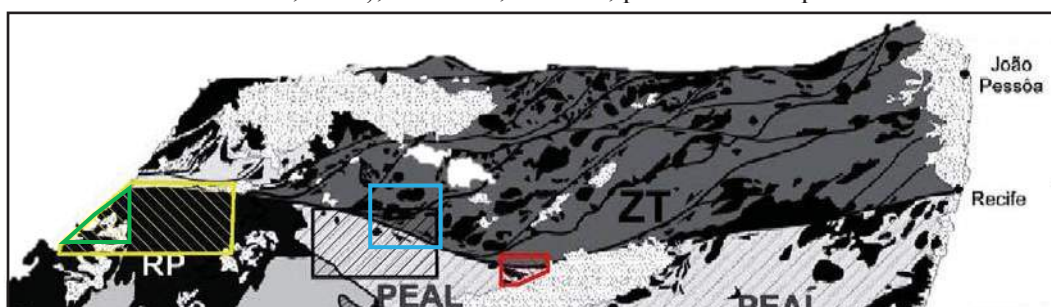
Suíte Afeição: Compreendem *augen*-gnaisses de composição granítica a granodiorítica (localmente monzo a sienogranítica), apresentando granada residual.

Ortognaisse Lobo: São muscovita-biotita ortognaisses graníticos, com textura granoblástica equigranular média a fina, inequigranular, metamorfizados na fácies xisto verde superior.

Complexo Itaizinho: São ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica, intensamente milonitizados de alto grau metamórfico.

Ortognaisses Rocinha: Granitos porfiríticos de granulação grossa a média, que apresenta biotita como mineral máfico, normalmente milonitizados e metamorfizados na fácies xisto verde a anfibolito.

Figura 100 – Recorte da Província Borborema com enfoque na zona de cisalhamento Pernambuco, mostrando a localização da área de estudo (em vermelho), onde encontram-se os ortognaisses Itaizinho (Freitas e Sachs, 2012), Afeição (Caxito *et al.*, 2014), Rocinha (Cruz *et al.*, 2014a) e Lobo (Brito e Marinho, 2014), em verde, amarelo, preto e azul respectivamente.



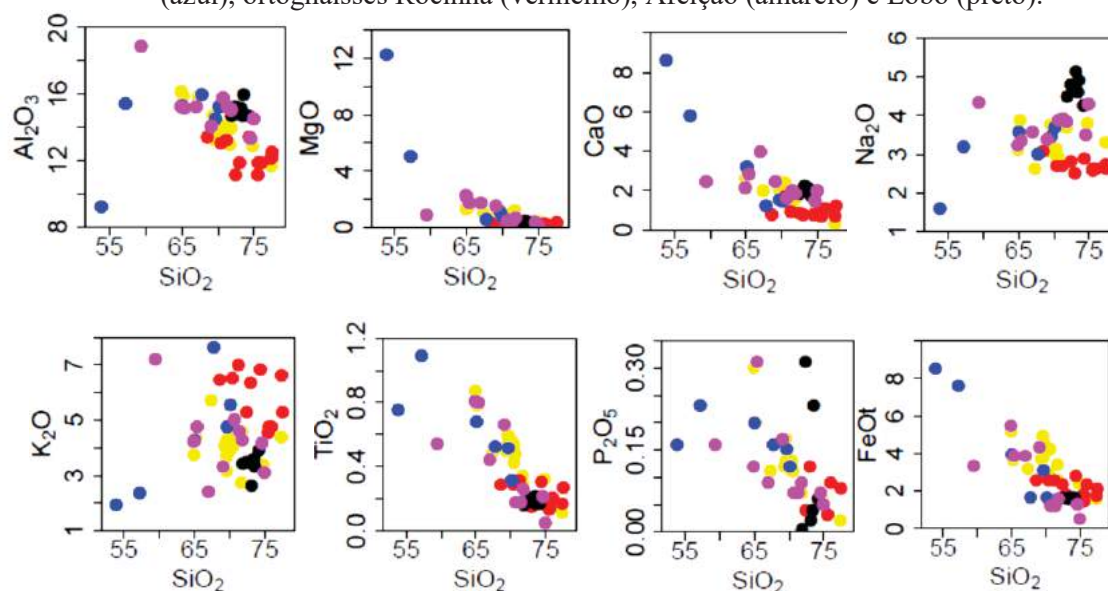
Fonte: Modificado de Medeiros (2004).

Dentre estes ortognaisses tonianos percebe-se que há semelhanças nas descrições dos autores, mesmo apresentando diferenças composicionais que refletem uma contribuição sedimentar para os ortognaisses que possuem granada e muscovita, como os ortognaisses da suíte Afeição e Lobo.

A compilação dos dados destes ortognaisses mostra que quimicamente o mesmo padrão ocorre. No diagrama de Harker (Fig. 101), os *trends* são concordantes para os elementos de MgO, CaO, Na₂O, TiO₂, P₂O₅ e FeOt, com discordâncias apenas para o complexo Airi no Al, P para o Lobo e uma ausência de *trend* para o K em todas as unidades, possivelmente por ser um elemento muito móvel.

Neste diagrama percebe-se que as unidades tonianas mais antigas, Afeição e Lobo, apresentam altos teores de sílica, (diferente das amostras do complexo Airi, que têm comportamento mais máfico), este fato sugere que as unidades tonianas não apresentam mesma fonte. Por outro lado, a característica peraluminosa destas unidades mostra contribuição de fontes sedimentares para estes dois ortognaisses, evidenciando um “enriquecimento” em sílica, explicando assim a divergência evolutiva das unidades.

Figura 101 – Diagrama de Harker para as rochas dos complexos Belém de São Francisco (rosa) e Airi (azul), ortognaisses Rocinha (vermelho), Afeição (amarelo) e Lobo (preto).

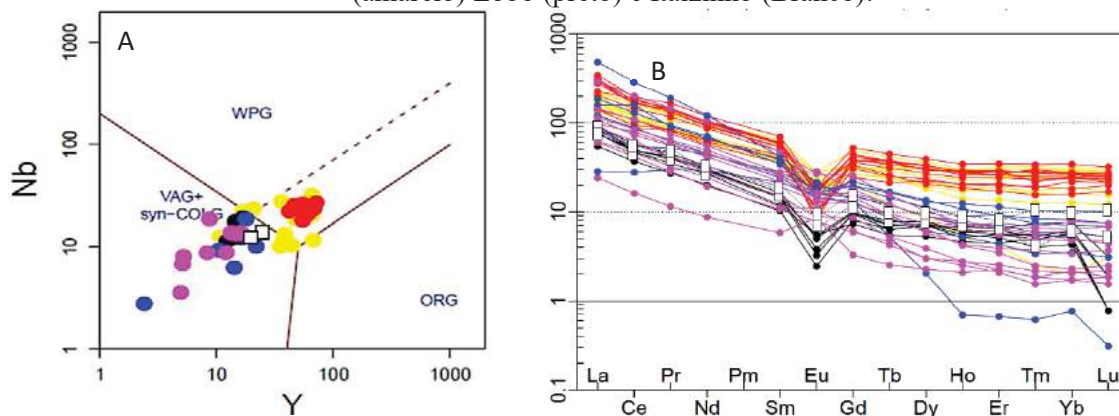


Fonte: O autor (2018).

O diagrama discriminante de ambiente tectônico YxNb (Pearce *et al.*, 1984; Fig. 102A), mostra uma clara afinidade para granitos intraplaca, onde percebe-se um *trend* em direção aos granitos intraplaca para os complexos Belém de São Francisco, Airi, Lobo e Itaizinho, enquanto que os ortognaisses Afeição e Rocinha plotam majoritariamente no campo de granitos

intraplaca. Para os padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984) (Fig. 102B), é possível perceber que as amostras possuem enriquecimento dos ETRL e empobrecimento dos ETRP, possuindo mesmo comportamento variando apenas a intensidade. A diferença se dá pela forte anomalia negativa de Eu para os ortognaisses compilados, mostrando o forte fracionamento de plagioclásio que são semelhantes aos padrões para granitos do tipo A.

Figura 102 – (A) Diagrama Y versus Nb, discriminante de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984), para os complexos Belém de São Francisco (rosa) e Airi (azul) e ortognaisses Rocinha (Vermelho), Afeição (amarelo) e Lobo (preto). Com os campos de granitos sin-colisionais (syn-COLG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos de cadeia oceânica (ORG). (B) Padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984), para os complexos Belém de São Francisco (rosa) e Airi (azul) e ortognaisses Rocinha (Vermelho) e Afeição (amarelo) Lobo (preto) e Itaizinho (Branco).



Fonte: O autor (2018).

9.2 ORTOGNAISSES CRYOGENIANOS AO LONGO DA ZONA DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO

Inicialmente designado como um ortognaisse de idade paleoproterozoica nas folhas Belo Jardim e Garanhuns, de Mariano *et al.* (2008) e Da Silva Filho *et al.* (2008), respectivamente (Fig. 103), o ortognaisse Altinho foi petrograficamente descrito como ortognaisses granodioríticos, tonalíticos a quartzo-monzonitos, pertencentes ao magmatismo Riacciano (Paleoproterozoico) de cedo- a sin-colisional. Estende-se por grande parte do Domínio Pernambuco Alagoas (parte nordeste) ao longo da zona de cisalhamento Pernambuco Leste (Fig. 103). Posteriormente, em uma ocorrência no limite entre as folhas Belo Jardim e Caruaru (Mariano *et al.*, 2008 e Neves *et al.*, 2012, respectivamente), Neves *et al.* (2011), descreveram para esta unidade, o primeiro registro de rochas com idade de cristalização (~650Ma) posterior ao evento Cariris Velhos, através do método LA-ICP-MS, na porção nordeste do Domínio Pernambuco-Alagoas.

Neste trabalho foi encontrado o primeiro registro de ortognaisses cryogenianos na parte oeste do Domínio Pernambuco Alagoas. O Complexo Cipriano apresenta características químicas e geocronológicas similares ao ortogneisse Altinho e por esta razão estão sendo comparados.

Figura 103 – Localizações do ortogneisse Altinho (em vermelho) no Domínio Pernambuco Alagoas, mapeadas nas folhas Belo Jardim (Mariano *et al.*, 2008), Garanhuns (Da Silva Filho *et al.*, 2008), Caruaru (Neves *et al.*, 2012) e Vitória (Teixeira *et al.*, 2015).



Fonte: Modificado de Medeiros (2004).

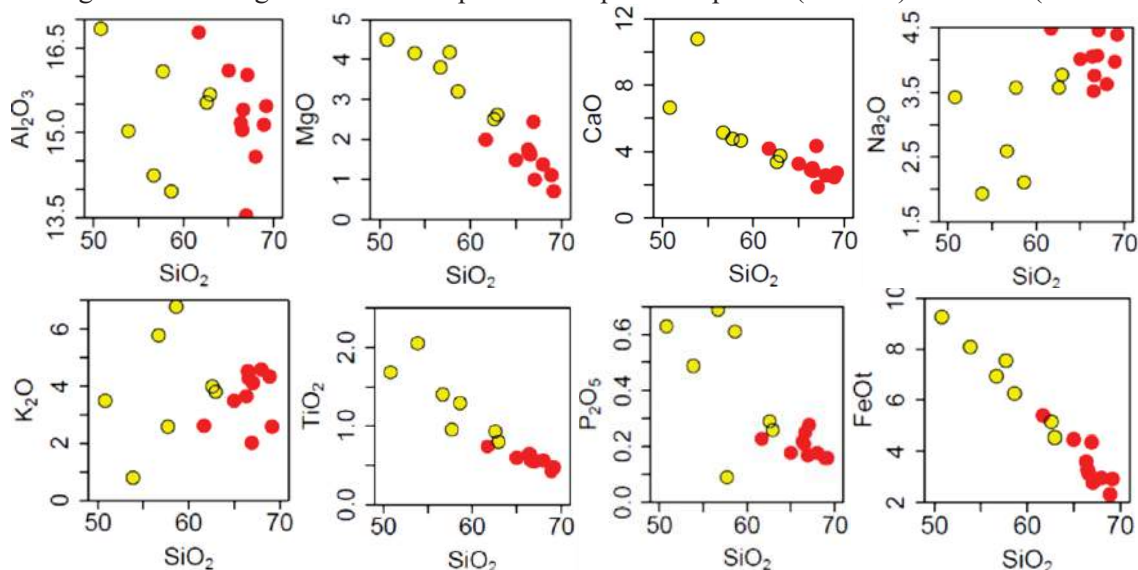
Neves *et al.* (2015a) caracterizou o ortogneisse Altinho como um *augen* gnaisse grosso (com feldspatos potássicos centimétricos) apresentando localmente fácies bandadas. O bandamento tem granulação média, é equigranular e consiste na alternância entre bandas enriquecidas em minerais máficos (biotita e/ou anfibólio) e félsicos (quartzo e feldspatos), com enclaves de anfibolito.

Teixeira (2015), na folha Vitória de Santo Antão, definiu o ortogneisse Altinho como um ortogneisse granítico com anfibólio, médio a grosso, bandado, com alguns pequenos corpos máficos/intermediários associados. Sendo composto essencialmente por quartzo, feldspatos, biotita, anfibólio e epidoto. Seu bandamento é composicional e heterogêneo, com 1-10 cm de espessura.

9.2.1 Ortogneisse Altinho *versus* Complexo Cipriano

Na geoquímica, utilizando os diagramas de Harker (Fig. 104), as amostras apresentam *trends* concordantes para maioria dos elementos, com exceções para o potássio e alumínio que ocorrem dispersos.

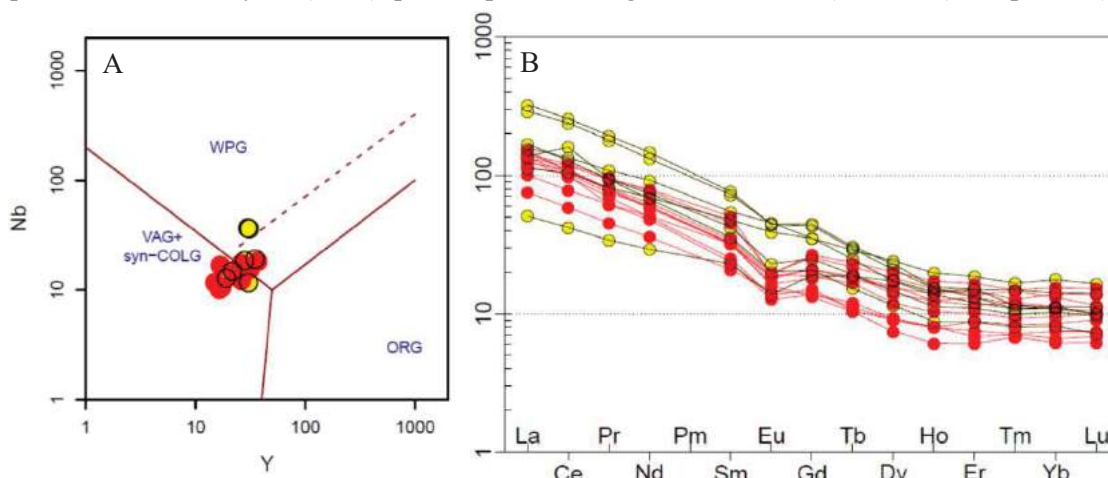
Figura 104 – Diagrama de Harker para os complexos Cipriano (amarelo) e Altinho (Vermelho).



Fonte: O autor (2018).

O diagrama discriminante de ambiente tectônico YxNb (Pearce *et al.*, 1984; Fig. 105A), mostra que as unidades do ortognaisse Altinho ocorrem entre os granitos de arco vulcânico e intraplaca, apresentando mesma característica do Cipriano. Para os padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984; Fig. 105 B) é possível perceber que as amostras apresentam-se sobrepostas, sem diferenças significativas.

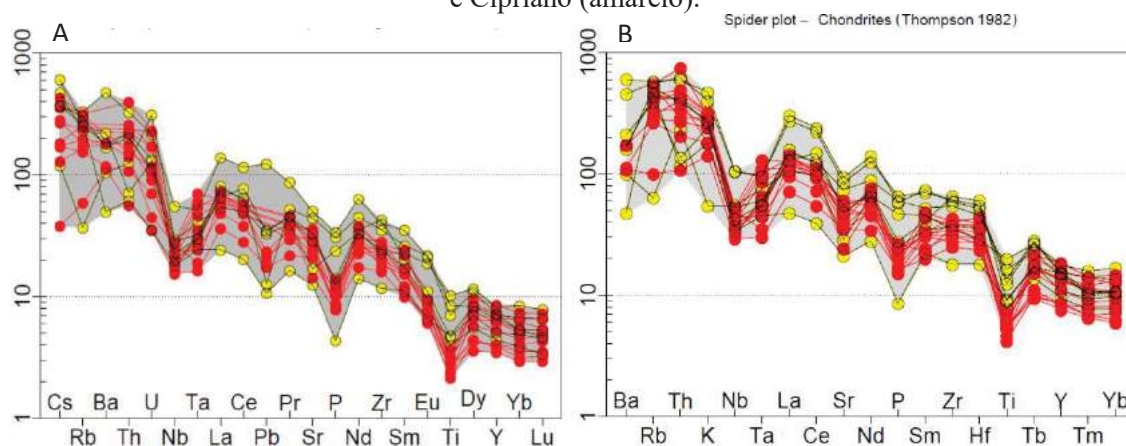
Figura 105 – (A) Diagrama Y versus Nb, discriminante de ambiente tectônico de Pearce *et al.* (1984), para os ortognaisses Altinho (vermelho) e Cipriano (amarelo). Com os campos de granitos sin-colisionais (syn-COLG), granitos de arco vulcânico (VAG), granitos intraplaca (WPG) e granitos de cadeia oceânica (ORG). (B) Padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito de Boyton (1984), para os para os ortognaisses Altinho (vermelho) e Cipriano (amarelo).



Fonte: O autor (2018).

Nos diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo de McDonough e Sun (1995), as amostras apresentam anomalias negativas em Ti, P e Nb, e leves anomalias negativas em Pb e Ta (Fig. 106).

Figura 106 – Diagramas multielementares normalizados pelo (A) manto primitivo de McDonough e Sun (1995) e (B) condrito de Thompson (1982), para as amostras dos ortognaisses Altinho (vermelho) e Cipriano (amarelo).



Fonte: O autor (2018).

9.3 AMBIENTE TECTÔNICO E FONTE DOS ORTOGNAISSES ESTUDADOS

As características geoquímicas dos ortognaisses estudados apontam para um ambiente tectônico de granitos de arco vulcânico, com uma forte tendência a ambiente intraplaca. Somado a isto, apresentam anomalias negativas de Nb e Ta para todas as unidades encontradas na área de estudo, inclusive para os ortognaisses do Complexo Cipriano, que tem claras características de ambiente intraplaca. Este último dado, discordante com o ambiente tectônico sugerido anteriormente, sugere que a fonte destes ortognaisses apresenta baixos valores de Nb e Ta. Vale salientar que uma das características do Complexo Floresta são as fortes anomalias negativas de Nb e Ta. Assim, é possível interpretar que os protólitos destes ortognaisses intrudiram em um ambiente intraplaca, tendo como fonte ou assimilando características do Complexo Floresta.

9.4 COMPLEXO CIPRIANO: BRASILIANO OU PRÉ-BRASILIANO?

Neves *et al.* (2015a) sugerem que, na parte leste do DPEAL, dois eventos extensionais ocorreram entre 690 Ma e 636 Ma, o primeiro (690-660 Ma) foi responsável pela deposição de zircões detríticos de idades paleoproterozoicas e o segundo (660-636 Ma) por zircões mais jovens, de mesma idade do ortogneisse Altinho. Posterior a estes eventos extensionais, houve uma mudança para ambiente contracional nos períodos de 640-630 Ma.

Na parte oeste do DPEAL, o Complexo Cipriano apresenta idades de cristalização de 650 Ma, características geoquímicas de ambiente intraplaca e uma forte semelhança com o ortogneisse Altinho (de mesma idade), sugerindo que estas rochas foram formadas em ambientes similares. Considerando ainda que os metassedimentos do Complexo Cabrobó apresentam idade máxima de deposição variando de 700-650 Ma (Neves *et al.*, 2016), é possível interpretar que houve deposição durante o evento magmático relacionado a intrusão do protólito do Complexo Cipriano.

As similaridades entre os ortogneisses cryogenianos na parte leste e oeste do DPEAL, e suas relações com rochas supracrustais, sugerem que o modelo proposto por Neves *et al.* (2015a) é aplicável na parte oeste do DPEAL, diante das evidências aqui descritas. Sendo assim, o Complexo Cipriano tem idade pré-brasiliana e interpreta-se que as partes leste e oeste do DPEAL apresentam evoluções tectônicas semelhantes.

9.5 ZONAS DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO OESTE E POÇO DA AREIA

De acordo com Vauchez e Egydio-Silva (1992), a zona de cisalhamento Pernambuco Oeste (ZCPW), é uma estrutura de direção E-W e cinemática destral, dividida em uma zona de alta temperatura onde os milonitos apresentam espessuras variando de 8 a 10 km, tendo fim na cidade de Floresta (PE), e milonitos de baixa temperatura associados a rochas de alto grau metamórfico devido a uma reativação da zona de cisalhamento.

Sobrepondo o mapa geológico de Vauchez e Egydio-Silva (1992) (Figura 107) ao mapa aqui apresentado, percebe-se que a zona de cisalhamento de baixa temperatura descrita por estes autores, na verdade, refere-se a zona de cisalhamento Poço da Areia (ZCPA), e a norte desta a Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste (ZCPW), aqui definida como de alta temperatura.

Como apresentado no capítulo de microestrutural, na área de estudo, a ZCPW é caracterizada por estreitas zonas miloníticas de, no máximo, 2 km de largura e cinemática destral, onde apresenta protomilonitos a ultramilonitos de baixo grau, sendo possível observar a transição cataclasito-protomilonito, com texturas deformacionais de temperaturas variando de 250 a 500°C, como cristais de quartzo recrystalizados em finos grãos (<50µm), *bulging* e recrystalização por rotação de subgrão.

Enquanto que na ZCPA, a zona milonítica atinge até 4km de largura e apresenta principalmente milonitos de média a alta temperatura com texturas que ultrapassam 500°C, como cristais de quartzo recrystalizados que chegam a 100 µm e apresentam textura *chess-board*.

10 CONCLUSÃO

A zona de cisalhamento Pernambuco Oeste é a principal estrutura regional da porção oeste do estado de Pernambuco, separando a subprovíncia Central da faixa Riacho do Pontal e do Domínio Pernambuco-Alagoas. Na área estudada, ocorre deformando as rochas dos complexos Floresta e Cabrobó, com aproximadamente 2 km de largura e cinemática destal. Consiste de milonitos a ultramilonitos de baixo grau, com características microestruturais apontando temperaturas baixas, variando de 250 a 500°C. Na subprovíncia Sul, a zona de Cisalhamento Poço da Areia apresenta direção ESE-WNW, largura de até 4 km e é caracterizada por apresentar milonitos de médio a alto grau com características petrográficas indicando temperaturas maiores de 500°C.

Na área de estudo, os dados geocronológicos mostram que as fácies monzograníticas do Complexo Floresta, o principal embasamento do Domínio Alto Moxotó, datam uma cristalização Paleoproterozoica para o protólito (2132 ± 18 Ma), similar à das fácies mais máficas datadas anteriormente por outros autores. Para o Domínio Pernambuco Alagoas, os complexos Airi e Belém de São Francisco apresentam idades tonianas de ~990 Ma e 956 ± 6 Ma respectivamente. Para o Neoproterozoico foi identificado o primeiro registro de ortognaisses Criogenianos na parte oeste do Domínio Pernambuco Alagoas, nas fácies graníticas e anfibolíticas do Complexo Cipriano (~650 Ma).

As unidades tonianas apresentam características petrográficas, geoquímicas e estruturais similares e possivelmente são oriundas de mesma fonte, apresentando assim mesma história geológica/estrutural.

De maneira geral, os ortognaisses tonianos e criogenianos apresentam características de granitos intraplaca. Os dados geoquímicos sugerem que um evento extensional ocorreu nestes períodos, gerando calor para produzir as rochas Tonianas. Posteriormente, com aquecimento da mesma fonte(?) a temperaturas mais altas houve a geração do Complexo Cipriano. Durante estes processos houve interação com rochas Paleoproterozoicas (Complexo Floresta), afetando suas características geoquímicas. Por esta razão, todos os ortognaisses estudados apresentam comportamento de ambiente de arco vulcânico com fortes *trends* em direção aos granitos intraplaca.

REFERÊNCIAS

- ACCIOLY, A.C.A. *et al.* The Passira meta-anorthositic complex and its tectonic implication, Borborema Province, Brazil. *In* INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Anais**[...]. Rio de Janeiro: International Union of Geological Sciences, 2000.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. **Earth Science Reviews**, [S.l.], 17, p. 1–29.
- BOYNTON, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Coord.), Rare-earth Elements Geochemistry. **Elsevier**, Amsterdam, p. 63-114,
- BRITO, M. F. L.; MARINHO, M. S. Mapa Geológico na Escala 1:100.000 da Folha Salgueiro. 2014. (Cartas, mapas ou similares/Mapa).
- BRITO NEVES, B.B. **Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste**. 1975. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975, 198 p.
- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R., SANTOS, E.J., CAMPOS NETO, M.C. AND KOZUCH, M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], 25, p. 279-296.
- BRITO NEVES, B.B., SANTOS, E.J., VAN SCHMUSS, W.R. Tectonic history of the Borborema province. *In* TECTONIC EVOLUTION OF SOUTH AMERICA, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Anais** [...]. Rio de Janeiro: International Geological Congress, 2000. p. 151-182.
- BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C., VAN SCHMUS, W.R., FERNANDEZ, T.M.G., SOUZA, S.L, 2001a. O Terreno Alto Moxotó no Leste da Paraíba (“Maciço Caldas Brandão”). **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], 31, p. 185-194.
- BRITO NEVES, B.B., CAMPOS NETO, M.C., VAN SCHMUS, W.R. AND SANTOS, E.J., 2001b. O Sistema Pajeú-Paraíba e o Maciço São José do Campestre no leste da Borborema. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], 31, p. 173-184.
- BRITO, M.F.L., MENDES, V.A., PAICA, I.P. Metagranitóide Serra das Flores: Magmatismo Toniano (tipo-A) no Domínio Pernambuco-Alagoas, Nordeste do Brasil. *In* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba. **Anais**[...]. Curitiba: Congresso Brasileiro de Geologia, 2008.
- CAXITO F.A., UHLEIN A., DANTAS E. 2014. The Afeição augen-gneiss suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.], 51, p. 12-27.
- CRUZ, R. F DA; PIMENTEL, M. M.; ACCIOLY, A.C.A.; RODRIGUES, J.B. 2014a. Geological and isotopic characteristics of granites from the Western Pernambuco-Alagoas Domain: implications for the crustal evolution of the Neoproterozoic Borborema Province. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], p. 627-652.

CRUZ, R. F. DA; PIMENTEL, M. M.; ACCIOLY, A. C. A. 2014b. Provenance of metasedimentary rocks of the Western Pernambuco-Alagoas Domain: Contribution to understand the crustal evolution of southern Borborema Province. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l], p. 54-67.

DICKSON B.L., SCOTT K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. **AGSO J. Australia Geology & Geophysics**, [S.l], p. 187-200.

FREITAS M.S. E SACHS L.L.B. Geologia e recursos minerais da Folha Riacho Queimadas, SC.24-V-A-I) - 1:100.000. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46., 2012, Santos. **Anais [...]**. Santos: Congresso Brasileiro de Geologia, 2012.

FROST, B. R., BARNES, C. G., COLLINS, W. J., ARCULUS, R. J., ELLIS, D. J., FROST, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, [S.l], p. 2033–2048.

GUIMARÃES, I.P., VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B. B., BITTAR, S.M.B., DA SILVA FILHO, A. F., ARMSTRONG, R., 2012. U-Pb zircon ages of orthogneisses and Supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. **Precambrian Research** [S.l], p. 52 – 77.

GUIMARÃES, I. P., DE FATIMA L., DE BRITO, M., LAGES, G., DA SILVA FILHO, A.F., SANTOS, L., BRASILINO, R.G., 2016. Tonian Granitic Magmatism of the Borborema Province, NE Brazil: A Review. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l] V. 68, P. 97-112.

HARKER, A., 1909. The natural history of igneous rocks. **Methuen**, London.

HIDALGO-GATO, M C. **Realce E Detecção De Feições Magnéticas Através Do Sinal Monogênico No Espaço-Escala De Poisson: Fundamentos E Princípios**. 2015 Dissertação (Mestre em Ciências) – MCTI, 71p.

IRVINE, T. N., BARAGAR, W. R. A. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Can. J. Earth Sci.**, [S.l], v.8, p. 523-48.

JARDIM DE SA, E.F., MACEDO, M.H.F., TORRES, H.H.F., KAWASHITA, K., Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema province. In: Latino-americano Geological Congress VII., 1988, [S.l]. **Anais [...]**. p. 49-62. 1988.

KOZUCH, M., BITTAR, S.M.B., VAN SCHMUS, S.M. AND BRITO NEVES, B.B., Late Mesoproterozoic and middle Neoproterozoic magmatism in the Zona Transversal of the Borborema Province, Brazil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 17., 1997, Fortaleza. **Anais [...]**. Fortaleza: S.N. Nordeste (Editor), 1997. p. 47-50.

KOZUCH, M., **Isotopic and Trace Element Geochemistry of Early Neoproterozoic Gneissic and Metavolcanic Rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema, Gneissic and Metavolcanic Rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Province, Province, Brazil and Their Bearing Tectonic Setting**. 2003. *PhD thesis* – Kansas University, 199p

LEDRU P., JOHAN V., MILÉSI J.P., TEGYEY M., 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. **Precambrian Research**, [S.l] V. 69, p. 169-191.

LEITE, P.R.B., J.M. BERTRAND, E.S. LIMA, AND J. LETERRIER, 2000. Timing of granitic magmatism in the northern Borborema province, Brazil: A U-Pb study of granitoids from the terrain, **Journal of South American Earth Science**, [S.l] V. 13, p. 549-559.

LIMA, M. I. C.; GAVA, A.; FERNANDES, P.E.C.A.; PIRES, J.L. & SIGA JR., O. 1985; Projeto Ferro titanado de Floresta. Minérios de Pernambuco/RadamBrasil, **Geologia**, [S.l], V. 1, 314p

LUDWIG, K.R., 2000. Isoplot/Ex 2.49. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. **Berkeley Geochronological Center Special** [S.l] v. 1a, 58p.

MCDONOUGH, W.F. AND SUN, S. S. 1995. Composition of the Earth. **Chemical Geology** [S.l] V. 120 p. 223-253.

MARIANO, G., NEVES, S.P., SILVA, J.M.R., CORREIA, P.B. Mapa geológico na Escala 1:100.000 da Folha Belo Jardim (SC-24-X-B-III). 2008. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. (Cartas, mapas ou similares/Mapa).

MEDEIROS V.C. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Aracaju NE, Folha SC.24-X. Escala 1:500.000. Brasília CPRM.

MEDEIROS, V. C., **Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil**. 2004. Tese (Doutorado em Geodinâmica) – PPGG, UFRN, Rio Grande do Norte, 2004, 190p.

MEDEIROS, V. C., & SANTOS, E. J. Mapa geológico na escala 1:250.000 da Folha Garanhuns (SC.24-X-B). 1998. CPRM, Serviço Geológico do Brasil (Cartas, mapas ou similares/Mapa).

MELO, O. O., GUIMARÃES, I. P., BEURLIN, H., 2002. Idades U/Pb em zircão e idades modelo (Sm/Nd) de ortognaisses e enclaves metamáficos da área de Barro Vermelho-PE, Terreno Alto Moxotó, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências** [S.l] v. 32, p. 8.

MENESES, P. R.; ALMEIDA, T. D. 2012. Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto. Universidade de Brasília, Brasília, 2012, 266 p.

MILLER H. G. AND SINGH V, 1994 Potential field tilt - a new concept for location of potential field sources. **Journal of Applied Geophysics** [S.l] V. 32, p. 213-217

MORAIS, et. al. Mapa geológico na escala 1:100.000 da folha Airi (SC.24.X-A-V), Projeto Novas Fronteiras - Alto Moxotó. 2016. CPRM, Serviço Geológico do Brasil (Cartas, mapas ou similares/Mapa).

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** [S.l].

NEVES, S. P. 2015. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. **Journal of South American Earth Sciences**, [S.l.] V. 58, p. 150-164.

NEVES, S. P.; MELO, S. C. ; MOURA, C. ; MARIANO, GORKI ; SILVA, J. M. R. 2004. Zircon Pb-Pb Geochronology of the Caruaru Area, Northeastern Brazil: Temporal Constraints on the Proterozoic Evolution of Borborema Province. **International Geology Review**, [S.l.] v. 46, p. 52-63.

NEVES, S.P. BRUGUIER, O., VAUCHEZ, A., BOSCH, D., SILVA, J.M.R. AND MARIANO, G., 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. **Precambrian Research** [S.l.] V. 149, p. 197-216.

NEVES, S.P., BRUGUIER, O., SILVA, J.M.R., BOCH, 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** [S.l.] v. 175, p. 187-205.

NEVES, S.P., BRUGUIER, O., MARIANO, G., SILVA, J.M.R. O magmatismo pós-Cariris Velhos, pré-Brasiliano na porção oriental da Província Borborema: Implicações tectônicas. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 13., 2011, Campinas. **Anais** [...]. Campinas: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. 2011.

MORAIS, et. al. Mapa geológico na escala 1:100.000 da folha Airi (SC.24.X-A-V), Projeto Novas Fronteiras - Alto Moxotó. 2016. CPRM, Serviço Geológico do Brasil (Cartas, mapas ou similares/Mapa).

NEVES, S.P., MARIANO, G., SILVA, H.M.R. Mapa geológico na escala 1:100.000 da Folha Caruaru (SC-25-X-A-I), 2012. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. (Cartas, mapas ou similares/Mapa).

NEVES, S.P., BRUGUIER, O., SILVA, J.M.R., MARIANO, G., SILVA FILHO, A.F., TEIXEIRA, C.M.L. 2015a. From Extension to shortening: Dating the onset of the Brasiliano Orogeny in eastern Borborema Province (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences** [S.l.] V.58, p. 238-256.

NEVES, S.P., LAGES, G.A., BRASILINO, R.G., MIRANDA, A.W.A., 2015b. Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. **J. South America Earth Science**. [S.l.] V. 58, p. 165 - 187.

NEVES, S.P., BRUGUIER, O., SILVA, J.M.R., 2016. The transition zone between the Pernambuco-Alagoas Domain and the Sergipano Belt (Borborema Province, NE Brazil): Geochronological constraints on the ages of deposition, tectonic setting and metamorphism of metasedimentary rocks. **Journal of South American Earth Sciences** [S.l.] V.72, p. 266-278.

NEVES, S.P., SILVA, J.M. R., BRUGUIER, O., 2017. Geometry, kinematics and geochronology of the Sertânia Complex (central Borborema Province, NE Brazil): Assessing the role of accretionary versus intraplate processes during West Gondwana assembly. **Precambrian Research**, [S.l] v. 298, p. 552-571.

NEVES, S.P. E MARIANO G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. **Journal of Structural Geology** [S.l] v. 21, p. 1369-1383.

NEVES, S.P., AND G. MARIANO, 2001. Província Borborema: Orógeno acrescicionário ou intracontinental? **Estudos Geológicos** Dep. Geol. Univ. Fed. Pernambuco, v. 11, p. 26-36.

NEVES, S.P., VAUCHEZ, A., 1995. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones; state of Pernambuco). **Journal of South American Earth Sciences** v. 8, p. 289-298.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. W., TINDLE, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology** [S.l] v. 25, p. 956-983.

PECCERILLO, A., TAYLOR, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu área, northern Turkey. **Contrib. Mineral. Petrol.**, [S.l] v.58, p. 63-81.

ROGERS, J.J.W., 1996. A History of continents in the past three billion years. **The Journal of Geology**, [S.l] v. 104, p. 91-107.

SÁ, J.M., BERTRAND, J.M., LETERRIER, J. AND MACEDO, M.H.F., 2002. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** [S.l] v. 14, p. 851-866.

SANTOS, E.J., **O complexo granítico de Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema**. 1995. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995, 249p

SANTOS, E.J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescicionária na Província Borborema. In: S.N. BAHIA-SERGIPE (EDITOR), 39., 1996, Salvador. **Anais [...]**. Salvador: Congresso Brasileiro de Geologia, p. 47-50.

SANTOS, E. J. Mapa geológico na escala 1:250.000. da folha Belém do São Francisco, estados de Pernambuco, Alagoas e Bahia. (SC.24-X-A), Integração Geológica e Metalogenética, 1999. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. (Cartas, mapas ou similares/Mapa).

SANTOS E.J E MEDEIROS V.C 1999. Constraints from granitic plutonismo on proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. [S.l] v.29, p. 73-84.

SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B.B. ; VAN SCHMUS, W.R. ; NUTMAN, A. P. Calibração de eventos na Subprovíncia Transversal, Província Borborema: um ensaio. In: CONGRESSO

BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XLI., 2002, João Pessoa. **Anais**[...]. João Pessoa: Congresso Brasileiro de Geologia, p. 335-335.

SANTOS, E.J., NUTMAN, A.P., BRITO NEVES, B.B., 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. **Geologia USP**, São Paulo, Sér. Científ. 4, p. 1-12.

SANTOS, E.J., VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B., 2010. The Cariris Velhos tectonic event in Northeast Brazil. **J. South Am. Earth Sci.** [S.l] v, 29, p. 61-76.

SANTOS, L. C. M. L., **O paleoproterozoico (2.3 a 1.6 ga) do terreno Alto Moxotó, província Borborema: significado e implicações para o gondwana ocidental.** 2012. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2012. 110p.

SANTOS, L. C. M. L.; DANTAS, E. L. ; SANTOS, E. J. ; LIMA, H. M. Características geoquímicas e geocronológicas do Batólito Floresta: Novo registro de subducção Riachiana e retrabalhamento crustal na Zona Transversal da Província Borborema. *In*: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, XV., 2015, Vitória. **Anais** [...]. Vitória: XV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2015.

SANTOS, L. C. M. L.; DANTAS, E. L. ; CAWOOD, PETER A. ; JOSÉ DOS SANTOS, EDILTON ; FUCK, REINHARDT A., 2017. Neoproterozoic crustal growth and Paleoproterozoic reworking in the Borborema Province, NE Brazil: Insights from geochemical and isotopic data of TTG and metagranitic rocks of the Alto Moxotó Terrane. **Journal Of South American Earth Sciences**, [S.l] v. 79, p. 342-363.

SILVA, L.C., ARMSTRONG, R., PIMENTEL, M., SCANDOLARA, J., RAMGRAB, G., WILDNER, W., ANGELIM, L.A.A., VASCONCELOS, A.M., RIZZOTO, G., QUADROS, M.L.E.S., SANDER, A., ROSA, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. **Revista Brasileira de Geociências**. [S.l] v. 32, p 529-544.

SILVA FILHO, A.F., LUNA, E.B., GOMES, H.A., OSAKO, L.S., Mapa geológico na escala 1:100.000 da Folha Garanhuns (SC-24-X-B-VI), 2008. CPRM, Serviço Geológico do Brasil. (Cartas, mapas ou similares/Mapa).

SILVA FILHO, A. F.; GUIMARÃES, I. P. ; VAN SCHMUS, W. R. ; ARMSTRONG, R. A. ; RANGEL DA SILVA, J. M. ; OSAKO, L. S. ; COCENTINO, L. M. 2014. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and Nd signatures of supracrustal sequences and orthogneisses constrain the Neoproterozoic evolution of the Pernambuco-Alagoas domain, southern part of Borborema Province, NE Brazil. **International Journal of Earth Sciences** [S.l] v. 103, p. 2155-2190.

TEIXEIRA, C.M.L., **Evolução Crustal dos Domínios Central e Pernambuco-Alagoas da Província Borborema na Folha Vitória de Santo Antão (Pernambuco, Nordeste do Brasil).** 2015. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco. 2015. 194p

VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., BABINSKI, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. **J. S. Am. Earth Sci.** [S.l] v. 8, p. 267–288.

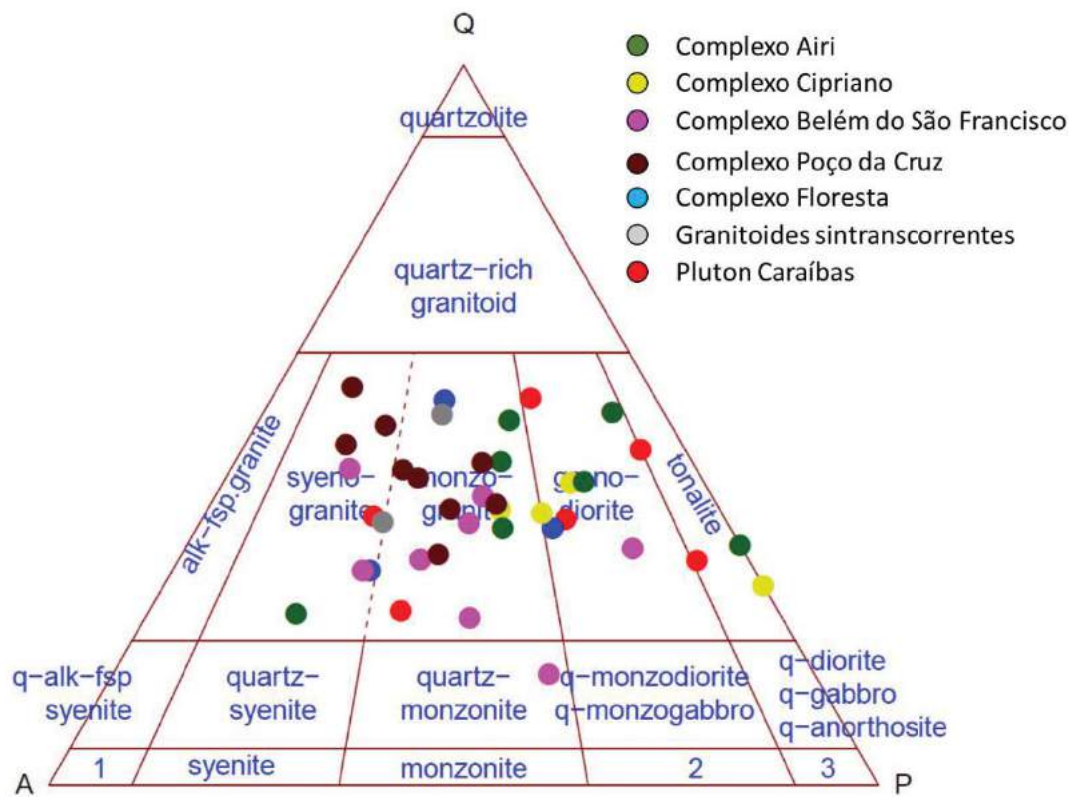
VAN SCHMUS, W.R., KOZUCH, M., BRITO NEVES, B.B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. **Journal of South American Earth Sciences** [S.l] v. 31, p. 227-252.

VAUCHEZ, A. E EGYDIO-SILVA, M., 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially *melted* crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. **Geology**, v. 20, p. 1007-1010.

VAUCHEZ A., NEVES S., CABY R., CORSINI M., EGYDIO-SILVA M., ARTHAUD M. AMARO V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of south American Earth Sciences**, v. 8, p. 247-266.

VASCONCELOS, C.L. **Mapeamento geológico, caracterização estrutural, análise geoquímica e microestrutural da porção oriental da Zona de Cisalhamento Pernambuco Oeste e áreas adjacentes**. Dissertação (Mestrado em geologia), Universidade Federal de Pernambuco. 2016. 120p.

APÊNDICE A – DIAGRAMA QAP - STRECKEISEN



APÊNDICE B – QUADRO DE AFLORAMENTOS

Amostra	Coordenadas		Rocha
	X	Y	
AA-01	597331	9056509	Gnaiss granítico
AA-02	596606	9056517	Ortognaisse
AA-03	593316	9057250	Ortognaisse anfibolito
AA-04	592829	9057275	Ortognaisse
AA-05	580407	9053614	Ortognaisse
AA-06	597465	9049958	Quartzito
AA-07	592823	9044134	Sienito
AA-08	594954	9046613	Ultramilonito
AA-09	584300	9041990	Ortognaisse
AA-10	583715	9042050	Granito porfirítico
AA-11	582919	9041587	Anfibolito, granito e ortognaisse
AA-12	578718	9038500	Ortognaisse granítico
AA-13	577462	9036841	Ultramilonito
AA-14	577462	9036841	Ultramilonito
AA-15	565687	9032735	Ortognaisse migmatizado
AA-16	561556	9034323	Gnaiss diorítico
AA-16	561556	9034323	Gnaiss diorítico
AA-17	556375	9035483	ParaGnaiss
AA-18	554906	9036558	OrtGnaiss migmatizado
AA-19	566217	9032429	Gnaiss granítico
AA-20	567826	9034411	Ortognaisse migmatizado
AA-21	568198	9035664	Ortognaisse migmatizado
AA-22	569153	9035425	Ortognaisse granítico
AA-23	564723	9033389	Ortognaisse granítico mig
AA-24	565798	9034467	Ortognaisse granítico
AA-25	568388	9037234	Sienito
AA-26	569214	9037787	Granito
AA-27	568023	9039694	Ultramilonito
AA-28	569660	9036479	Milonito
AA-29	570233	9036291	Milonito
AA-30	571248	9036627	Milonito
AA-31	570363	9037977	Milonito
AA-32	573211	9036322	Milonito
AA-33	572368	9037370	Milonito
AA-34	565345	9034263	Ortognaisse granítico
AA-35	569030	9049856	Ortognaisse granítico

AA-36	569260	9048404	Ortognaisse granítico
AA-37	569861	9047659	Ortognaisse granítico Milonitizado
AA-38	569978	9047514	Ortognaisse granítico Milonitizado
AA-39	566486	9049722	Ortognaisse Máfico
AA-40	567652	9044763	Ultramilonito
AA-41	567822	9044479	Ultramilonito
AA-42	568025	9044170	Ultramilonito
AA-43	556844	9050739	Ortognaisse
AA-44	555891	9051781	Ortognaisse granítico
AA-45	555520	9053013	Ortognaisse granítico
AA-46	551722	9038912	Gnaiss migmatizado
AA-47	552566	9038288	Gnaiss migmatizado
AA-48	553337	9037714	Gnaiss migmatizado
AA-49	560742	9034368	Gnaiss migmatizado
AA-50	564450	9033418	Gnaiss migmatizado
AA-51	554508	9047641	Ortognaisse diorítico
AA-52	555782	9049233	Ortognaisse
AA-53	558550	9049506	Ortognaisse granítico
AA-54	561151	9049779	Ortognaisse granítico
AA-55	564741	9050129	Ortognaisse granítico
AA-56	565217	9050218	Ortognaisse granítico
AA-57	566925	9050120	Ortognaisse granítico
AA-58	568650	9050549	Ortognaisse granítico
AIRI-4	578144	9045932	Ortognaisse
AIRI-5	578408	9044538	Granito milonitizado
AIRI-6	579271	9043199	Ortognaisse
AIRI-7	579438	9042475	Granito
AIRI-8	580178	9041072	Ortognaisse
AA – 60	582174	9041345	Sienito
AA – 61	578615	9038416	Leucognaisse com anfíbolito
AA – 62	577208	9037592	Leucognaisse/ Sienito
AA – 63	575035	9036441	Granito
AA – 64	573551	9036463	Granito
AA – 65	574464	9037781	Paragnaisse milonitizado
AA – 66	574201	9037844	Paragnaisse
AA – 67	573837	9038551	Anfíbolito
AA – 68	573713	9037948	Ortognaisse leucogranítico
AA – 69	565973	9042378	Quartzito com muscovita
AA – 70	567690	9039952	Anfíbolito
AA – 71	567019	9040957	Leucogranito
AA – 72	565563	9042587	Muscovita quartzito

AA – 73	565263	9043194	Quartzito
AA – 74	565140	9043310	Biotita muscovita xisto
AA – 75	564609	9044308	Muscovita quartzito
AA – 76	564343	9044678	Muscovita biotita xisto
AA – 77	563793	9045472	Quartzito milonitizado
AA – 78	555051	9046798	Quartzito milonitizado
AA – 79	554130	9039615	Ortognaisse
AA – 80	555082	9039634	Granito
AA – 81	555690	9039904	Granito
AA – 82	557435	9040708	Granito
AA – 83	557544	9042354	Granito
AA – 84	559374	9041884	Contato Granito-Gnaiss
AA – 85	558888	9043131	Granito milonitizado
AA – 86	558250	9045801	Granito

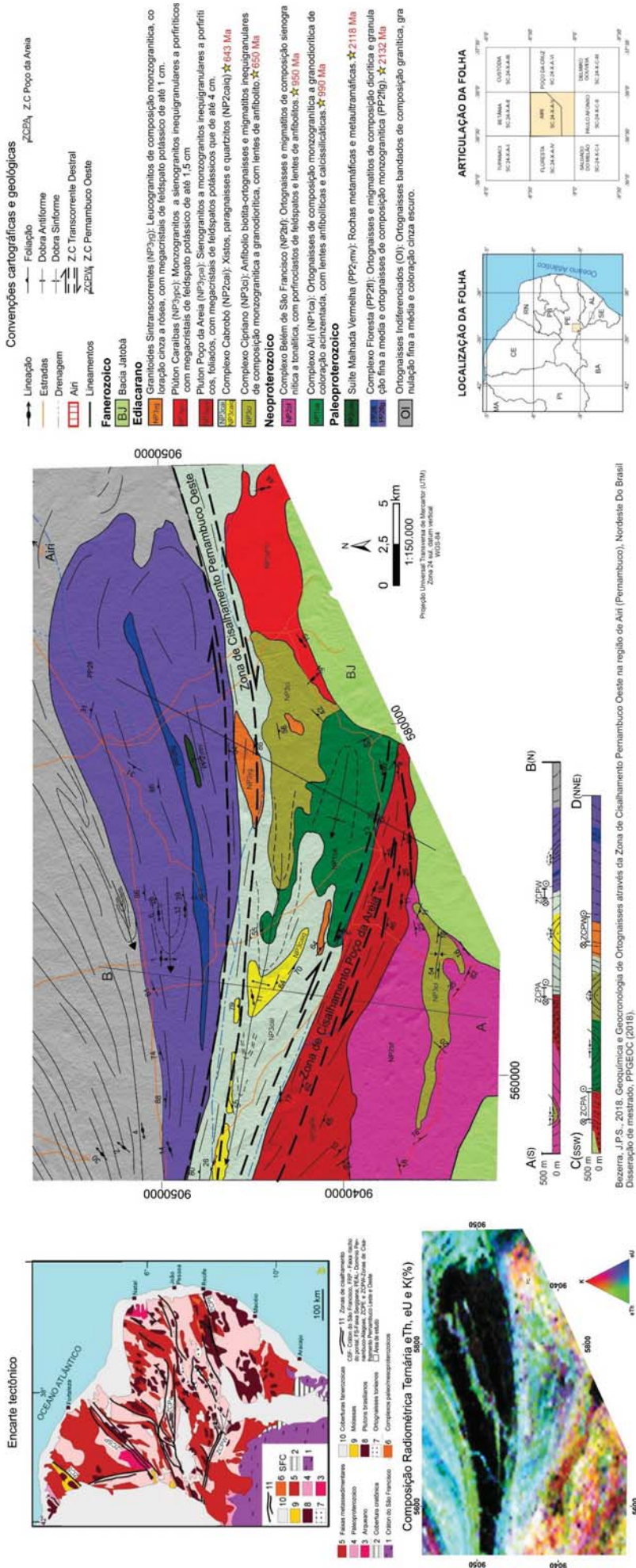
APÊNDICE C – FOLIAÇÕES E LINEAÇÕES ASSOCIADAS

Ponto	Coordenadas		Foliação			Lineação	
	UTM E	UTM N	Dir	Int	Sent	Int	Sent
AA-01	597331	9056509	295	42	25	36	67
	597331	9056509	298	37	28	29	65
AA-02	596606	9056517	123	30	33	12	72
	596606	9056517	187	11	97	5	85
	596606	9056517	321	28	51	25	102
	596606	9056517	305	29	35	22	40
	596606	9056517	320	28	50	25	105
AA-07	592823	9044134	222	62	132	44	166
AA-09	584300	9041990	59	21	149	15	234
	584300	9041990	80	52	170	13	96
AA-11	582919	9041587	74	29	164	14	94
	582919	9041587	60	29	150	9	80
	582919	9041587	252	32	162	29	79
AA-27	568023	9039694	290	89	200	6	295
AA - 28	569666	9036479	81	70	171	11	95
	569666	9036479	79	79	169	14	81
	569666	9036479	80	77	170	8	80
AA-29	570233	9036291	95	65	185	12	115
	570233	9036291	105	77	195	15	275
AA-30	571248	9036627	80	62	170	26	98
	571248	9036627	255	54	165	29	90
AA-31	570363	9037977	95	57	185	16	112
AA-33	572368	9037370	77	76	167	16	80
AA-34	565345	9034263	220	12	310	10	310
	565345	9034263	215	25	305	25	310
	565345	9034263	235	16	325	12	300
AA-35	569030	9049856	70	26	340	6	265
	569030	9049856	255	40	345	6	255
AA-36	569260	9048404	263	39	353	11	270
AA-38	569978	9047514	76	84	346	2	76
AA-39	566486	9049722	80	59	350	1	90
AA-43	556844	9050739	75	60	345	4	260
AA-44	555891	9051781	60	60	330	2	40
AA-45	555520	9053013	45	56	315	30	50
	555520	9053013	65	79	335	58	65
AA-52	555782	9049233	81	52	351	14	70
	555782	9049233	80	55	350	20	60
AA-53	558550	9049506	95	88	5		

AA-54	561151	9049779	75	74	345		
AA-55	564741	9050129	67	61	337		
AA-56	565217	9050218	90	34	0		
AA-57	566925	9050120	85	86	355		
AA-58	568650	9050549	81	88	351		
AIRI-5	578408	9044538	70	65	160		
Airi-6	579271	9043199	260	56	170		
AIRI-7	579438	9042475	100	84	190		
AIRI-8	580178	9041072	46	42	136		
AA- 60	582174	9041345	90	31	180		
			219	35	129		
AA-61	578615	9038416	45	43	135	41	96
			140	52	230	45	115
			135	31	225		
AA- 62	577208	9037592	77	74	167	2	255
AA -63	575035	9036441	94	80	184	14	280
AA- 65	574464	9037781	95	75	5		
			105	67	15		
AA- 66	574201	9037844	262	77	172	12	82
AA- 68	573713	9037948	95	81	185	9	93
			85	82	355	16	267
AA- 69	565973	9042378	115	42	205		
AA- 70	567690	9039952	90	76	180	11	293
			113	71	203	11	105
			115	85	205	9	115
AA- 71	567019	9040957	305	64	35		
			310	50	40		
AA- 72	565563	9042587	98	64	188		
			110	70	200		
AA- 73	565263	9043194	278	38	88		
			299	29	209		
AA- 74	565140	9043310	110	64	200	275	90
AA- 75	564609	9044308	280	49	190	12	100
			270	67	180	55	132
AA- 76	564343	9044678	105	51	195	11	260
AA- 77	563793	9045472	90	81	0		
AA- 78	555051	9046798	90	56	0	26	292
			270	86	0		
AA- 79	554130	9039615	140	82	230		
AA- 80	555082	9039634	145	62	35		
AA- 81	555690	9039904	130	72	40		
			140	75	230		
AA- 82	557435	9040708	97	67	187		

AA-84	559374	9041884	100	80	180	7	282
			120	71	200		
			291	71	201		
AA-85	558888	9043131	112	62	202	17	270
						7	282
AA-86	558250	9045801	270	55	180		

APÊNDICE D – MAPA GEOLÓGICO DA PORÇÃO EXTREMO OESTE DA ZONA DE CISALHAMENTO PERNAMBUCO OESTE: SUDOESTE DE AIRI, PERNAMBUCO (NE DO BRASIL)



APÊNDICE E – DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Amostra: AA-07

Classificação: Biotita-sienogranito

Descrição:

Rocha inequigranular, porfirítica, onde grãos de feldspato de até 1,5 cm ocorrem alongados numa matriz de quartzo (0,4 cm) e mica (0,2 cm). A rocha apresenta-se milonitizada, onde percebe-se a recrystalização dos feldspatos pela textura manto-núcleo, quartzos recrystalizados em formas de fitas com presença de *bulging* (Fig. 1). A foliação é definida pela orientação dos minerais micáceos, quartzo e grãos porfíricos, às vezes produzindo trama S-C.

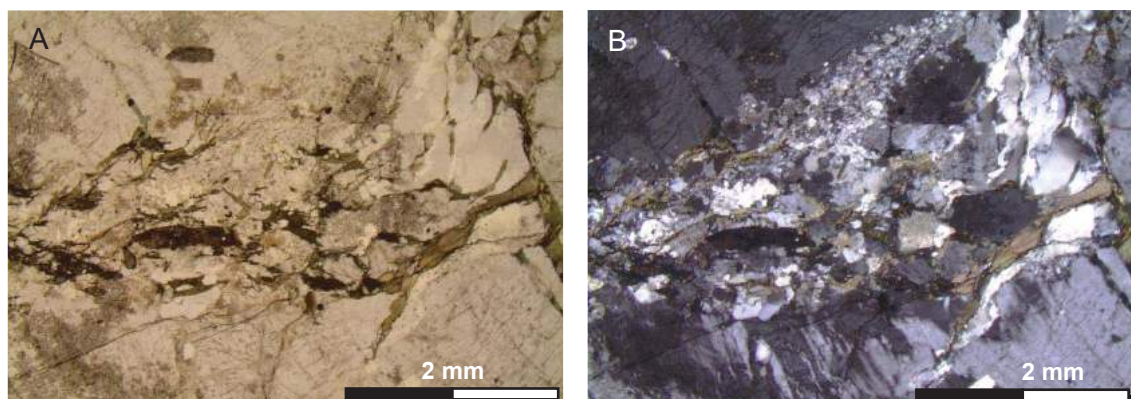


Figura 1: Cristais recrystalizados de quartzo na matriz da rocha, entre grãos de feldspatos. (A) Polarizadores paralelos e (B) Cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Kf	Pl	Rut	Tit	Ep	Mb	Bt	Chl	Opc	Ap
31	35	17	1	1	1	1	6	2	1	1

Características minerais, estruturas e texturas: (Me) -Mineral essencial; (Ma) -Mineral acessório; (Ms) - Mineral secundário.

Quartzo (Me): Grãos xenomórficos, recrystalizados, às vezes formando fitas, *bulging* e com extinção ondulante

Feldspato potássico (Me): grãos xenomórficos, com bordas recrystalizadas, apresentando mirmequitas. Ocorrem na forma de microclina, ortoclásio e com pertitas (Fig. 2). Grãos fraturados e sericitizados são comumente encontrados.

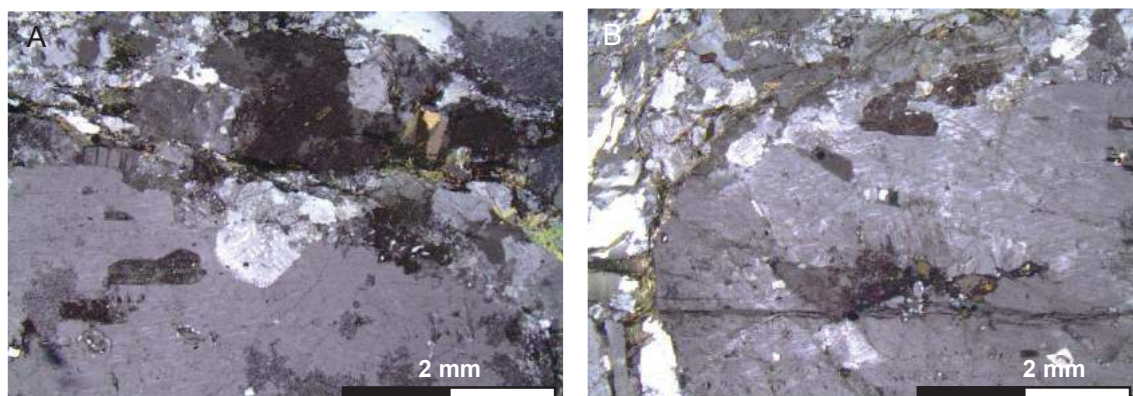


Figura 2: Porfiroclastos de feldspato potássico com mirmequitas geradas por recristalização cristais de pertita. (A) Polarizadores paralelos e (B) Cruzados.

Plagioclásio (Me): Grãos xenomórficos, com textura manto-núcleo, ocorrem sericitizados e saussuritizados. São comumente encontrados fraturados, com maclas de deformação, maclas dobradas, zonação e extinção concêntrica.

Titanita (Ma): Grãos idiomórficos a subidiomórficos que ocorrem dispersos na rocha alterando para opacos.

Mica branca (Ms): Grãos gerados por sericitização dos feldspatos

Biotita (Ma): Os grãos de biotita são cristais subidiomórficos a xenomórficos que ocorrem tanto na foliação da rocha quanto inclusas nos minerais porfíricos.

Opacos (Ma): Grãos variando de idiomórficos a subidiomórficos (formas retangulares). Apresentam-se dispersos na rocha, associados a epidoto, titanita e em clivagens de micas.

Rutilo (Ma): São grãos alongados, com hábitos aciculares que ocorrem paralelos a clivagens de feldspatos.

Clorita (Ms): Cristais subidiomórficos a xenomórficos que ocorrem como produto de cloritização das biotitas (Fig. 3) e preenchendo fraturas minerais.

Epidoto (Ms): Ocorre ao longo dos planos das pertitas, geradas por saussuritização.

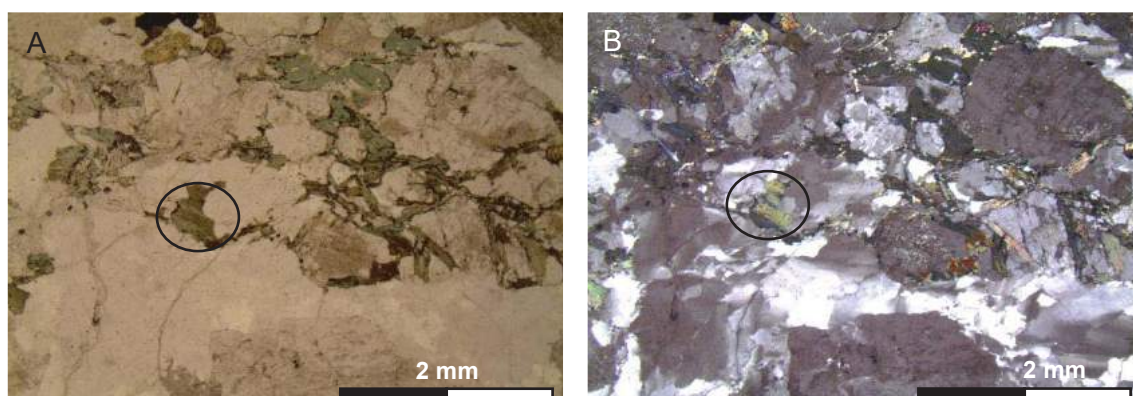


Figura 3: Cristais de clorita geradas pela cloritização das biotitas. Percebe-se na marcação, cristais de clorita substituindo as micas pelas clivagens. (A) Polarizadores paralelos e (B) Cruzados.

Amostra - AA-08**Classificação:** Ortognaisse com titanita (ultramilonito)**Descrição**

Rocha inequigranular, milonitizada, onde cristais recrystalizados de feldspato e quartzo produzem a foliação da rocha. Apresenta porfiroclastos de feldspato fraturados e recrystalizados, com textura manto núcleo (Fig. 4).

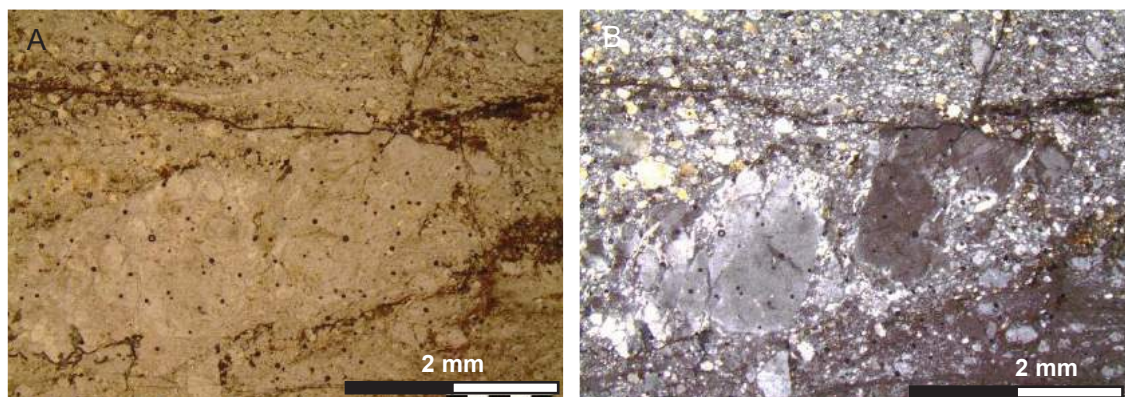


Figura 4: Porfiroclastos de feldspato milimétricos orientados e recrystalizados, apresentando textura manto núcleo. (A) Polarizadores paralelos e (B) Cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	K-f	Pl	Ttn	Opc	Wm	Ep	Chl	Rut
50	14	29	2	1	1	1	1	1

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): Cristais xenomórficos e recrystalizados com grãos submilimétricos.

Feldspato potássico (Me): Ocorrem como microclinas, pertitas e mirmequitas. São grãos xenomórficos, fraturados e recrystalizados com textura manto núcleo (Fig. 4).

Plagioclásio (Me): Ocorre como porfiroclasto, apresentando extinção concêntrica, textura *pull apart*, manto núcleo e sombra de pressão (Fig. 5) inferindo cinemática destrai. Às vezes encontram-se argilitizados, saussuritizados e sericitizados (Fig. 6).

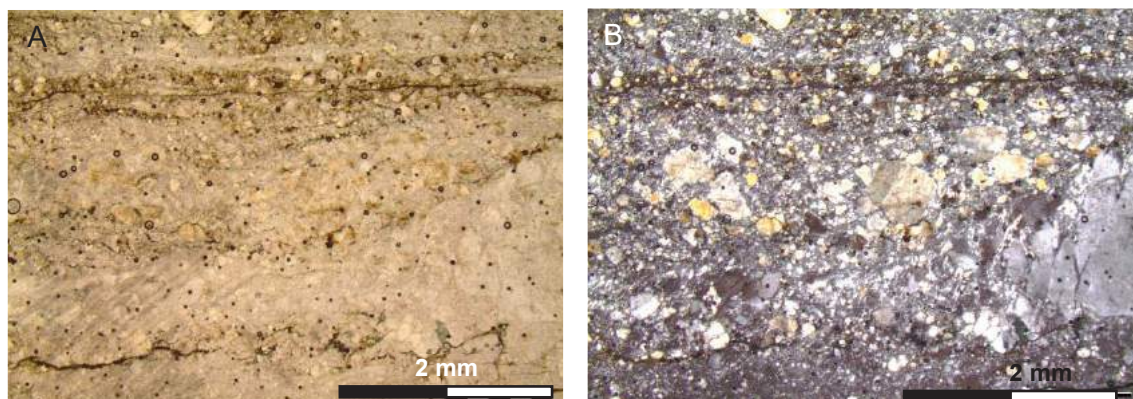


Figura 5: Cristais de feldspato com textura *pull-apart* e sombra de pressão. (A) Polarizadores paralelos e (B) Polarizadores cruzados.

Titanita (Ma): São cristais subidiomórficos a xenomórficos que ocorrem orientados e fraturados seguindo a foliação da rocha e muitas vezes sendo substituídos por opacos.

Opacos (Ma): São cristais xenomórficos a idiomórficos que ocorrem dispersos na rocha. Os xenomórficos normalmente são associados a alteração.

Mica branca(Ms): Cristais produzidos por sericitização às vezes preenchendo fraturas.

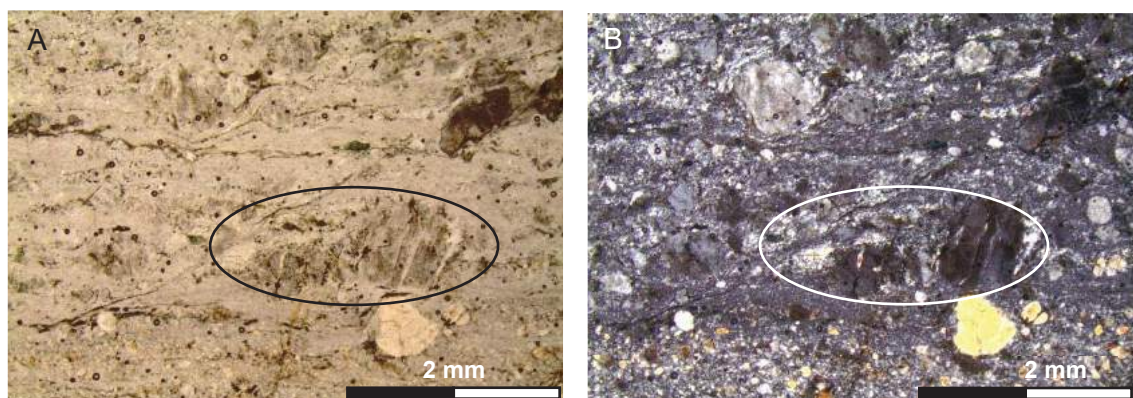


Figura 6: Cristais de feldspato argilitizado e sericitizado. (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados.

AMOSTRA: AA-09

Classificação: Biotita-ortognaisse granodiorítico.

Descrição

Rocha inequigranular de granulação média, com cristais de feldspato de até 2 milímetros ocorrendo numa matriz composta de quartzo e mica (Fig. 7). Observa-se orientação preferencial dos minerais placosos e quartzo fitado. É essencialmente constituída de feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo e biotita. Seus minerais acessórios são mica branca, anfíbólio, epidoto, titanita, apatita e minerais opacos. Sua mineralogia secundária é composta por clorita e mica branca.

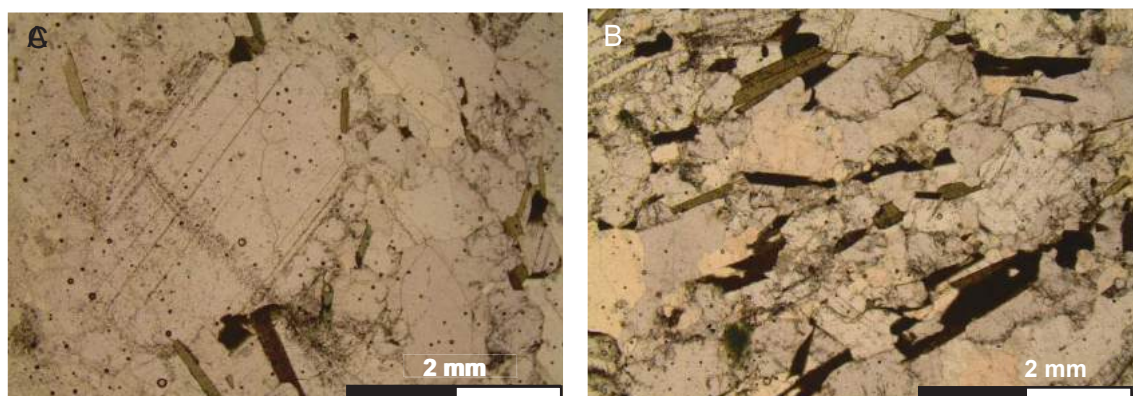


Figura 7: (A) Cristais milimétricos de feldspato plagioclásio, que ocorrem orientados numa (B) matriz composta de quartzo recrystalizado e mica.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Kfs	Pl	Bt	Chl	Mb	Amp	Ep	Ttn	Ap	Opc
27	14	32	16	3	3	1	2	<1	<1	2

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): Cristais recrystalizados e com extinção ondulante. São xenomórficos e ocorrem como grãos alongados e fitados, menores do que 3mm. Encontram-se orientados juntamente com os minerais do grupo das micas.

Feldspato alcalino (Me): Ocorre em grãos de até 3mm, com mirmequitas em suas bordas e formação de pertitas nos grãos em geral. Processo de argilização é comum.

Plagioclásio (Me): Ocorrendo de xenomórfico a subidiomórfico, de até 4mm, frequentemente alterados pelo processo de sericitização, principalmente ao longo de suas geminações.

Biotita (Me): Orientada juntamente com os grãos de quartzo, definindo a foliação da rocha, em tamanhos $\leq 1,5$ mm. São predominantemente subidiomórficas, variando de marrom escuro a marrom claro esverdeado. Estão associadas a vários minerais acessórios.

Clorita (Ms): Xenomórfica a subidiomórfica com cor de interferência anômala. Resultante da alteração da biotita por cloritização, frequentemente ocorrendo nas bordas e clivagens desses grãos.

Mica branca (Ms): Resultante da sericitização dos feldspatos e ocorrendo como flocos de mica branca.

Anfibólio (Ma): Ocorre associado à biotita e orientada junto com a mesma. Provável hornblenda verde (hastingsita?), variando de verde-claro amarelado a verde escuro.

Epidoto (Ma): Subidiomórfico a xenomórfico, de incolor a verde pálido. Estão associados à biotita e clorita. Incluindo a presença de grão de allanita com coroa de epidoto (Fig. 7).

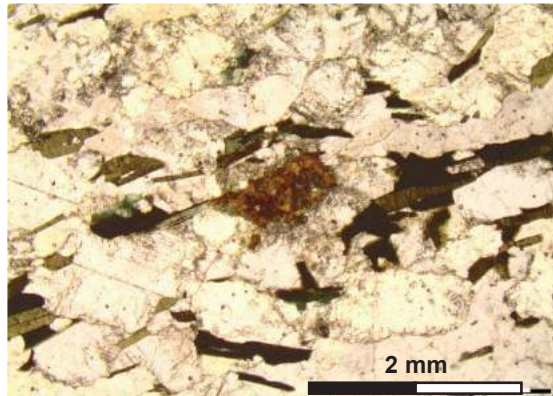


Figura 8: Cristal de allanita com coroa de epidoto a Polarizadores paralelos.

Titanita: Idiomórfica a subidiomórfica, amarronzada, associada à biotita, orientada junta com a mesma.

Apatita: Subidiomórfica, em prismas curtos não muito alongados, às vezes hexagonais. Não estão orientadas.

Minerais opacos: Ocorrem de idiomórficos (formas losangulares) a subidiomórficos, associados ou não à biotita e clorita. Não estão orientados.

Amostra: AA-09A

Classificação: Biotita-hornblenda tonalito com titanita e epidoto

Descrição:

Rocha equigranular fina, com pequenos níveis quartzo-feldspáticos, apresentando orientação preferencial definida por cristais de feldspatos, biotita e hornblenda (Fig. 8). Apresenta trama S-C, caracterizada por cristais de mica rodeando cristais de feldspato potássico.

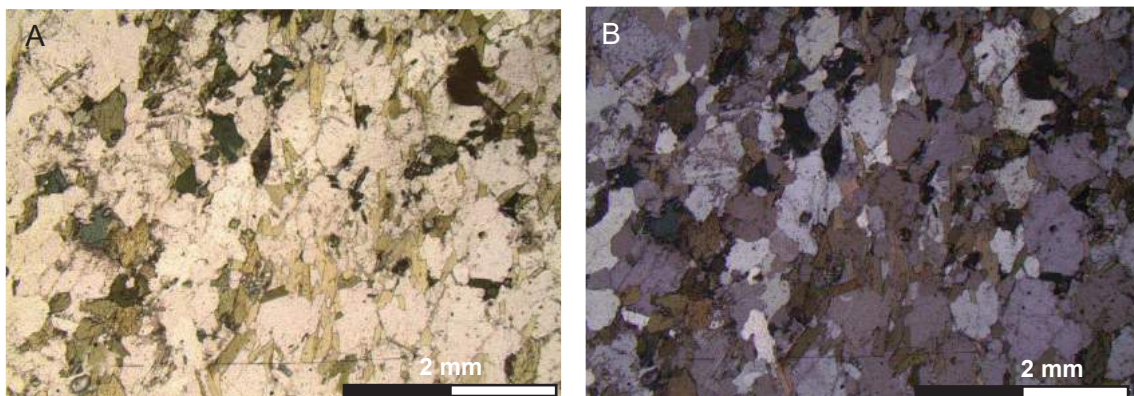


Figura 8: Textura equigranular, com foliação marcada pela orientação de micas, quartzos e feldspatos orientados. (A) Polarizadores paralelos e (B) Cruzados.

Sua composição mineralógica é definida por:

Qtz	Kf	Pl	Bt	Ep	Ttn	Wm	Hbl	Opc
-----	----	----	----	----	-----	----	-----	-----

15	3	30	22	3	4	1	20	1
----	---	----	----	---	---	---	----	---

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): ocorre subidiomórfico, raramente recristalizado, com rotação de subgrão e extinção ondulante (Fig. 9).

Plagioclásio (Me): Ocorre subidiomórfico a xenomórfico, com frequente extinção concêntrica, maclas de deformação, fraturamentos e zonação.

Biotita (Me): Ocorrem orientadas, com pleocroísmo variando de marrom escuro a esverdeado, com formas subédricas predominantemente e definindo a orientação da rocha.

Hornblenda (Me): Ocorrem subédricas a anédricas, orientadas e com pleocroísmo variando de verde escura a amarronzado.

Titanita (Ma): ocorrem como pequenos grãos dispersos na rocha euédricos a subédricos também orientadas seguindo o “fluxo” magmático.

Rutilo (Ma): Encontrado apenas incluso em grãos de epidoto

Epidotos (Ma): Ocorrem euédricos a subédricos (Fig. 9), às vezes inclusos nas biotitas e com opaticização.

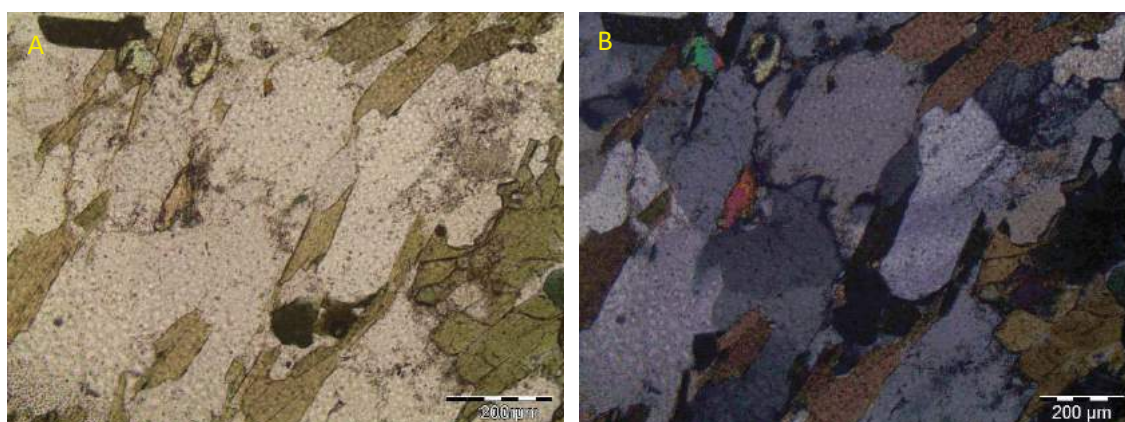


Figura 10: Cristais de quartzo com extinção ondulante e cristais euédricos a subédricos de epidoto

Amostra: AA-09 C

Classificação: Biotita-(granodiorito a tonalito) com hornblenda e titanita

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica, onde cristais de feldspato de até 1 cm encontram-se dispersos e sem orientação numa matriz composta de quartzo (0,3 cm), biotita (0,2 cm) e

hornblenda (1mm) (Fig. 11). A rocha apresenta uma leve orientação dos grãos de biotita, produzindo uma foliação na rocha.

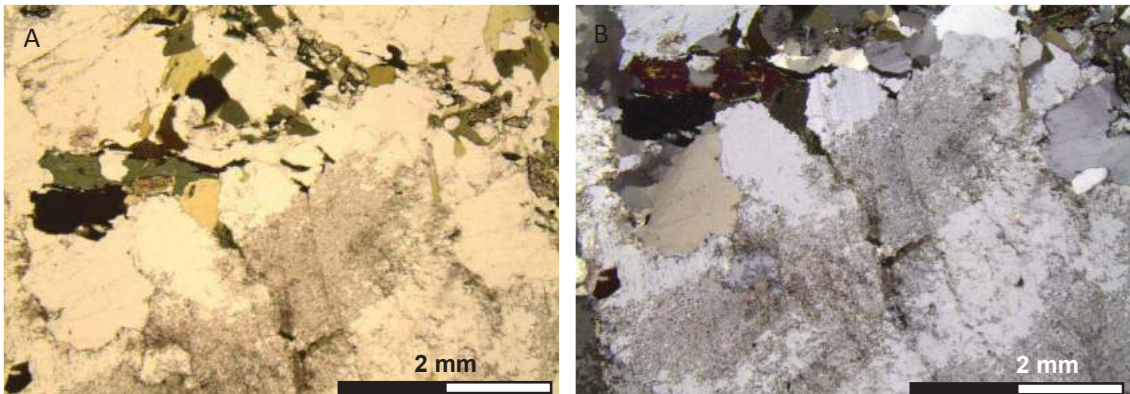


Figura 11: Porfiroclastos de feldspato, numa matriz composta de quartzo, mica e hornblenda

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	K-f	Pl	Bt	Hbl	Chl	Opc	Wm	Ep	Ttn	Zrc	Ap
35	4	36	10	4	1,5	2	1	3	3	1	1

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): São cristais xenomórficos, que apresentam extinção ondulante e recrystalização por rotação de subgrão (Fig 12).

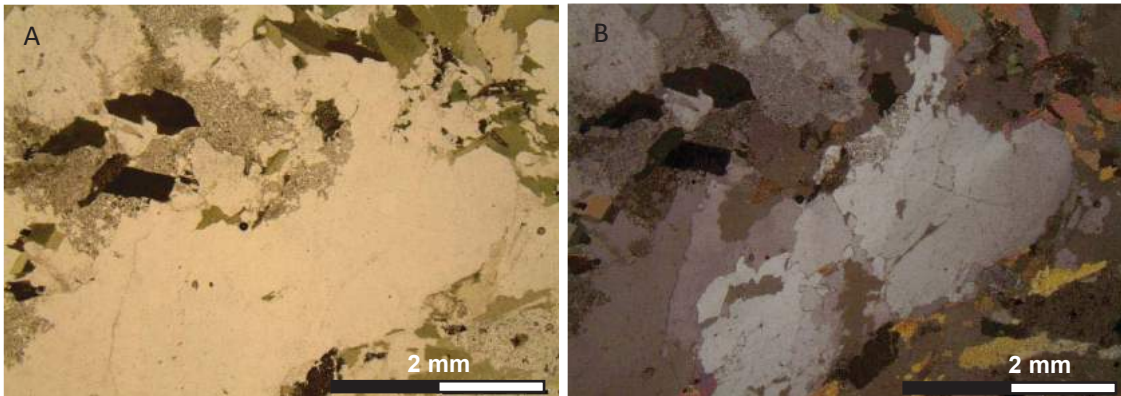


Figura 12: Cristais de quartzos recrystalizados por rotação de subgrão. (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados.

Feldspato potássico (Ma): Cristais xenomórficos, às vezes apresentando extinção ondulante. Ocorre como microclinas e possui recrystalização, apresentando mirmequititas em suas bordas. Encontra-se grãos fraturados e sericitizados (Fig. 13).

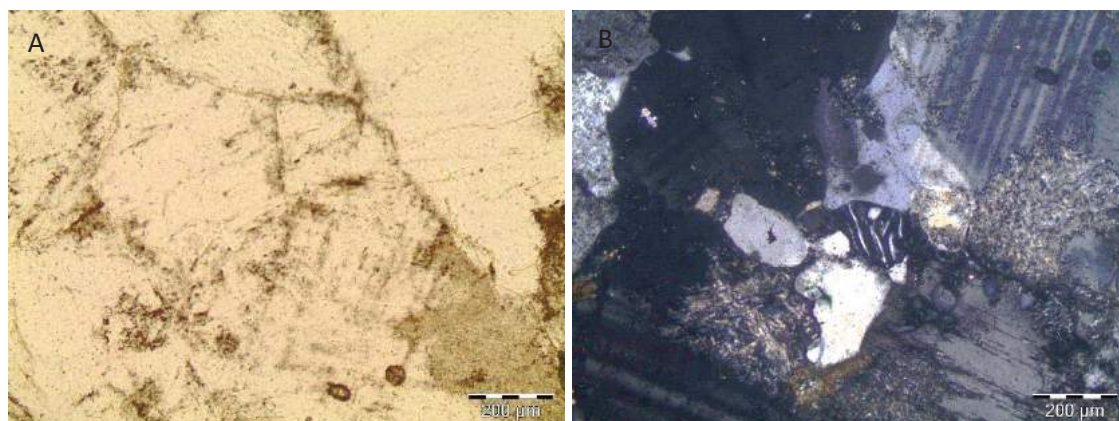


Figura 13: Cristais recrystalizados de feldspato, com mirmequitas em suas bordas e feldspatos sericitizados e argilitizados. (A) Polarizadores paralelos e (B) Cruzados.

Plagioclásio (Me): São grãos subidiomórficos a xenomórficos que ocorrem dispersos na rocha. Possui maclas de deformação (Fig. 14), dobramento de maclas, sericitização, exsoluções de microclina, preenchimento de biotitas em fraturas e fraturamento de grãos.

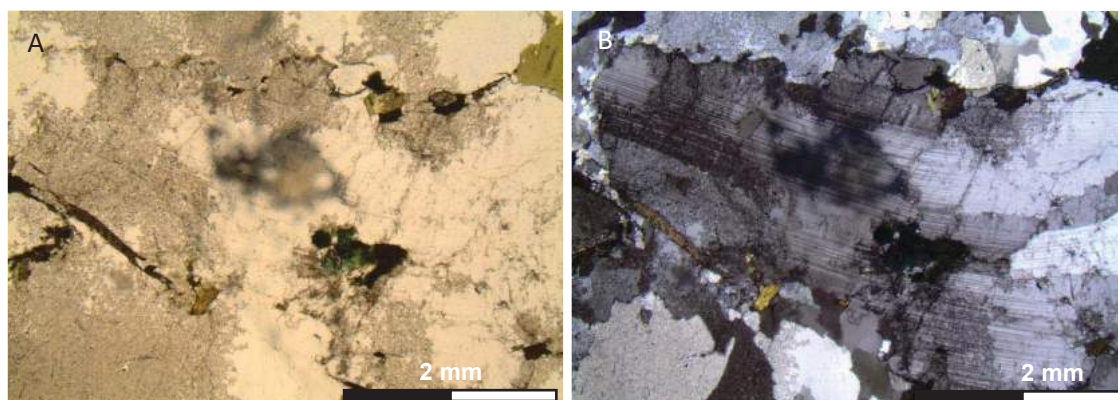


Figura 14: Cristais de feldspato plagioclásio com maclas de deformação e microdobramento. (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados.

Biotita (Me): Cristais xenomórficos que ocorrem bordejando os minerais porfiríticos. Apresenta inclusão de opacos, epidoto, allanita, zircão e alteração para clorita

Hornblenda (Ma): Cristais subidiomórficos a xenomórficos, que ocorrem dispersos na rocha, apresentando inclusão de epidoto e opacos.

Opacos (Ma): ocorrem como grãos variando de idiomórficos a xenomórficos. Os idiomórficos ocorrem dispersos na rocha com formas hexagonais já os xenomórficos ocorrem nas clivagens das micas. Aparentemente são duas gerações diferentes

Epidoto (Ma): São cristais que variam de xenomórficos a idiomórficos que ocorrem como allanita e epidoto (muitas vezes com núcleos alaniticos), que ocorrem inclusos em biotitas, hornblendas e dispersos na rocha.

Titanita (Ma): São cristais euédricos a subédricos que ocorrem dispersos na rocha, alguns com opacitização.

Amostra: AA-12A

Classificação: Anfibolito com titanita

Descrição:

Rocha equigranular, com textura nematogranoblástica, caracterizada pela orientação de hornblendas, feldspatos e quartzos. Apresenta um sutil bandamento composicional irregular composto de espessas bandas de anfibólio e finas bandas quartzo-feldspáticas (Fig. 15).

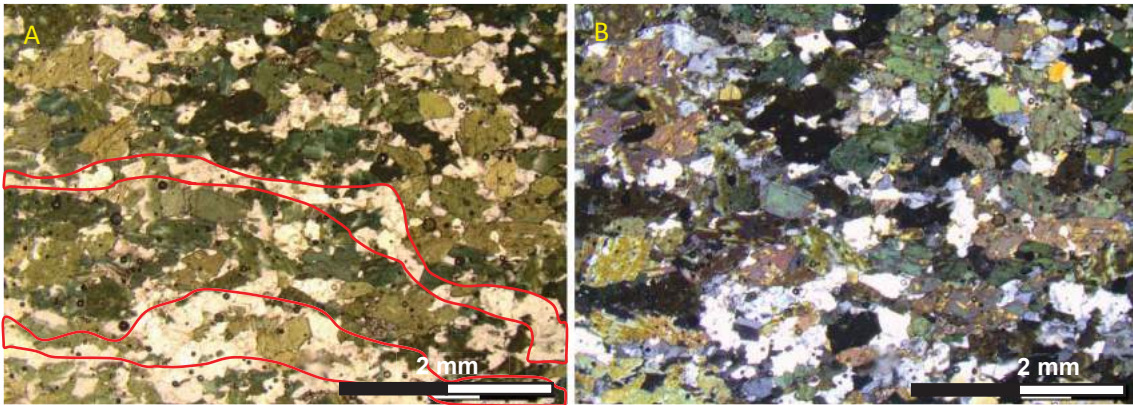


Figura 15: (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados do bandamento composicional irregular, apresentando partes ricas em anfibólio e (em vermelho) ricas em feldspato e quartzo. Percebe-se também a textura nematogranoblástica caracterizada pela orientação de hornblendas, feldspatos e quartzos.

Sua mineralogia é composta de:

Hbl	Qtz	Pl	Ttn	Ap	Opc	Rut
70	4	20	3	1	1	1

Características minerais, estruturas e texturas:

Hornblenda (Me): Ocorre como cristais xenoblásticos a subidioblástico, às vezes com inclusões de opacos e titanitas.

Quartzo (Ma): Ocorre em maior quantidade nas pequenas bandas quartzo-feldspáticas, são comumente xenoblásticos, com extinção ondulante, e normalmente moldando-se aos cristais de hornblenda.

Plagioclásio (Me): Ocorrem xenoblásticos a subidioblásticos, com extinção concêntrica, zonação, maclas de deformação e microdobramentos, às vezes estão argilitizados ou sericitizados (Fig. 16).

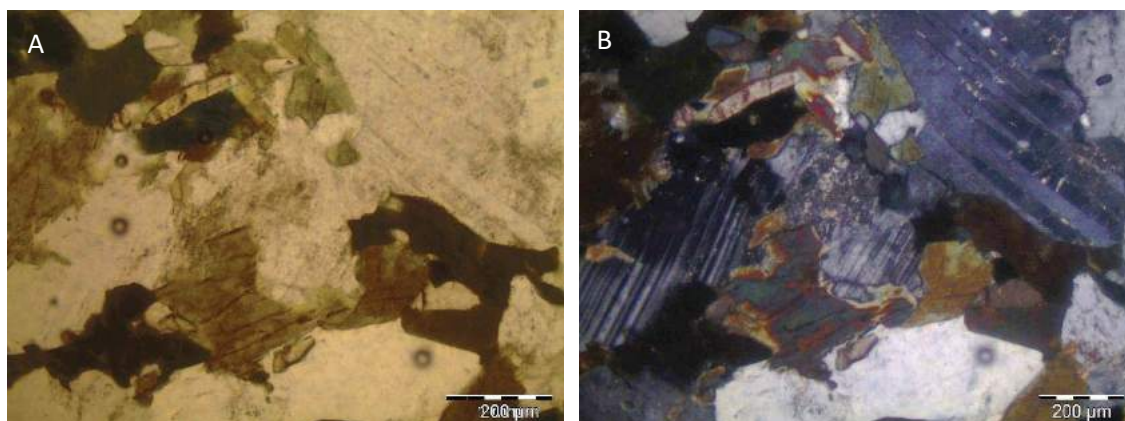


Figura 16: Cristais de feldspato plagioclásio apresentando sericitização e argilitização. (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados.

Titania (Ma): Ocorrem tanto como grãos dispersos na rocha ou como aglomerado de grãos, às vezes inclusos em hornblendas. Variam de idioblástico a xenoblásticos, muitas vezes orientadas seguindo a foliação.

Apatita (Ma): Ocorrem como grãos dispersos na rocha, normalmente idioblásticos com formas prismáticas.

Opacos (Ma): Ocorrem idioblásticos a xenoblásticos, às vezes com formas quadráticas e como resultado de substituição do rutilo.

Amostra: AA-12B

Classificação: Biotita-monzogranito

Descrição:

Rocha inequigranular, com fenocristais de ortoclásio. Tem foliação marcada pela orientação dos cristais de mica, feldspatos e quartzo e variações composicionais, apresentando regiões com enriquecimento de biotita (Fig. 17).

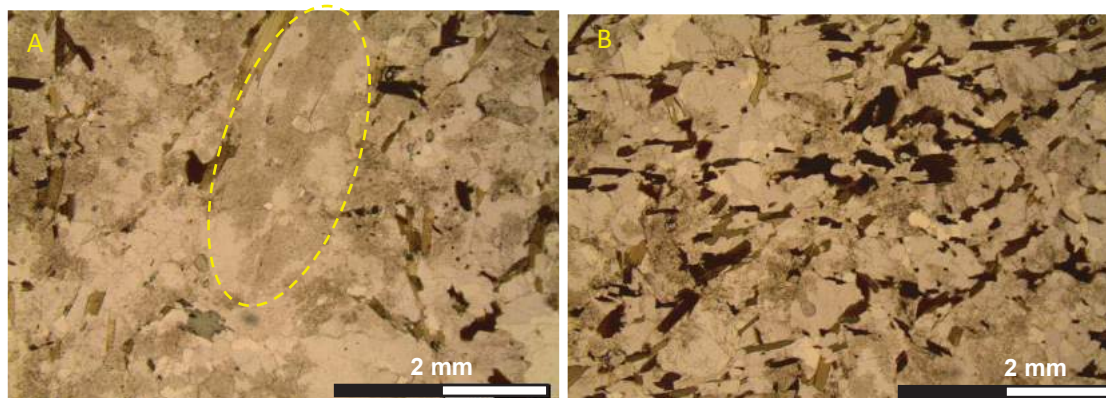


Figura 17: (A) Fenocristal de feldspato potássico chegando a 4mm, numa matriz fina de quartzo e plagioclásio e (B) orientação dos cristais de biotita. Ao comparar as figuras acima, percebe-se o enriquecimento de biotita em (B).

Sua mineralogia é composta por:

Qtz	Pl	K-f	Bt	Chl	Wm	Ep	Zrc	Alln	Apatita	Opc
35	18	25	12	3	2	1	1	1	1	1

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): Grãos são xenomórficos, recrystalizados, com extinção ondulante, ocorrendo alongados seguindo a foliação da rocha.

Plagioclásio (Me): Grãos subidiomórficos a xenomórficos que ocorrem fraturados e alongados. É comum encontra-los sericitizados ou argilitizados.

Feldspato potássico (Me): Ocorrem como a porfiroclastos na rocha, são xenomórficos, e ocorrem como microclinas com pertitas e mirmequitas. É comum encontrar grãos com recrystalização de mirmequitas em suas bordas (Fig. 18).

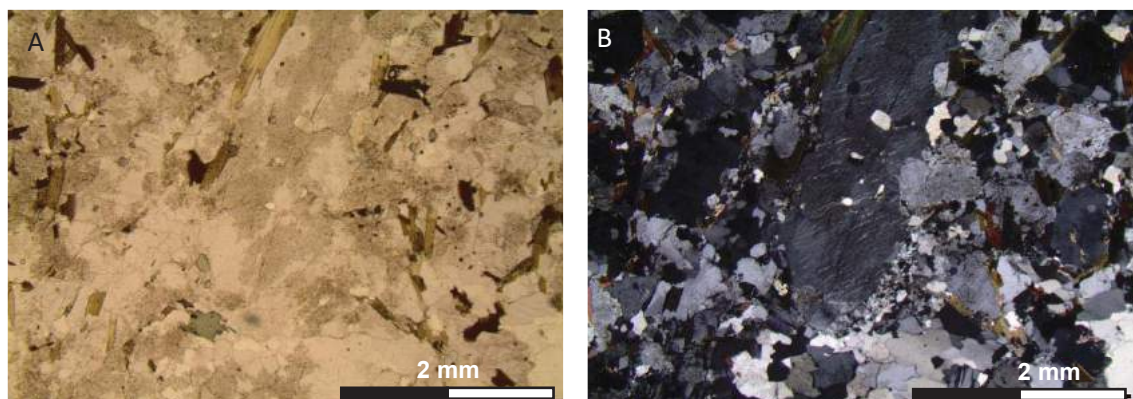


Figura 18: Porfiroclasto de feldspato potássico pertítico com recrystalização de mirmequitas em suas bordas. (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados.

Biotita (Me): ocorre alongada, com alteração para clorita e fraturada. Estas fraturas são tardias ao tectonismo regional e são preenchidas por epidoto.

Clorita (Ms): Grãos inequigranulares, com habito prismático, alongado, de cor verde-clara. Ocorre localmente como alteração da biotita.

Epidoto (Ma): Grãos arredondados e inequigranulares, quando em contato com biotita, e distribuem aleatoriamente.

Opacos (Ma): Quase sempre arredondados, e associados a biotita como inclusões.

Amostra: AA-15

Classificação: Biotita-monzogranito

Descrição:

Rocha equigranular fina levemente deformada, com orientação parcial de minerais placosos e prismáticos (fluxo magmático) (Fig. 19).

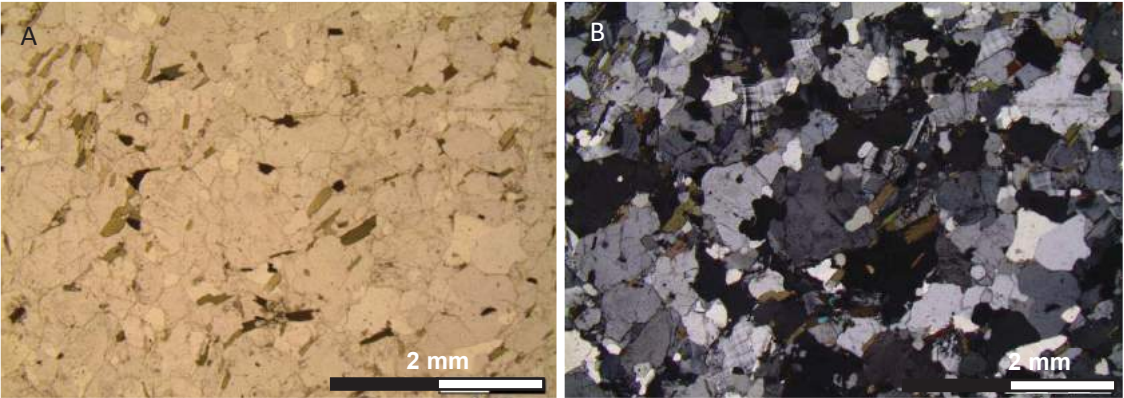


Figura 19: Sutil orientação dos minerais placosos e prismáticos gerada por fluxo magmático.

Sua mineralogia é definida por:

Qtz	Kf	Pl	Bt	Ep + alln	Ttn	Chl	Opc	Hbl
27	34	25	10	1,4	0,2	1	1,4	<1

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): Ocorre xenomórfico, apresentando deformação leve, com formação de extinção ondulante.

Feldspato Alcalino (Me): Mineral incolor, subidiomórfico a xenomórfico, por vezes apresentando formação de pertitas e mirmequitas (Fig. 20).

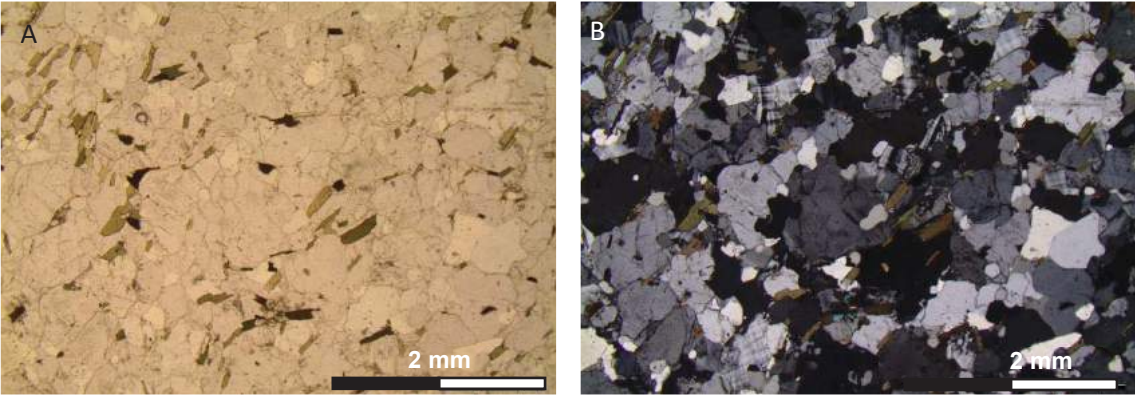


Figura 20: Cristais de mirmequitas e microclinas na matriz da rocha. (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados.

Plagioclásio (Me): Mineral xenomórfico apresentando maclas de deformação e argilitização.

Biotita (Me): Encontram-se parcialmente orientadas mas não deformados, com formas subidiomórficas, e coloração entre verde escuro-amarronzado e verde claro. Sua orientação confere um leve bandamento composicional e textura lepidoblástica à rocha.

Epidoto (Ma): Variando de incolor a verde claro, são idiomórfios ou xenomórficos, ocorrendo comumente associados à biotita e seguindo a mesma orientação destes.

Titanita (Ma): Incolor amarronzada são subidiomórficas.

Hornblenda (Ma): Raros cristais xenomórficos

Clorita (Ma): Variando de verde-escuro a verde-claro, são xenomórficas e são frequentemente associadas a biotita.

Opacos (Ma): Variam de idiomórficos a subidiomórficos, com formas quadradas e losangulares. Associam-se a biotita e epidoto.

Amostra: AA-16

Classificação: Hornblenda –Biotita-Tonalito

Descrição:

Rocha equigranular, com foliação definida pela orientação da biotita, hornblenda e feldspato (Fig. 21). Apresenta trama S-C caracterizada por: C – foliação principal gerada por biotitas e S composta pelo alongamento das hornblendas.

Sua mineralogia é composta por:

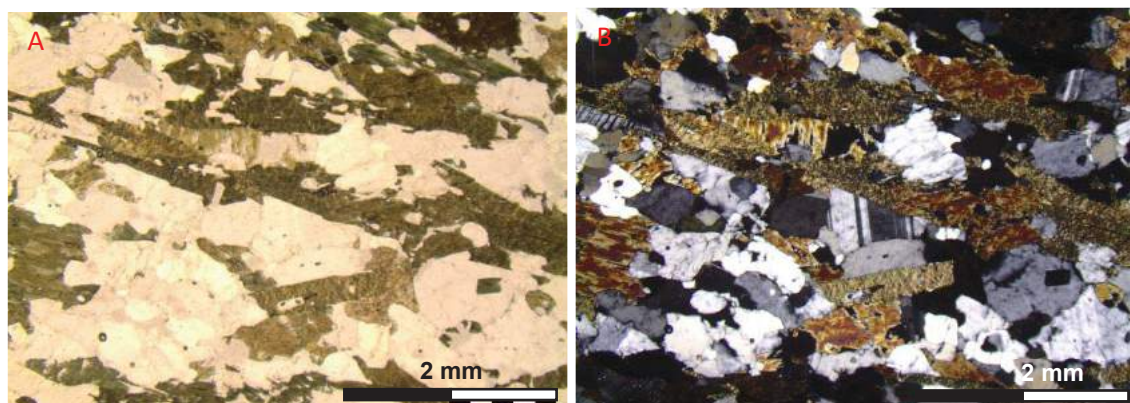


Figura 21: foliação gerada pela orientação de micas e minerais prismáticos. (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	Bt	Hbl	Ttn	Ep	Opc	Apatita	Rut
18	47	10	12	6	3	2	1	1

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): Ocorrem xenomórficos, alongados, com extinção ondulante e recristalização por rotação de subgrão.

Plagioclásio (Me): São cristais idiomórficos a subidiomórficos que ocorrem alongados seguindo a foliação, também como periclínea. Tem maclas de deformação, dobramento das maclas, extinção concêntrica e micro-fraturamento.

Biotita (Me): Cristais xenomórficos, alongados, produzindo o “C” da trama S-C. Seu pleocroísmo varia do castanho a vermelho escuro, e inclui minerais como opacos, epidoto e titanita.

Hornblenda (Me): Cristais xenomórficos, com orientação definindo o “S” da trama S-C. Ocorrem incluindo minerais como opacos, epidotos e titanita.

Titanita (Ma): são cristais idiomórficos e subidiomórficos que ocorrem dispersos na rocha, tem alteração pra opacos e às vezes com associação com o rutilo.

Opacos (Ma): Grãos subédricos a euédricos (quadráticos e retangulares) que ocorrem dispersos na rocha e inclusos em clivagens como os das biotitas.

Amostra: AA-17

Classificação: Calciossilicática

Descrição:

Rocha inequigranular, onde cristais prismáticos ocorrem alongados, produzindo foliação na rocha. Apresenta pouca deformação, o **quartzo (Me)** ocorre com extinção ondulante, pouco recristalizados, alongados em formas de fitas (Fig. 22) e às vezes com textura *chess-board*.

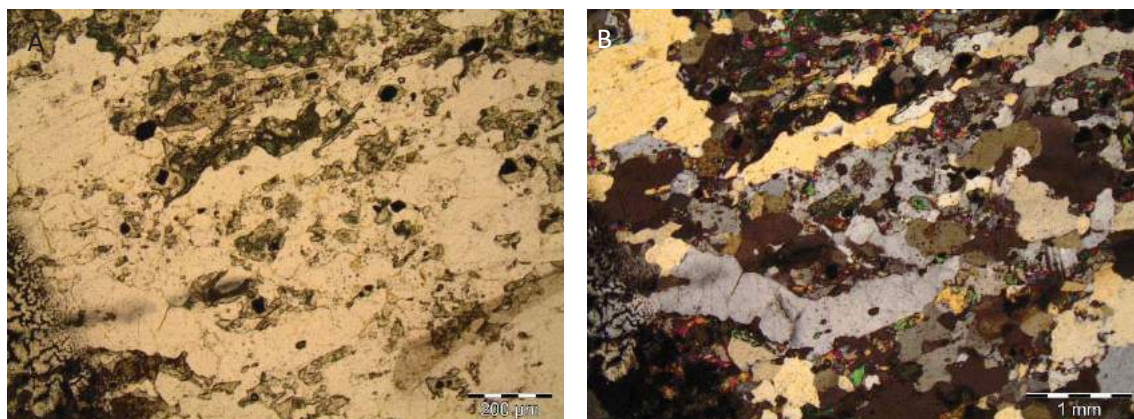


Figura 22: Foliação da rocha caracterizada pela orientação de minerais prismáticos e fitas de quartzo. (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	Hbl	Ep	Opc	Ttn
45	15	15	20	3	2

Características minerais, estruturas e texturas:

Minerais do grupo do epidoto (Me): ocorrem na matriz da rocha, como alanita, epidoto e zoisita, com formas variando de xenomórficas a idiomórficas. Às vezes ocorrem como agregados produzindo bandamentos milimétricos na rocha (Fig. 23).

Plagioclásio (Me): ocorre xenomórfico, com maclas de deformação (Fig. 23) e alongados seguindo a foliação da rocha.

Hornblenda (Me): ocorre xenomórfica, com pleocroísmo variando de incolor a verde escuro com forte birrefringência.

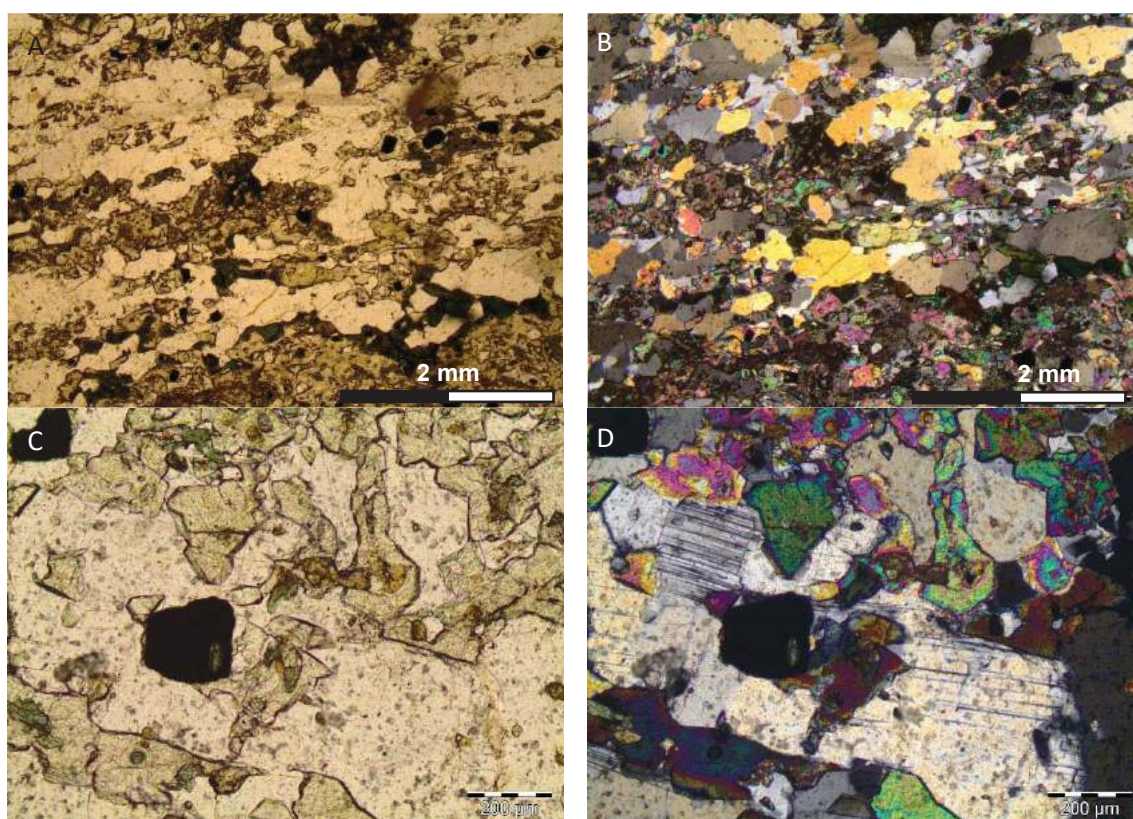


Figura 23: (A e B) Nível rico em agregados de epidoto, produzindo leve bandamento composicional na rocha. (C e D) Cristais de feldspato plagioclásio subidiomórficos apresentando maclas de deformação. (A e C) Polarizadores paralelos e (B e D) cruzados.

Amostra: AA-18

Classificação: Biotita-Monzogranito com apatita

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica, com porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio, onde aparentemente apresenta foliação magmática.

Sua composição mineralógica é dada por:

Qtz	Pl	K-f	Bt	Opc	Ttn	Apt	Wm	Chl	Zrc
28	25	24	10	2	2	4	2	2	1

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): Grãos xenomórficos, com extinção ondulante e com recristalização por rotação de subgrão (Fig. 24).

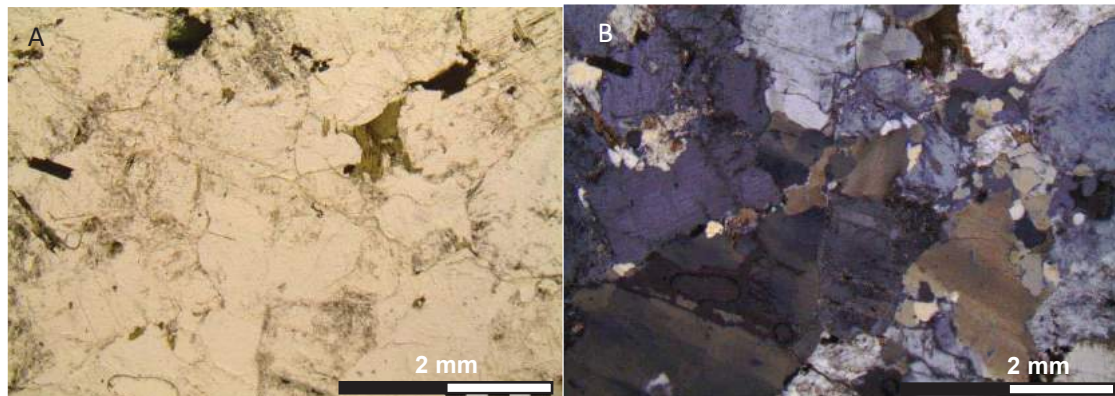


Figura 24: Cristais de quartzo xenomórficos, com extinção ondulante. (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados.

Feldspato potássico (Me): grãos subidiomórficos a xenomórficos que ocorrem como microclinas ou pertitas. Definem os cristais porfiríticos, sendo comumente encontrados com mirmequitas. Raramente encontra-se alguns cristais recristalizados ou cominuídos (Fig. 25).

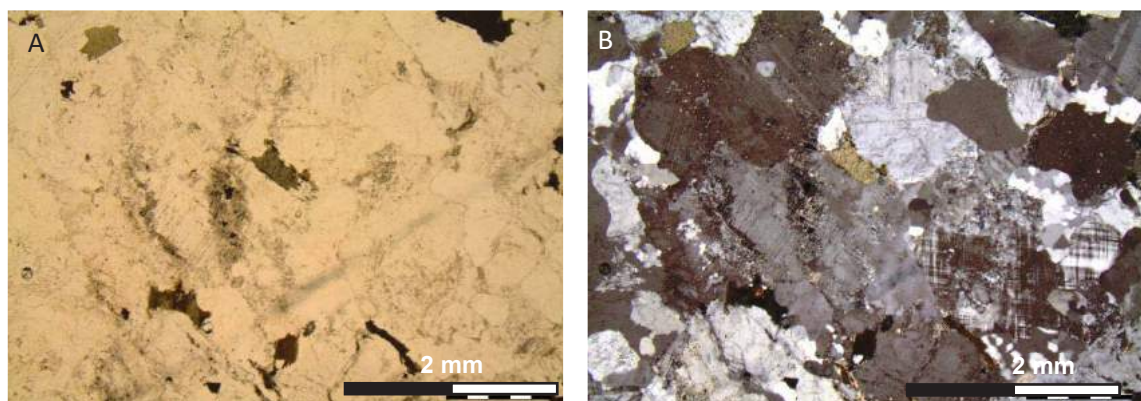


Figura 25: Cristais recristalizados, apresentando cominuição de feldspatos e mirmequitas. (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados.

Plagioclásio (Me): Grãos subidiomórficos a xenomórficos, que ocorrem fraturados e alongados dispersos na rocha. Tem maclas de deformação, dobramento em geminações, fraturamento de grãos. Sericitização e argilitizados (Fig. 26) são comumente encontradas.

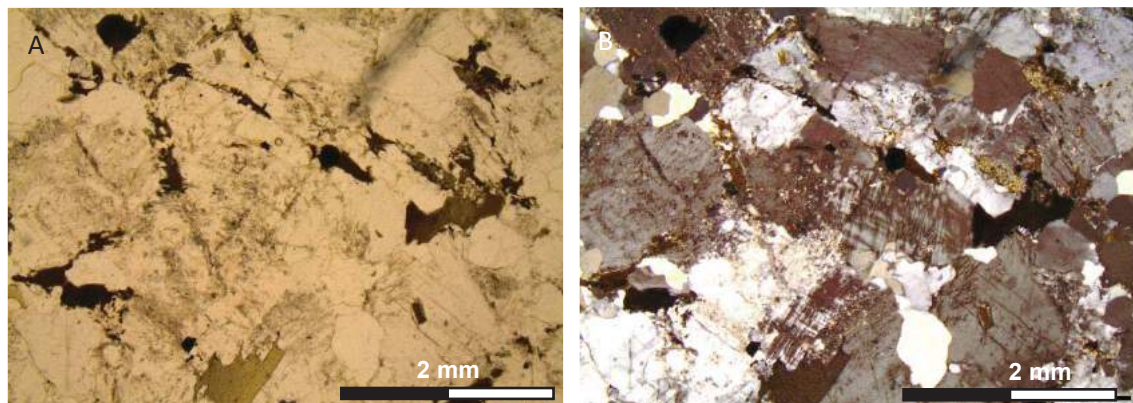


Figura 26: Cristais de feldspato plagioclásio e microclina sericitizados e argilitizados. (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados.

Biotita (Me): Apresentam-se em grãos alongados e placosos, em algumas partes encontra-se alteração para clorita e fraturamentos preenchidos por epidoto.

Opacos (Ma): Variam de euédricos a anédricos com formas arredondadas ou quadráticas. Alguns ocorrem como inclusões em biotitas.

Epidoto (Ma): Ocorrem com formas euédricas a subédricas, às vezes inclusos em biotitas ou dispersos na rocha.

Clorita (Ms): Ocorrem como alteração das micas, sendo encontradas nas clivagens das biotitas.

Mica branca (Ms): São geradas por sericitização dos feldspatos.

Apatita (Ma): Ocorrem idiomórficas, alongadas dispersas na rocha.

Amostra: AA-20AQ

Classificação: Biotita-hornblenda-monzogranito com titanita

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica definida por cristais de feldspatos potássicos (microclina) e plagioclásios (Fig. 27). A rocha possui bandamento composicional (Fig. 27), com uma banda quartzo-feldspática e outra composta de biotita e hornblenda. Apresenta foliação gerada por orientação dos quartzos, feldspatos, micas e hornblendas.

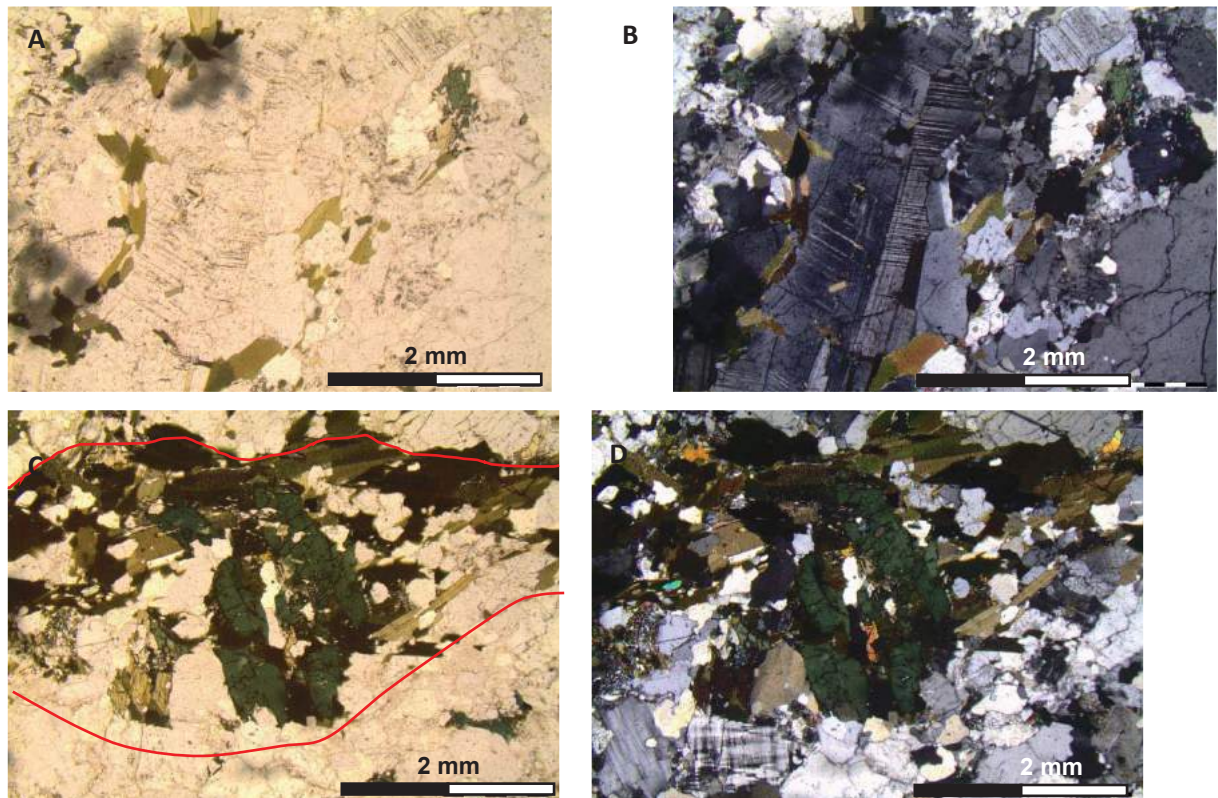


Figura 27: (A) e (B) Porfiroclasto de feldspato plagioclásio, numa matriz composta de quartzo, feldspato e mica. (C) e (D) Níveis ricos em biotitas e hornblendas. Polaroides (A e C) paralelos e (B e D) cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	Kf	Hbl	Bt	Ttn	Ep	Opc	Chl	Ap
26	24	18	10	14	3	4	1	0	1

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): ocorrem xenomórficos, com extinção ondulante e orientados seguindo a foliação da rocha.

Plagioclásio (Me): Ocorrem subidiomórficos a xenomórficos, como megacristais na rocha, possuindo maclas de deformação, micro-fraturamentos, dobramentos de geminações e extinção concêntrica. É comum encontra-lo argilitizado e às vezes saussuritizado.

Feldspato Potássico (Me): São grandes cristais xenomórficos de microclina que ocorrem com pertitas e mirmequitas.

Biotita (Me): Subidiomórficas a xenomórficas, seguindo a foliação da rocha e bordejando os grãos porfíricos. Às vezes é comum encontrar cristais de epidoto em fraturas ou clivagens.

Hornblenda hastingsita (Me): Subidiomórfica a xenomórfica, as vezes apresentando cristais de mica em clivagens (Fig. 28).

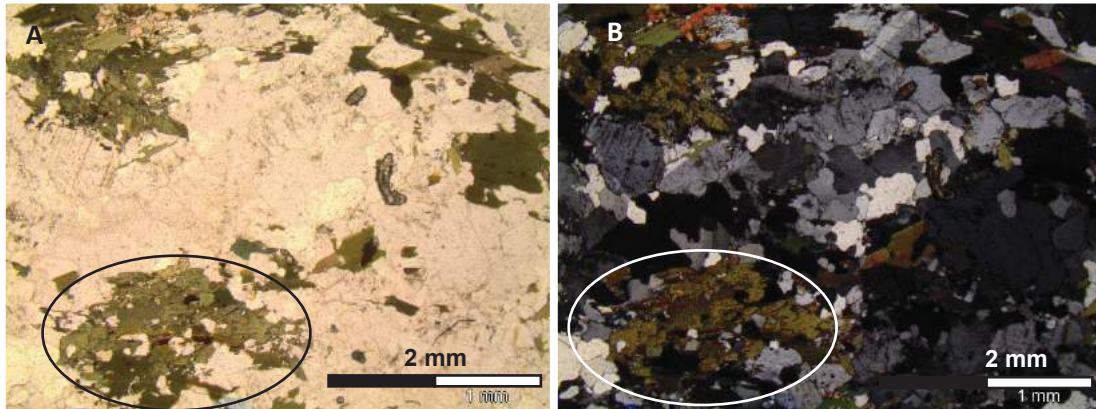


Figura 28: Cristais de hornblenda sendo substituída por mica em suas clivagens.

Titanita (Ma): Subidiomórfica a xenomórfica, às vezes como agregados minerais

Epidoto (Ma): Xenomórfico, também gerados por saussuritização dos plagioclásios, encontra-se disperso na rocha. Possivelmente tem duas fases a primeira dispersa na rocha e a segunda preenchendo vazios nos minerais como nas biotitas.

Opacos (Ma): Subidiomórfico a xenomórfico, às vezes opatização das titanitas.

Clorita (Ms): xenomórficas encontradas nas clivagens das biotitas.

Apatita (Ma): idiomórficas, encontradas tanto dispersa na rocha quanto como inclusão.

Amostra: AA-20B

Classificação: Hornblenda-biotita-ortognaisse granodiorítico com epidoto

Descrição:

Rocha equigranular fanerítica, com bandamento composicional e orientação definida por cristais de feldspatos, hornblendas e biotitas. Apresenta trama S-C com cinemática destal (Fig.29).

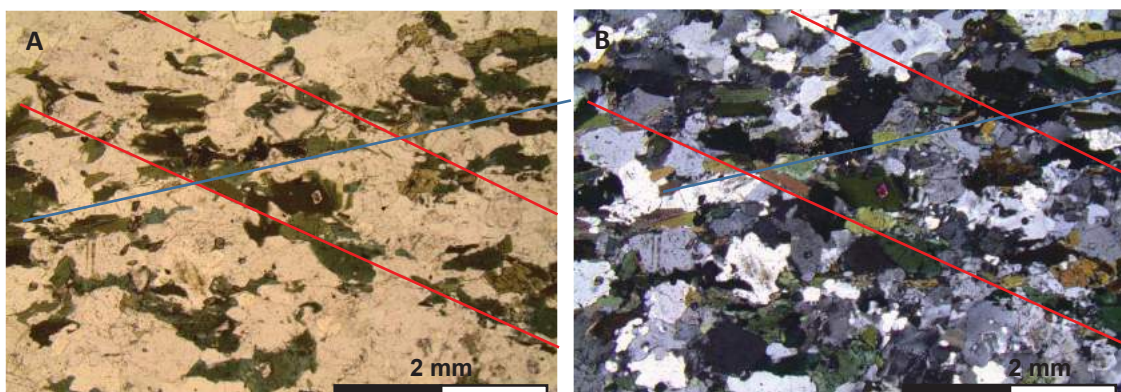


Figura 29: Trama S-C caracterizada por cristais de mica a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Sua composição mineralógica é definida por:

Qtz	Pl	Kf	bt	Hbl	ttn	Ep	opc	Apatita
-----	----	----	----	-----	-----	----	-----	---------

26	26	11	14	15	1	5	1	1
----	----	----	----	----	---	---	---	---

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): Ocorrem anédricos, recristalizados com rotação de subgrão, extinção ondulante e *chessboard*. Moldam-se aos outros minerais, sendo côncavo com o feldspato potássico.

Feldspato potássico (Me): Ocorrem de formas anédricas como microclinas e mirmequitas (Fig. 30), frequentemente convexa em relação ao quartzo. Estão bastante deformados com redução de área de limite de grão.

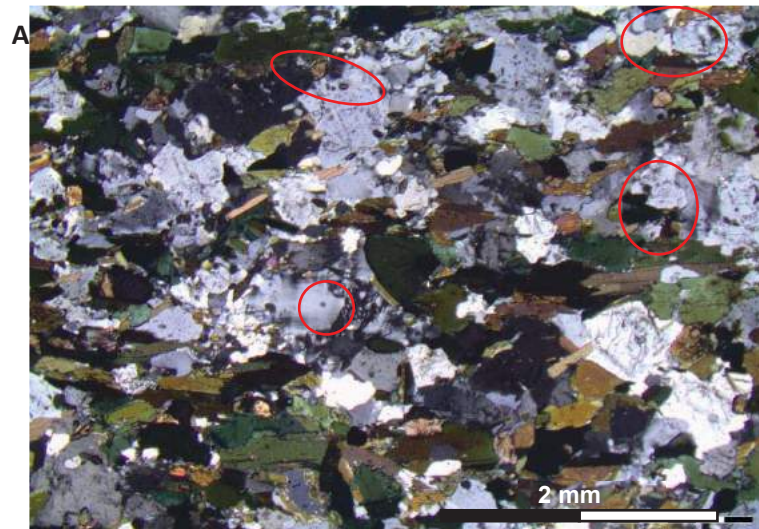


Figura 30: Cristais de microclina e mirmequita (geradas por recristalização) a polaroides cruzados.

Plagioclásio (Me): Ocorre subédrico, com extinção concêntrica, ora convexo em relação ao feldspato potássico ora não. Possui textura poiquilitica, incluindo cristais de quartzo (Fig. 31). Saussoritização e sericitização são comuns.

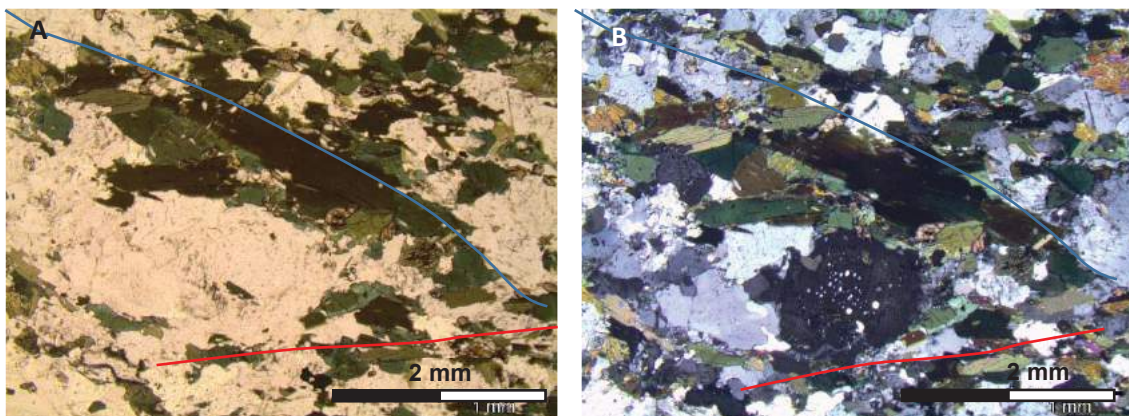


Figura 31: Textura poiquilitica em cristais de feldspato plagioclásio, e trama S-C a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Biotita (Me): Ocorrem subédricas, orientadas ao bandamento da rocha.

Hornblenda (Me): Ocorrem subédricas a anédricas orientadas de acordo com o bandamento.

Epidoto (Ma): Ocorrem preferencialmente inclusas nos cristais de biotita, de formas subédricas, às vezes sofrendo opaticização (?) ou com inclusões de opacos.

Titanita (Ma): Ocorrem tanto como inclusão na hornblenda, sendo euédrica a subédrica como em aglomerados dispersos na rocha.

Opacos (Ma): Existem os primários euédricos a anédricos e os gerados por opaticização das titanitas que variam de anédricos a euédricos.

Amostra: AA-21

Classificação: Sienogranito

Descrição:

A lâmina apresenta um contato entre duas rochas de composição granítica mas com texturas diferentes, uma facie equigranular e outra porfirítica. A facie equigranular tem leve foliação, com orientação das biotitas, quartzos e feldspatos, enquanto a porfirítica ocorre aparentemente isotrópica, com clorita, mica branca mas sem biotita.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Kf	Pl	Opc	Bt	Ep	Ap	Wm	Chl
40	38	13	3	6	2	1	1	1

Qtz	Kf	Pl	Opc	Wm	Chl	Bt	Ep
47	41,6	5,6	1	1,2	2	1	0,6

Equigranular
Inequigranular

Amostra: AA-29

Classificação: Anfibólio-biotita-monzogranito

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica, com porfiroclastos de feldspato potássico (≤ 1 cm) e plagioclásio ($\leq 0,5$ cm). Na matriz são encontrados, majoritariamente, quartzo, anfibólio, biotita, epidoto (epidoto + allanita), minerais opacos e titanita.

Os minerais recrystalizados encontram-se bordejando os porfiroclastos de feldspatos, formando uma trama S-C. A rocha ocorre milonitizada apresentando textura manto núcleo (Fig. 32) em feldspato e texturas dúcteis como sombra de pressão e cauda de recrystalização que às

vezes ocorrem como *augens* ou rotacionados. Como estrutura rúptil foi observado apenas fraturamento de grãos.

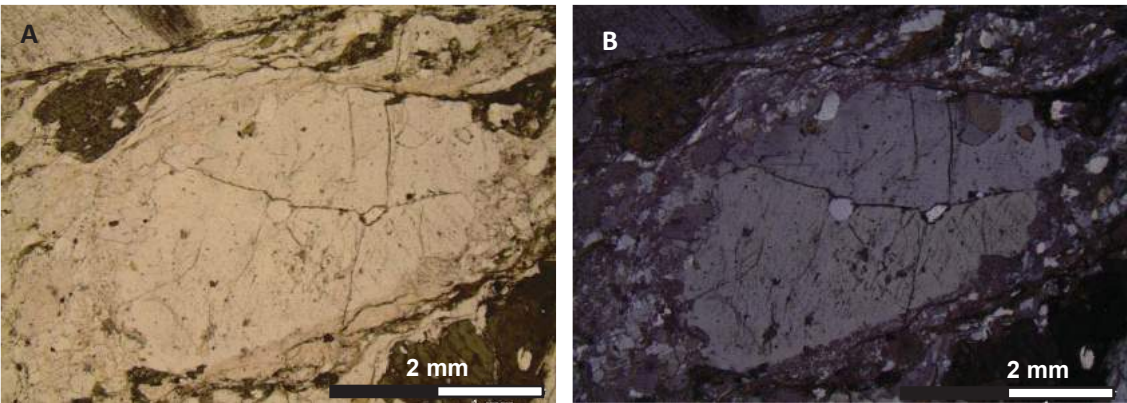


Figura 32: Porfiroclasto de feldspato com textura manto núcleo. (A) Polaroides paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta por:

Qtz	Kf	Pl	Bt	Anf	Mb	Ttn	Zrc	Ep	Rut	Ap	Opc
28,5	23	13,5	7,5	15	1,5	1	1	1	1	1	1

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): ocorre como cristais xenomórficos fortemente recrystalizados formando ou fitas alongadas que bordejam os porfiroclastos de feldspatos ou finos grãos de quartzo na matriz da rocha (Fig. 33). Apresenta texturas como extinção ondulante, *bulging*, formação e rotação de subgrão e migração de limite de grão.

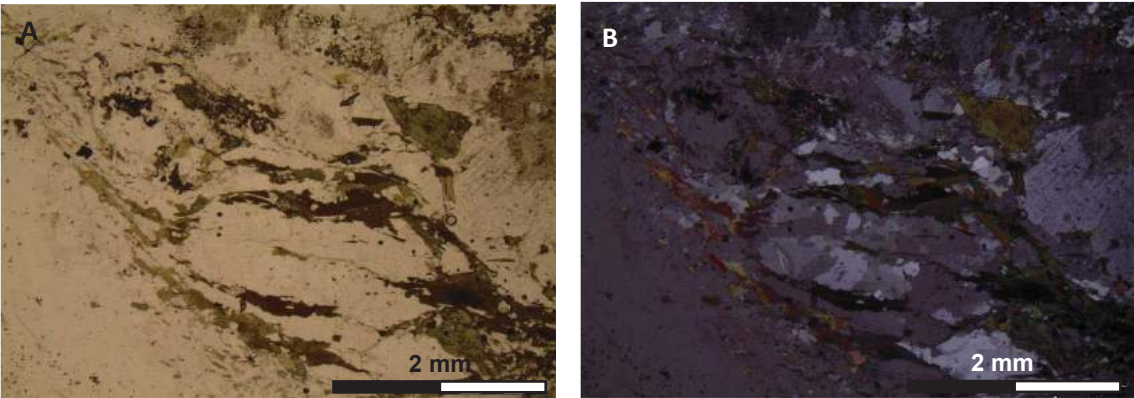


Figura 33: Cristais de quartzo em forma de fita e rotação de subgrão. (A) Polaroides paralelos e (B) cruzados.

Feldspato potássico (Me): são grãos subidiomórficos à xenomórficos, formando porfiroclastos de ortoclásio e microclina, alongados com até 1 cm de comprimento. Na maioria dos grãos há exsoluções com formação de pertitas. As recrystalizações são vistas em forma da textura manto núcleo e das mirmequitas nas bordas do cristal. Percebe-se sericitização ao longo das pertitas.

Os cristais ocorrem fraturados e rotacionados, às vezes com cauda de recristalização e/ou sombra de pressão (Fig. 34)

Plagioclásio (Me): São cristais xenomórficos que se apresentam com zonação, extinção concêntrica, recristalização em suas bordas (manto núcleo), sericitização, argilitização, maclas de deformação e preenchimento de biotita em suas fraturas; Foi visto microfraturamentos (*pull-apart*) como fase rúptil.

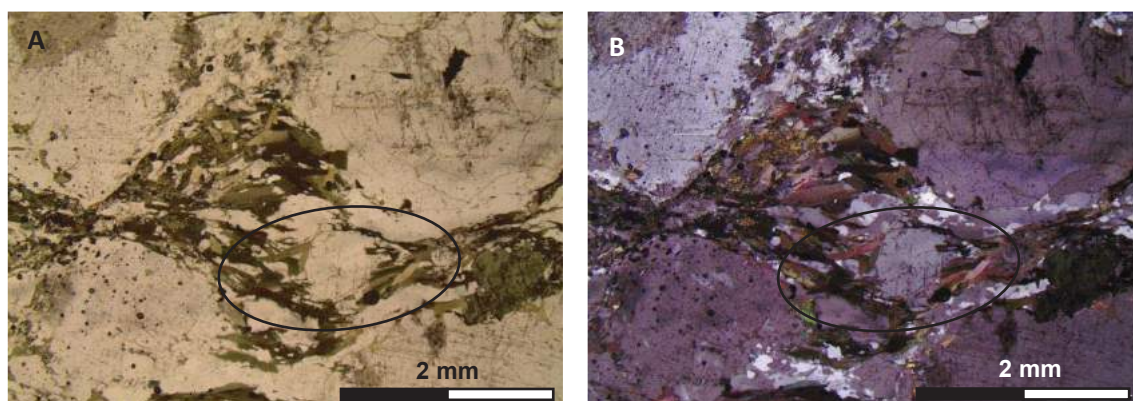


Figura X: Porfiroclasto de feldspato apresentando sombra de pressão. (A) Polaroides paralelos e (B) cruzados.

Biotita (Me): Percebe-se a presença de duas fases de micas, a primeira mais fina, ocorre deformada juntamente com o quartzo e a segunda pouco deformada (preservada? Ou cristais recristalizados) com cristais grandes (Fig. 35).

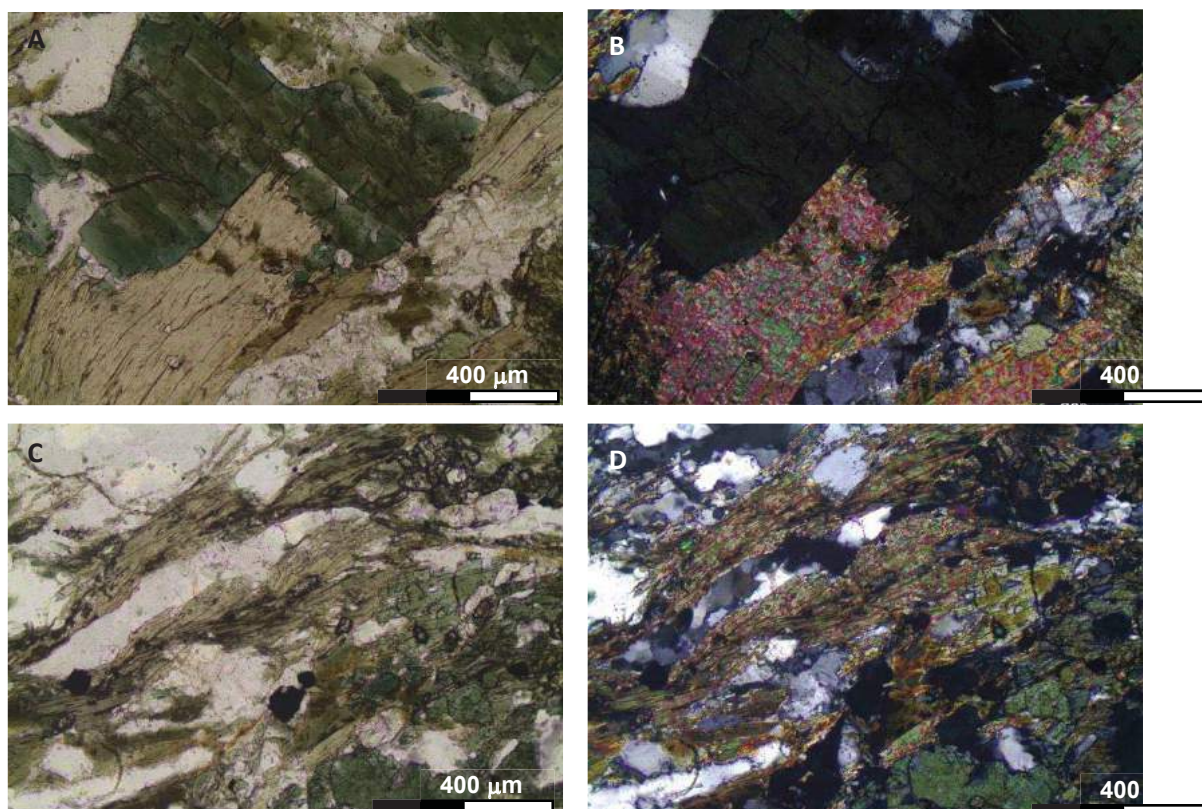


Figura 35: Duas fases de mica, com (A) cristais preservados e (C) deformados. Polaroides paralelos (A e C) e cruzados (B e D).

Anfibólios (Hastingsita?) (Me): São cristais subidiomórficos a xenomórficos, alongados, com cristais que ocorrem rotacionados, às vezes com sombra de pressão, cauda de recristalização que às vezes formam *augens*. Em algumas partes a hornblenda ocorre recristalizada, com bordas de **actinolita**, fraturadas e cortadas por biotitas.

Mica branca (Ms): produto de alteração dos feldspatos.

Epidoto (Ma): Alongados juntamente com a biotita, ocorrendo como de epidoto e allanita.

Opacos (Ma): Encontram-se com bordas de titanita. Nas bordas das micas e nas clivagens das micas, tem formas retangulares, arredondadas e triangulares. Ocorrendo inclusas em hornblenda e biotitas.

Amostra: AA-30

Classificação: Biotita-anfibólio-Sienogranito

Descrição:

Rocha inequigranular porfírica, com porfiroclastos de feldspato potássico ($\leq 0.5\text{cm}$) e plagioclásio ($\leq 0.2\text{cm}$). Na matriz são encontrados, majoritariamente, quartzo, anfibólio, biotita, epidoto (epidoto + allanita), minerais opacos e titanita.

Os minerais recristalizados, por vezes, encontram-se bordejando os porfiroclastos de feldspatos, formando uma trama S-C (Fig. 36). A rocha ocorre milonitizada, apresentando textura manto núcleo em feldspatos, e texturas dúcteis como sombra de pressão e cauda de recristalização dos feldspatos que às vezes ocorrem como *augens* e rotacionados. Como estrutura rúptil foi observado apenas fraturamento de grãos.

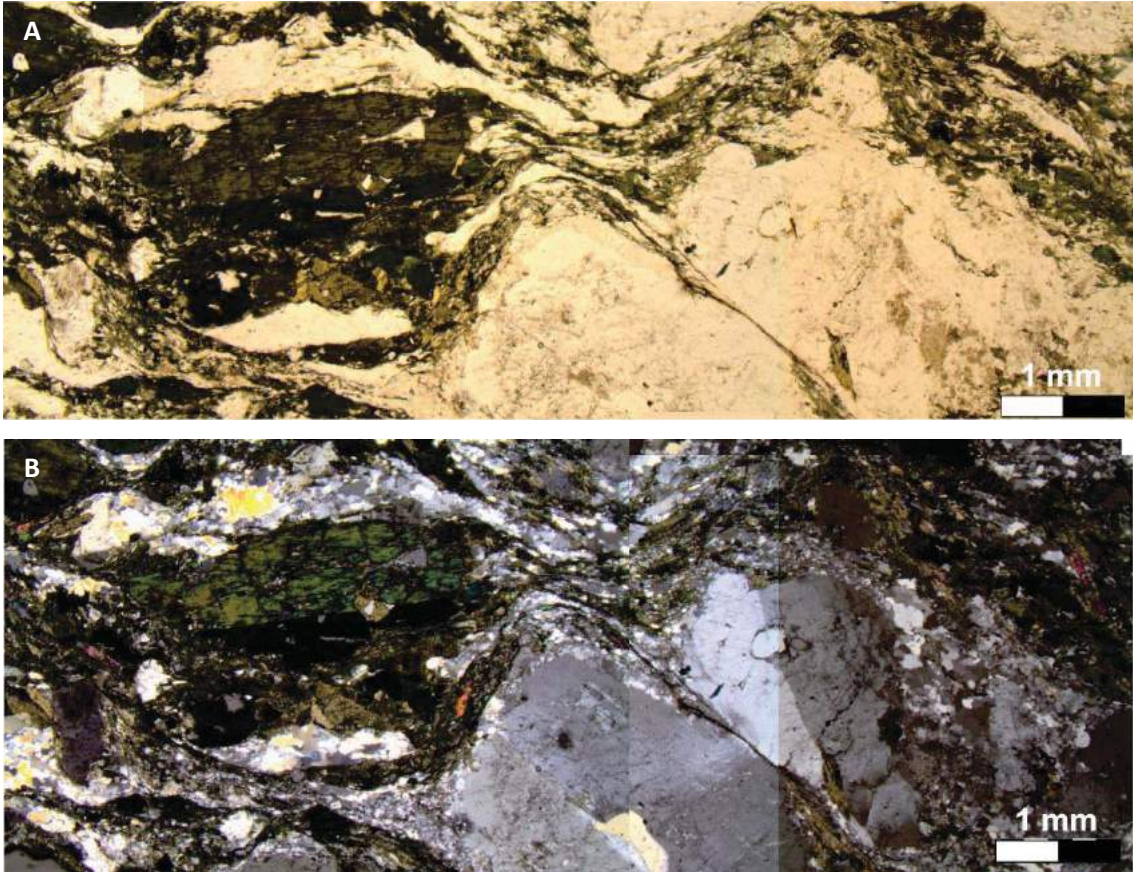


Figura 36: Porfiroclasto de feldspato, apresentando sombra de pressão e textura manto núcleo. (A) Polaroides paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta por:

Qtz	Kf	Pl	Bt	Anf	Mb	Ttn	Zrc	Ep	Opc
35	30	9	13	10	1	1	1	1	1

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): ocorre como cristais xenomórficos, fortemente recristalizados formando ou fitas alongadas (Fig. 37) que bordejam os porfiroclastos de feldspatos ou finos grãos de quartzo na matriz da rocha; com texturas como extinção ondulante, *bulging*, formação e rotação de subgrão e migração de limite de grão.

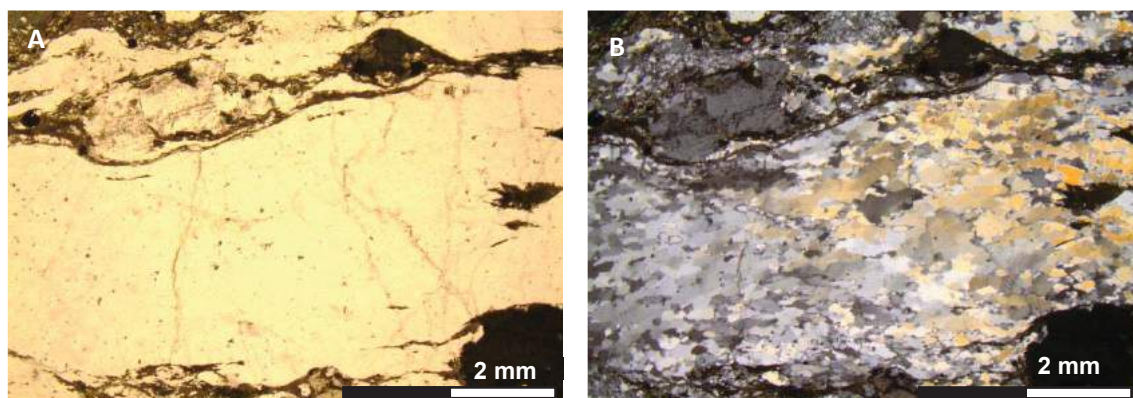
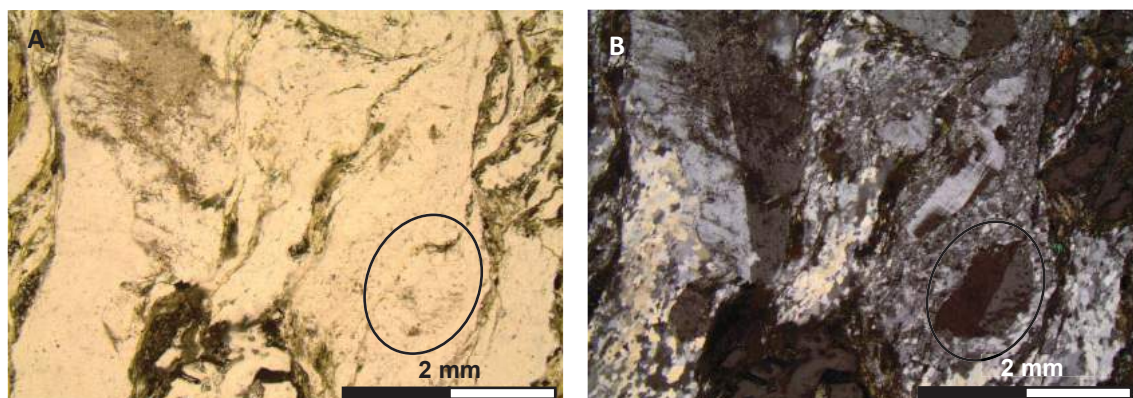


Figura 37: Cristais de quartzo recrystalizados formando fitas e migração de limite de grão. (A) Polaroides paralelos e (B) cruzados.

Feldspato potássico (Me): são grãos subidiomórficos à xenomórficos, formando porfiroclastos de ortoclásio e microclina, alongados com até 0,5 cm de comprimento; na maioria dos grãos há exsoluções com formação de pertitas. As recrystalizações são vistas em forma da textura manto núcleo e das mirmequitas nas bordas do cristal. Percebe-se sericitização ao longo das pertitas (Fig. 38). Os cristais ocorrem fraturados e rotacionados, às vezes com cauda de recrystalização e/ou sombra de pressão e *boudins*.

Plagioclásio (Me): São cristais xenomórficos que se apresentam com zonação, extinção concêntrica, recrystalização em suas bordas (manto núcleo), sericitização, argilitização, maclas de deformação e preenchimento de biotita em suas fraturas; foi visto microfraturamentos (*pull-apart*) como fase rúptil.



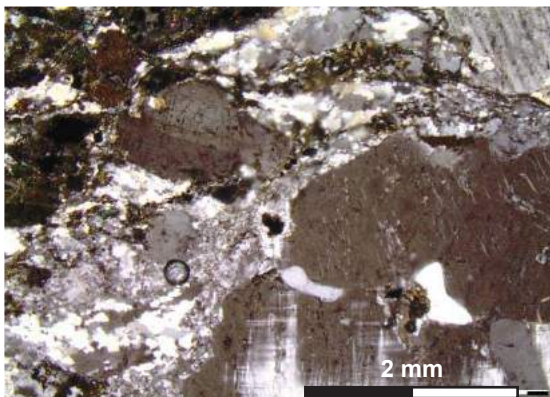


Figura 38: Cristais de feldspatos recrystalizados, e pertitizados, com textura manto núcleo. (A) Polaroides paralelos e (B e C) cruzados.

Biotita (Me): Diferente da AA-64, as biotitas desta amostra ocorrem apenas como a fase mais fina, formando uma massa que juntamente com o quartzo engloba epidoto, titanita e opacos e envolve os minerais porfíricos além de preencherem fraturas e/ou clivagens de grandes cristais de hornblenda e feldspatos.

Anfibólios (hornblenda a actinolita) (Me): São cristais subidiomórficos a xenomórficos com cristais que chegam a 0,3 mm, que ocorrem rotacionados, às vezes com sombra de pressão e cauda de recrystalização e às vezes formam *augens* (Fig. 39).

Em algumas partes a hornblenda ocorre recrystalizada, com bordas de **actinolita**, às vezes alongadas, fraturadas e cortadas por biotitas.

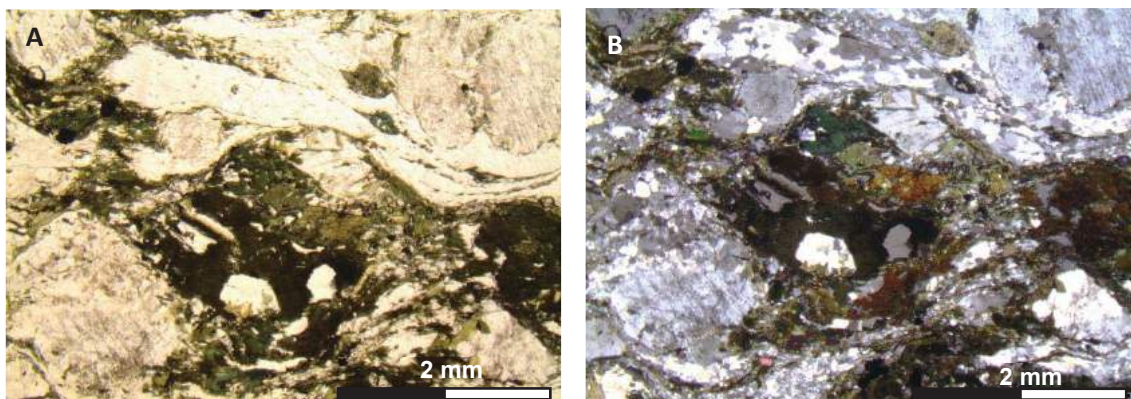


Figura 39: Cristais de anfibólio formando *augens*, com sombra de pressão a polaróides paralelos e cruzados.

Mica branca (Ms): Ocorrem associadas aos feldspatos, como sericitização.

Epidoto (Ma): Alongados juntamente com a biotita, como formas de epidoto e alanita ou formando epidotos com núcleos alaníticos.

Opacos (Ma): Encontram-se com bordas de titanita. Nas bordas das micas e nas clivagens das micas, tem formas retangulares, arredondadas e triangulares. Ocorrendo inclusas em hornblenda e biotitas.

Amostra: AA-33

Classificação: Biotita-granodiorito

Descrição:

Rocha inequigranular de granulação fina a média, com bandamento composicional, alternância entre bandas de biotita e quartzo-feldspáticas, e bandamento granulométrico, com variação na granulação dos minerais em ambas as bandas, ocasionando assim um espessamento das bandas, que variam de <1mm até ±3mm (Fig. 40).

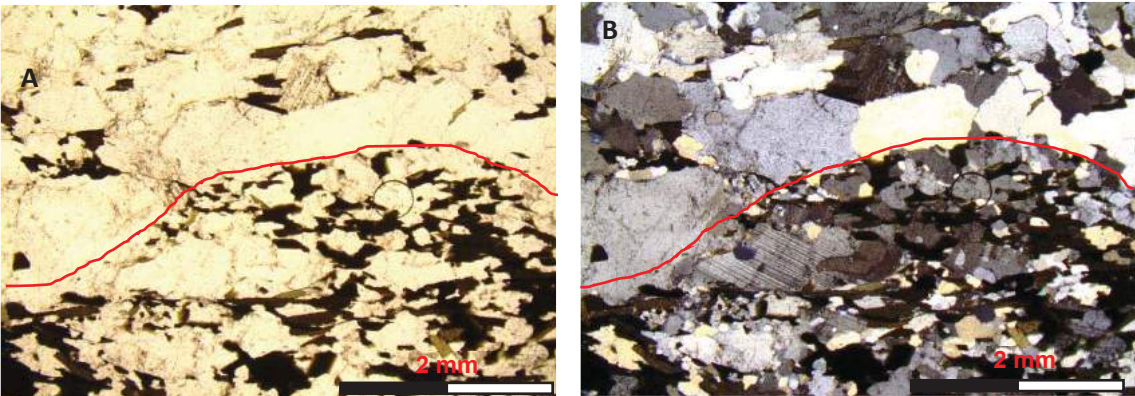


Figura 40: Variação granulométrica e composicional a polaroides paralelos e cruzados. Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	Kf	Bt	Opc	Ep	Zr	Wm
37,2	24	5,8	31	0,8	0,8	0,8	0,6
45	34	4,6	15	0,4	0,6	0	0,6
Parte mais rica em mica							
Parte clara do bandamento							

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo: Em ambas as bandas, o quartzo ocorre com extinção ondulante, orientado seguindo a foliação da rocha, havendo apenas mudança granulométrica, com cristais maiores nas bandas quartzo-feldspáticas

Plagioclásio: Ocorrem com tamanhos variados (com maiores cristais na banda quartzo-feldspática) e orientados com a foliação da rocha, tem extinção concêntrica e textura poiquilítica. Apresenta maclas de deformação e um leve encurvamento das geminações (Fig. 41).

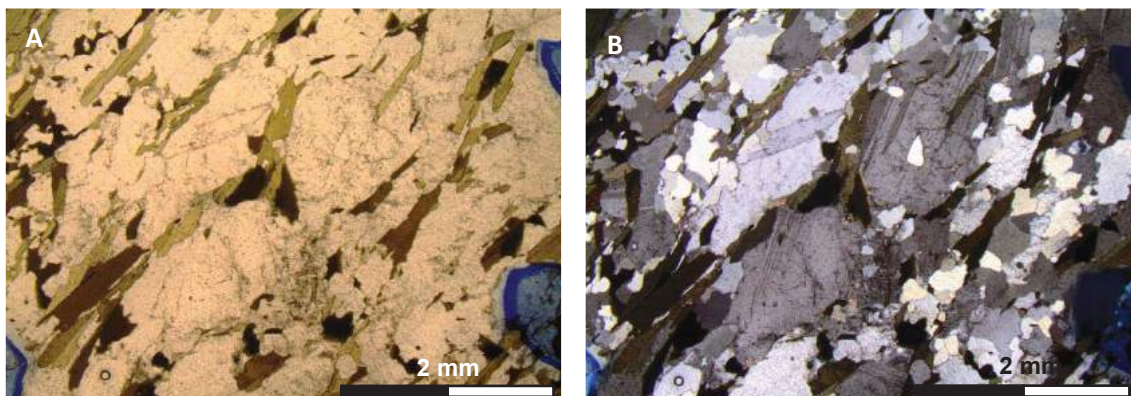


Figura 41: Cristais de plagioclasio orientados apresentando maclas de deformação a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Biotita: cristais subédricos, com pouca deformação dúctil mas com cristais dobrados. É comum encontrar inclusão de epidoto (Fig. 42).

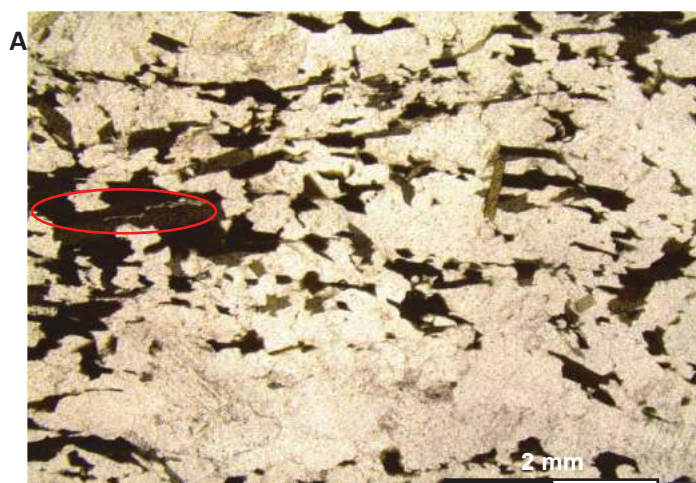


Figura 42: Cristais de mica com inclusão de epidoto a polaróides paralelos.

Epidoto: Ocorre tanto incluso nas biotitas aproveitando as clivagens quanto dispersos na rocha. São xenomórficos a idiomórficos.

Apatita: Cristais idiomórficos dispersos na rocha;

Opacos: Ocorrem principalmente como alterações das biotitas, sendo encontrados em suas clivagens.

Zircão: Ocorre incluso nas biotitas

Mica branca: Ocorrem em pouca quantidade como alteração dos feldspatos.

AMOSTRA: AA-35X

Classificação: Ortognaisse diorítico

Descrição:

Rocha inequigranular, de granulação média, onde cristais milimétricos de plagioclásio ocorrem distribuídos aleatoriamente numa matriz composta de quartzo, micas e hornblenda. Apresenta uma sutil foliação, definida pela orientação de minerais placosos e textura polygonal (Fig. 43).

Qtz	Pl	Kf	Bt	Hbl	Opc	Mg. Ep.	Zr
10	45	3	17	25	1	1	1

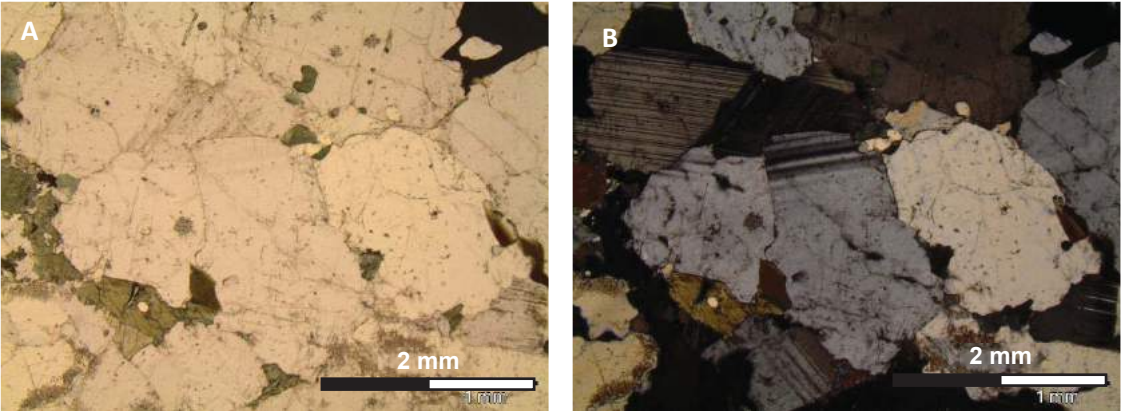


Figura 43: Textura polygonal dos plagioclásios a nicóis (A) paralelos e (B) cruzados.

Quartzo (Me): Ocorre como grãos xenomórficos e sem orientação. Pouquíssimo deformado, no máximo com presença de extinção ondulante.

Feldspato (Me): Predominância dos grãos de plagioclásio, com pouquíssimos grãos de feldspato alcalino. Os plagioclásios são subidiomórficos a xenomórficos, com presença de maclas de deformação (Fig. 44). Fraturas não são comuns, mas quando presentes podem ocorrer preenchidas por biotita e sericita (produto de alteração; não muito frequente; também presente nas geminações polissintéticas). Grãos bastante límpidos, pouquíssimo alterados. É comum fabrica polygonal para estes cristais.

Anfibólio (Hbl-Act) (Me): Variando de verde escuro a verde claro, em alguns grãos chegando a azulado. Grãos subidiomórficos, provavelmente variando entre hornblenda (predominantemente) e actinolita. Juntamente com os grãos de biotita, ocorrem parcialmente orientados na amostra, não chegando a definir foliação.

Biotita (Ma): Variando de marrom escuro a marrom claro-amarelado, predominantemente subidiomórfica. Ocorre associada aos grãos de anfibólio. Podendo ocorrer em granulação mais fina ao longo de fraturas dos grãos de feldspato.

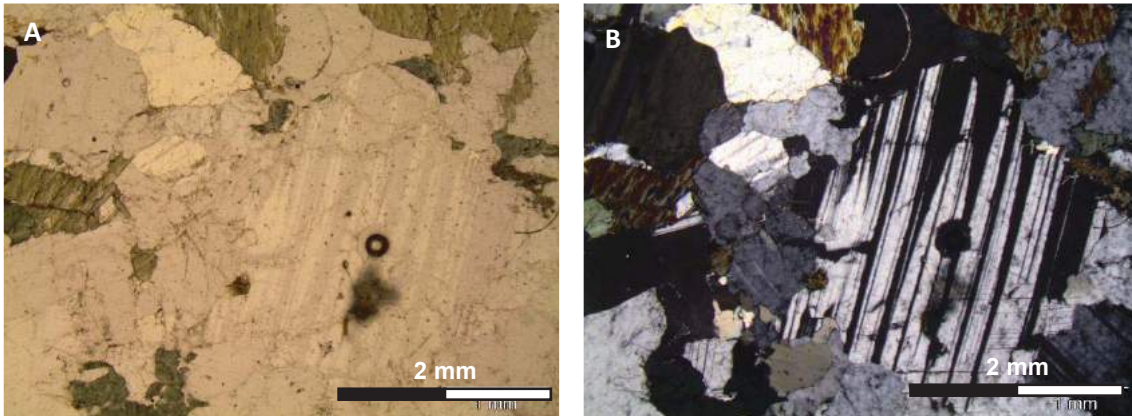


Figura 44: Feldspato plagioclásio com macla de deformação a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Minerais Opacos (Ma): Majoritariamente xenomórficos, com alguns levemente subidiomórficos. Ocorrem fortemente associados à biotita e ao anfibólio, ocorrendo nas clivagens e bordas desses minerais.

Rutilo (Ma): Xenomórfico, pouquíssimo presente, ocorre na borda de pequenos grãos de anfibólio.

Epidoto (Ma): Incolor, xenomórfico, arredondado às vezes lembrando seção pseudo-hexagonal. Pouquíssimo presente na seção.

AMOSTRA: AA-38

Classificação: Biotita-Monzogranito

Rocha: A rocha é um protomilonito de baixo a médio grau, inequigranular, de granulação média, onde porfiroclastos de feldspatos potássicos ocorrem distribuídos aleatoriamente numa matriz composta de quartzo, micas e plagioclásios. A foliação é marcada pela orientação de minerais placosos e granulares (micas, feldspatos e quartzos), com presença de uma sutil trama S-C destal, caracterizada pela orientação de biotitas que bordam os cristais de feldspatos.

Qtz	Pl	Kf	Bt	Opc	G-Ep	Zr
25	20	39	10	3	2	1

Quartzo (Me): Ocorre como grãos xenoblásticos, recristalizados e alongados (às vezes fitados) seguindo a foliação da rocha, com presença de extinção ondulante e fabrica poligonal. Aparentemente o principal modo de recristalização é por rotação de subgrão.

Feldspatos alcalinos (Me): Ocorrem tanto como porfiroclastos de microclina quanto pequenos cristais recristalizados na matriz da rocha, apresentam-se com bastante pertita e mirmequitas (de borda ou não), alguns com formas xenoblásticas alongadas seguindo a foliação da rocha.

Plagioclasio (Me): São cristais xenomórficos alongados, que apresentam maclas de deformação (geminção mecânica), fraturas, extinção concêntrica. Processos de seritização e argilitização ocorrem, mas com pouca frequência.

Biotita (Me): Variando de marrom escuro a marrom claro-amarelado, predominantemente subidiomórfica. É o mineral que define a foliação da rocha, podendo ocorrer em granulação mais fina ao longo de fraturas de grãos de quartzo e feldspato.

Minerais Opacos (Ma): Majoritariamente xenomórficos, com alguns levemente subidiomórficos. Ocorrem associados à biotita e em cristais de epidoto.

Minerais do grupo do epidoto (Ma): Ocorrem incolores, xenomórficos e arredondado, as vezes com birrefringência azulada, inclusas em feldspatos. Pouquíssimo presente na seção.

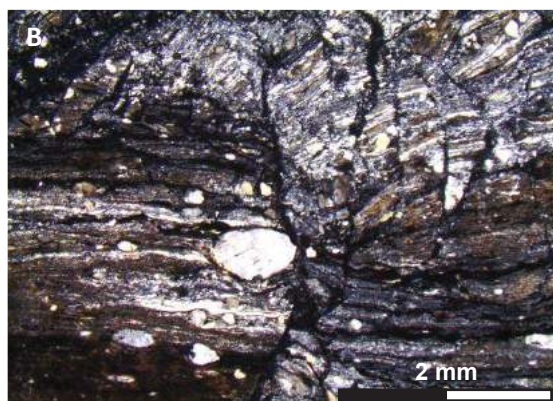
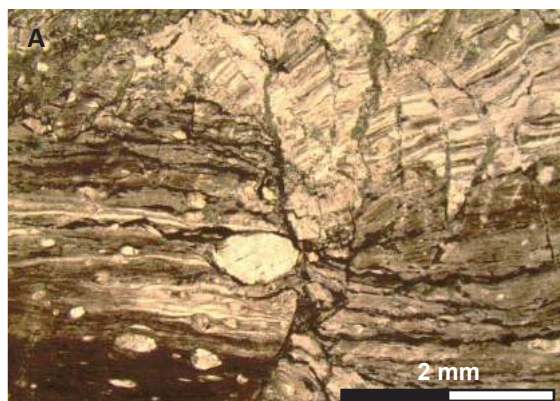
Zircão (Ma): Cristais euédricos e zonados dispersos na rocha.

Amostra: AA-40

Classificação: Ultramilonito – Cataclasado

Descrição:

Milonito, inequigranular, com cristais de feldspatos de até 0,2 cm, que se destacam numa matriz micrométrica composta de quartzo, feldspatos e micas. Têm foliação, marcada pelo alongamento dos minerais recrystalizados e orientação dos grãos porfíricos. A rocha apresenta-se falhada, com percolação de um material mais fino da mesma composição da rocha + clorita e mica fina (Fig. 45).



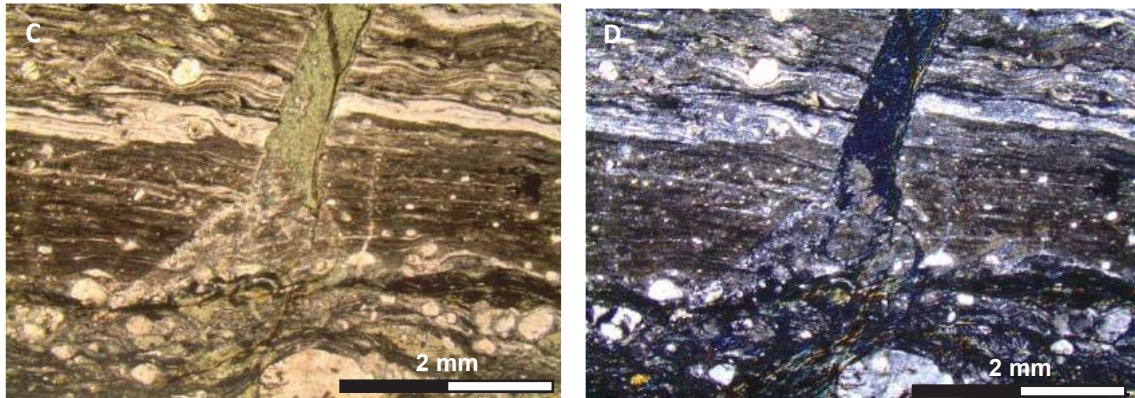


Figura 45: Ultramilonito falhado, com diversas fraturas preenchidas por clorita e mica. A polaroides (A e C) paralelos e cruzados (B e D).

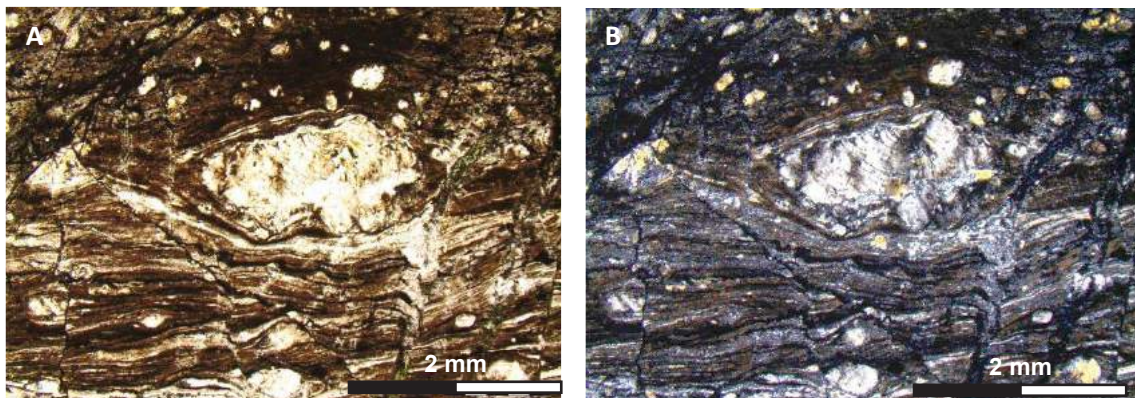
Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	Kf	Chl	Bt	Mb	Zr	Opc	Ep	Rut
-----	----	----	-----	----	----	----	-----	----	-----

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo: São cristais xenomórficos, recrystalizados, comumente muito fino (sub-milimétrico) mas com raros cristais recrystalizados milimétricos.

Plagioclásio: São cristais xenomórficos, que ocorrem normalmente recrystalizados em forma de *augens* (simétricos), comumente apresentando caudas de recrystalização e sombra de pressão. É comum encontrar textura *pull-apart*, extinção ondulante, concêntrica, maclas de deformação, encurvamento de maclas e textura manto núcleo. Os cristais ocorrem comumente falhados, com falhas sinistrais e destrais (Fig. 46).



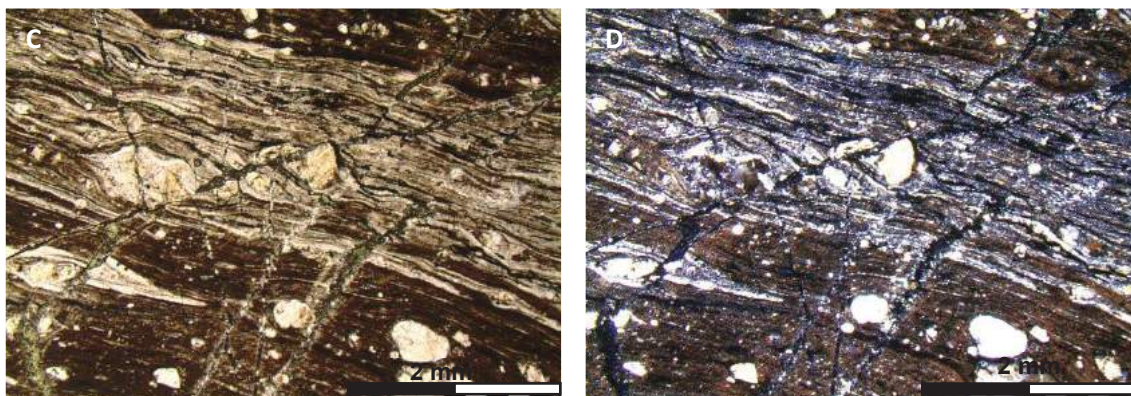


Figura 46: Porfiroclastos de feldspato com maclas fratudaras, dobradas e com cauda de cristalização. Polaroides (A e C) paralelos e (B e D) cruzados.

Clorita: São cristais muito finos que ocorrem preenchendo as fraturas da rocha, englobando minerais como epidoto, rutilo, biotita e titanita.

Epidoto: São cristais xenomórficos, que ocorrem dispersos na rocha, alguns produzidos por saussuritização dos feldspatos enquanto outros ocorrem englobados pela clorita fina.

Mica branca: São cristais xenomórficos, que ocorrem alongados seguindo a foliação da rocha. Aparentemente tem cristais produzidos por sericitização e ocorrem deformados com peixes de mica.

AMOSTRA: AA-41

Classificação: Xisto milonitizado.

Descrição:

Rocha inequigranular porfiroclástica. A matriz tem granulação fina, sendo composta por uma “massa” de agregados minerais como biotita, clorita e rutilo (que também preenche as fraturas da rocha). Em granulação um pouco mais grossa, observam-se grãos de epidoto ($\leq 0,3\text{mm}$), titanita ($\leq 1\text{mm}$), minerais opacos ($\leq 1\text{mm}$) e fitas de grãos de quartzo alongados. Os porfiroclastos são compostos por grãos de feldspatos de até 2mm, quando não estão *boundinados*.

A “massa” de minerais finos formam aproximadamente camadas que se intercalam com as fitas de quartzo. A rocha estar bastante fraturada e observam-se minerais opacos e rutilo preenchendo estas fraturas, provavelmente material constituinte da matriz da rocha.

Minerais acessórios: biotita, titanita, epidoto, rutilo, minerais opacos.

Minerais secundários: clorita como produto de cloritização das biotitas; mica branca de sericitização dos feldspatos; rutilo alterado da biotita; minerais opacos alterados da titanita.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Kfs	Pl	Bt	Chl	Mb	Ttn	Ep	Rt	Opc
23	18	22	30	<1	1	1	2	1	2

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): Ocorrem xenomórficos em granulação muito fina (submilimétrica), bastante recrystalizados, formando fitas alongadas, conferindo o bandamento da rocha e bordejando os porfiroclastos de feldspatos. Possuem texturas como extinção ondulante, formação de subgrão, contatos lobados entre os grãos (migração de limite de grãos).

Feldspato Alcalino (Me): Ocorrem subidiomórficos a xenomórficos, como grãos porfiroclásticos. Quando formam *augens*, estão com ou sem cauda de recrystalização e com ou sem sombra de pressão formada por biotita. Os grãos também podem formar *boudins*. Podem ser encontrados também como grãos bastante fraturados, estirados e embriçados (textura *pull apart?*). Em alguns desses porfiroclastos observa-se a formação de pertitas, não muito evidentes, possivelmente devido a deformação dos grãos. A textura manto núcleo é bastante frequente, caracterizando a rocha como milonito.

Plagioclásio (Me): Também ocorrendo como grãos porfiroclásticos, subidiomórficos a xenomórficos, por vezes formando *augens*, com ou sem cauda de recrystalização e com ou sem sombra de pressão formada por biotita. Também se encontram fraturados, com textura manto núcleo bastante frequente, porém estão mais alterados do que os feldspatos alcalinos. São comuns de se encontrar geminações mecânicas (maclas de deformação) e geminações dobradas. Exsoluções podem ser identificadas, não chegando a formar antipertitas. Os feldspatos, em geral, encontram-se alterados pelo processo de argilização, o que os deixa com o aspecto turvo e coloração amarelada, e por sericitização, formando os pequenos flocos de mica branca nos grãos.

Biotita (Me): De marrom escuro a marrom claro amarelado, ocorre xenomórfica como uma massa muito fina, também encontrada recrystalizada ao longo das fraturas da rocha. Por vezes observam-se grãos de biotita com até 0,3mm inclusos nesta massa, acompanhando o bandamento da rocha, podendo formar mica *fish*, ou até formando sombra de pressão em *augens* de feldspatos.

Clorita (Ms): Aparentemente formada pelo processo de cloritização da biotita, ocorre xenomórfica associada a estes grãos. Em cor verde claro-amarelado, granulação fina e frequência baixa nesta seção.

Mica Branca (Ms) : Encontram-se xenomórficas nos grãos de feldspatos, ao longo de suas fraturas e clivagens, como produto de sericitização dos mesmos.

Titanita (Ma): Amarronzada e subidiomórfica, a titanita ocorre preferencialmente orientada segundo o bandamento da rocha. Podendo ocorrer alteradas ao longo de suas maclas, tornando-se mais avermelhadas e opacas.

Epidoto (Ma): Ocorrem majoritariamente xenomórficos, incolor a amarelado, encontram-se como grãos arredondados, orientados com o bandamento da rocha, associados à biotita. Por vezes formam coroas nos grãos de allanita (subidiomórficas).

Rutilo (Ma): Vermelho amarronzado, ocorrem xenomórficos dispersos na rocha, como provável produto de alteração (biotita ?). Além de orientados com o bandamento, também ocorrem ao longo de fraturas e em grãos de feldspato, nas bordas de minerais opacos.

Minerais Opacos (Ma): Ocorrem majoritariamente xenomórficos, por vezes agrupados, formando fitas alongadas orientadas junto com a biotita em granulação mais fina. Também ocorrem como produto de alteração da titanita ao longo de suas maclas ou inclusos em grãos de feldspato.

Amostra: AA-49

Classificação: Ortognaisse granítico / Neossoma migmatito?

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica, onde grãos de feldspato potássico (que chegam a 0,6 cm) ocorrem dispersos numa matriz mais fina composta de quartzo, clorita, epidoto e plagioclásio. Aparentemente apresenta foliação gerada por cloritas (Fig. 47).

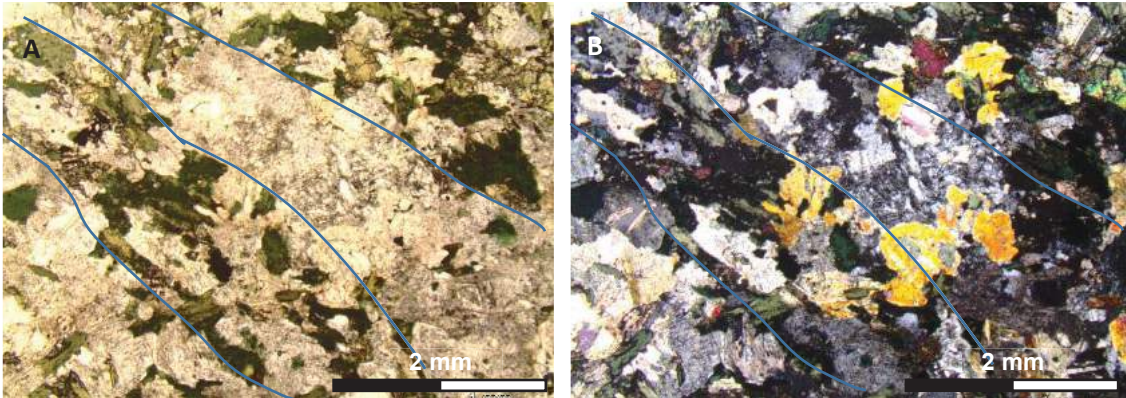


Figura 47: foliação gerada por cristais de clorita a polaroides paralelos e cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	Kf	Chl	Rut	Ep	Mb	Opc	Ap	Carb
16	26	27	13	1	5	3	2	1	1

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): ocorrem xenomórficos, com extinção ondulante e recristalização.

Plagioclásio (Me): Ocorrem como matriz da rocha, não ocorrendo com porfiroclastos, são xenomórficos, tem extinção concêntrica, maclas de deformação, alterações para sericita, e epidoto e preenchimento de fraturas por cloritas.

Feldspato potássico (Me): Ocorrem tanto como porfiroclastos, quanto na matriz, são xenomórficos e ocorrem como microclinas e ortoclásio (Fig. 48).

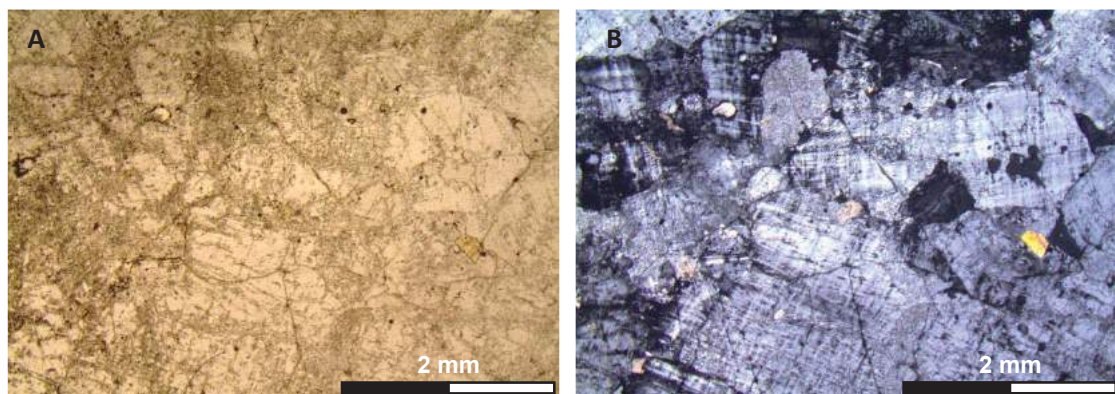


Figura 48: Cristais de microclina porfirítica ocorrendo fraturadas e argilitizadas a polaróides paralelos e cruzados.

Clorita (Ms): São minerais gerados por cloritização das biotitas.

Epidoto (Ms): Cristais subidiomórficos a xenomórficos gerados por saussuritização, produzindo epidoto e carbonato.

Mica branca (Ms): Cristais xenomórficos produzidos por sericitização, estando contidos principalmente nos feldspatos.

Amostra: AA-49 D

Classificação: Biotita-Ortognaisse

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica, com porfiroclastos de feldspato potássico de até 1,2 cm (em lâmina), dispersos numa matriz composta de quartzo plagioclásio e biotita. A foliação da rocha é marcada pela orientação das biotitas, quartzo e feldspato. Apresenta bandamento composicional, onde níveis de até 1 cm de minerais félsicos faz contato com níveis de biotita de até 0,3cm.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	K-f	Bt	Ep	Opc	Hbl	Wm
-----	----	-----	----	----	-----	-----	----

12	41	25	12	5	3	1	4
----	----	----	----	---	---	---	---

Características minerais, estruturas e texturas:

Quartzo (Me): Cristais xenomórficos, que ocorrem com recristalização, extinção ondulante, alongados seguindo a foliação da rocha.

Plagioclásio (Me): São cristais subidiomórficos a xenomórficos, com maclas de deformação, dobramento de geminação e Fraturamento de cristais, extinção concêntrica.

Feldspato potássico (Me): Cristais xenomórficos, recristalizados, ocorrendo como microclinas e ortoclásio.

Biotita (Me): Cristais alongados, que bordam os minerais porfiroclásticos.

Opacos (Ma): São cristais euédricos e subédricos, que ocorrem dispersos na rocha.

Hornblenda (Ma): São cristais subédricos a euédricos que ocorrem fraturados e dispersos na rocha.

Epidoto (Ma): Cristais subédricos a euédricos, que ocorrem como alanita e epidotos, é comum encontrar alanita metamítica com coroa de epidoto.

Amostra: AA-50

Classificação: Ortognaisse granítico

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica (composta por microclina de até 3 cm), onde os cristais de biotita ocorrem dispersas na rocha. Tem bandamento granulométrico, apresentando cristais mais finos entre uma banda de porfirítica de granulometria grossa. (pode se tratar de um migmatito).

Sua mineralogia é composta de:

Banda grossa:

Qtz	Pl	K-f	Biotita	Opc	Wm	Chl	Epidoto
35	8	50	2	1	1	1	1

Banda fina:

Qtz	Pl	K-f	Biotita	Opc	Wm	Chl	Epidoto
35	25	28	8	3	2	1	1

Mineralogia, textura e estrutura:

Quartzo (Me): Ocorrem subidiomórficos, com extinção ondulante.

Plagioclásio (Me): Está principalmente na parte mais fina, ocorrendo xenomórfico a subidiomórfico e às vezes com bordas de mirmequitas.

Feldspato potássico (Me): Ocorrem como megacristais de até 3 cm, compostos de microclinas com bordas mirmequíticas. São predominantemente subidiomórficos, com cristais de opacos inclusos, com argilitização e sericitização.

Biotita (Ma): pequenos cristais subédricos a euédricos dispersos na rocha, sem orientação definida.

Opacos (Ma): Ocorrem principalmente na banda mais fina associado as micas, normalmente xenomórficos.

Mica branca (Ms): Geradas por sericitização dos feldspatos.

Clorita (Ms): Produto de alteração das biotitas.

Amostra: AA-53

Classificação: Hornblenda-biotita-granodiorito

Descrição: Rocha inequigranular de granulação média, onde porfiroclastos de plagioclásio ocorrem orientados numa matriz composta de quartzo, hornblenda e biotita. A foliação é dada pela orientação dos grãos de plagioclásio, hornblenda e biotita.

São milonitos que apresentam uma clara trama S-C-C', de cinemática destrai, onde a foliação C é dada pela orientação de hornblendas e biotitas, e o C de biotitas bordejando porfiroclastos de feldspatos e grãos de quartzo, e C' por cristais de hornblenda e biotita.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	K-f	Biotita	Hbl	Ap	Zrc	Ep	Ttn
25	30	15	10	18	1	1	1	1

Quartzo (Me): Ocorrem recristalizados por rotação de subgrão, extinção ondulante, as vezes muito finos entre os grãos de plagioclásios

Plagioclásio (Me): São cristais xenomórficos que apresentam sombra de pressão simétricas (composta por biotitas recristalizadas), pertitas, maclas de deformação, encurvamento de maclas, extinção concêntrica e mortar. Em alguns cristais ocorre alteração sericitica.

Feldspato-Potássico (Me): Ocorrem subidiomórficos, como microclinas, apresenta pertita e extinção ondulante.

Biotita (Me): Ocorrem tanto como finos cristais recristalizados ou grandes cristais sempre associados a hornblenda. São orientados e constituem as foliações.

Hornblenda (Me): São cristais idióblásticos a xenoblásticos, às vezes formando *augens* simétricos ou destrais, são orientados e constituem a foliação.

Apatita (Ma): São cristais euédricos a subédricos, às vezes inclusos em biotitas.

Zircão e epidoto (Ma): São cristais zonados euédricos inclusos em biotitas.

Opacos (Ma): Variam de idiomórficos a subidiomórficos, com formas quadráticas ou em agulhas, às vezes nas clivagens das biotitas ou fratura dos minerais.

Amostra: AA-60

Classificação: Biotita-hornblenda-Monzogranito

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica, com porfiroclastos de feldspato potássico (ortoclásio e microclina) de 0,6cm até 1,5cm, todos eles pertitizados. Na matriz são encontrados quartzo, plagioclásio, anfibólios e biotita, anfibólios e biotita orientados conferem uma foliação à rocha. Há uma trama S-C caracterizada por cristais de micas e hornblenda bordejando os porfiroclastos de feldspatos (Fig. 49). Um leve bandamento pode ser observado formado pela alternância entre bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e máficas, principalmente compostas por biotita e anfibólio.

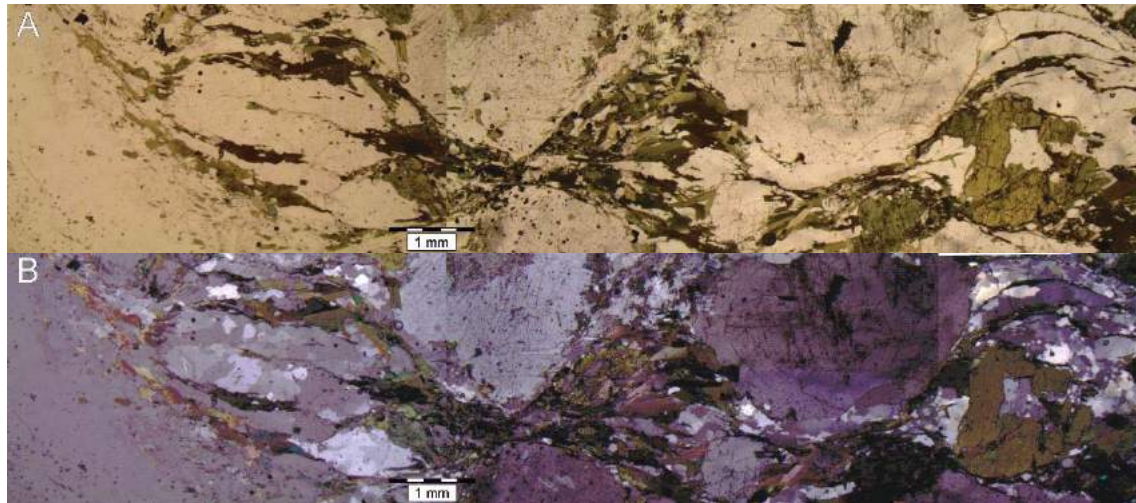


Figura 49: Trama S-C caracterizada por cristais de micas e hornblenda bordejando os porfiroclastos de feldspato, e produzindo sombra de pressão. A polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta por:

Qtz	Kf	Pl	Bt	Chl	Hbl	Mb	Ttn	Zrc	Ep	Ap	Rt	Opc
16	30	20	13,8	0,6	9,0	1,0	4,6	0,4	2,6	0,6	0,2	1,2

Mineralogia, textura e estrutura:

Quartzo (Me): ocorre como cristais xenomórficos, com extinção ondulante, bandas de deformação (Fig. 50) e subgrão, recristalizados com migração de limite de grãos.

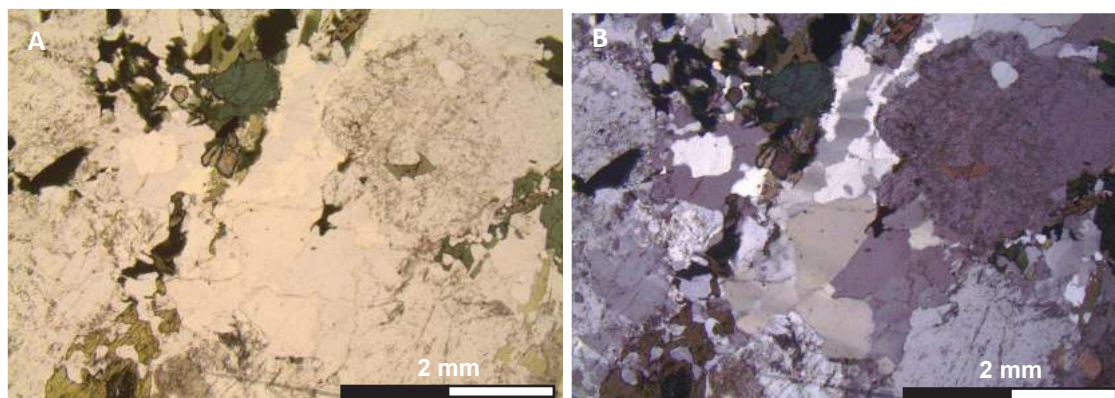


Figura 50: Cristais xenomórficos de quartzo com extinção ondulante a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Feldspato potássico (Me): são grãos subidiomórficos à xenomórficos, formando porfiroclastos de ortoclásio (majoritariamente) e microclina, alongados com 0,6-1,5cm de comprimento; na maioria dos grãos ocorre a formação de pertitas perpendiculares ao maior alongamento dos grãos, algumas exsoluções de plagioclásio não chegam a formar pertitas e encontram-se bastante alteradas; Há formação de mirmequita quando em contato com os grãos de plagioclásio (Fig. 51) e encontram-se com muitas inclusões como biotita, titanita, epidoto.

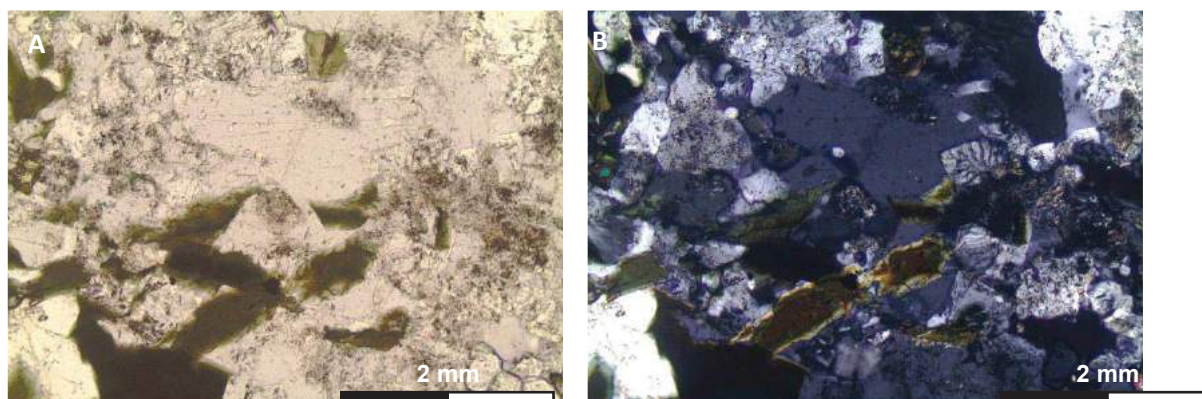


Figura 51: Cristais de feldspato com mirmequitas e argilitização a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Plagioclásio (Me): ocorrendo como grãos xenomórficos, encontra-se com maclas de deformação (Fig. 52), algumas levemente encurvadas, por vezes observa-se extinção concêntrica; quando em contato nas bordas dos feldspatos potássicos, comumente formam mirmequitas; os grãos ocorrem de pontualmente a quase totalmente sericitizados e saussuritizados (em menor abundância).

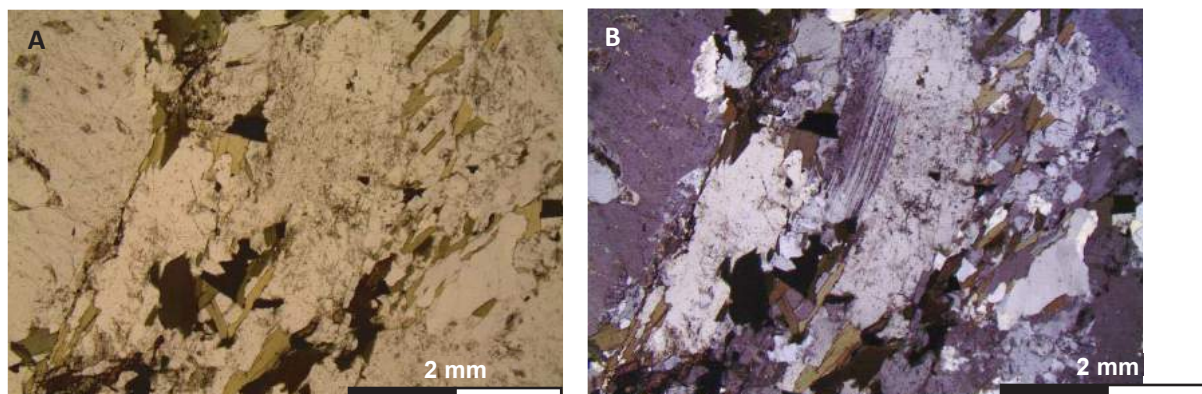


Figura 52: cristais de plagioclásio alongados com maclas de deformação a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Biotita (Me): idiomórficas a subidiomórficas, de marrom escuro a marrom claro esverdeada, ocorrem orientadas definindo a trama S-C da rocha; estão associadas aos anfibólios; podem ocorrer com inclusões de zircão e titanita (menos comum) e inclusas em grãos de feldspato potássico.

Anfibólios (Me): subidiomórficos, variam de um verde escuro a um verde claro amarelado; constituem a foliação da rocha, orientando-se juntamente com a biotita, e incluindo cristais de titanita, epidoto e opacos.

Mica branca (Ms): gerada principalmente pela alteração dos feldspatos (sericitização), encontram-se presente nos mesmos, sem orientação preferencial.

Zircão (Ma): inclusos nas biotitas formando halos pleocróicos.

Apatita (Ma): encontram-se associadas aos minerais félsicos, mas sem orientação preferencial.

Rutilo (Ma): único grão encontrado em borda de grão de biotita.

Clorita (Ms): produto de cloritização das biotitas, ocorrendo ao longo de suas clivagens, logo, orientadas junto com as mesmas (Fig.53).

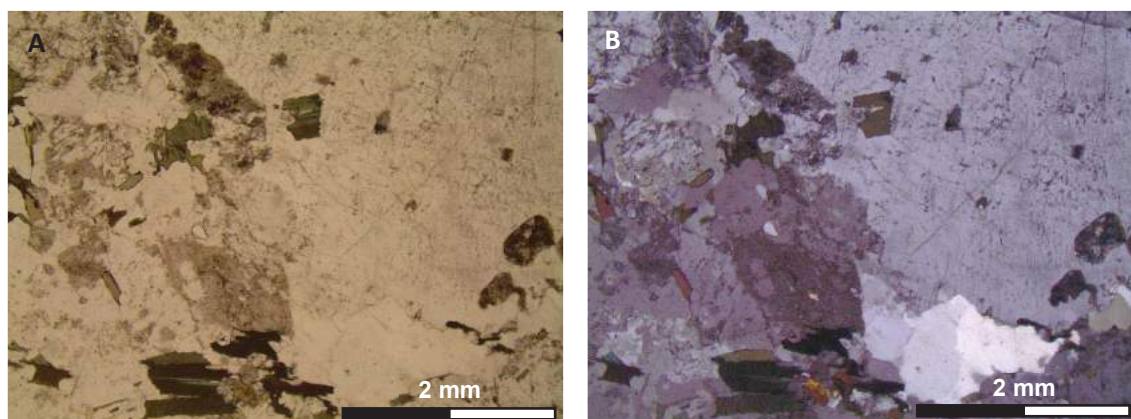


Figura 53: Cristais de biotita com cloritização em suas clivagens. Polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Titanita (Ma): São incolores amarronzadas, variam de idiomórficas a xenomórficas; Ocorrem orientadas juntamente com a biotita e os anfibólios, estão associadas também aos minerais opacos.

Epidoto (Ma): subidiomórficos a xenomórficos, de cor verde amarelada a incolor, ocorrem como alteração dos feldspatos ou como grãos primários maiores, associados a biotita e anfibólios. Foram também encontrados grãos de allanita, alguns com coroa de epidoto.

Opacos (Ma): Ocorrem variando de idiomórficos a xenomórficos, quando idiomórficos, possuem formas losangulares/quadrangulares (Fig. 54); associam-se a biotita e anfibólio, menos comum a titanita e epidoto.

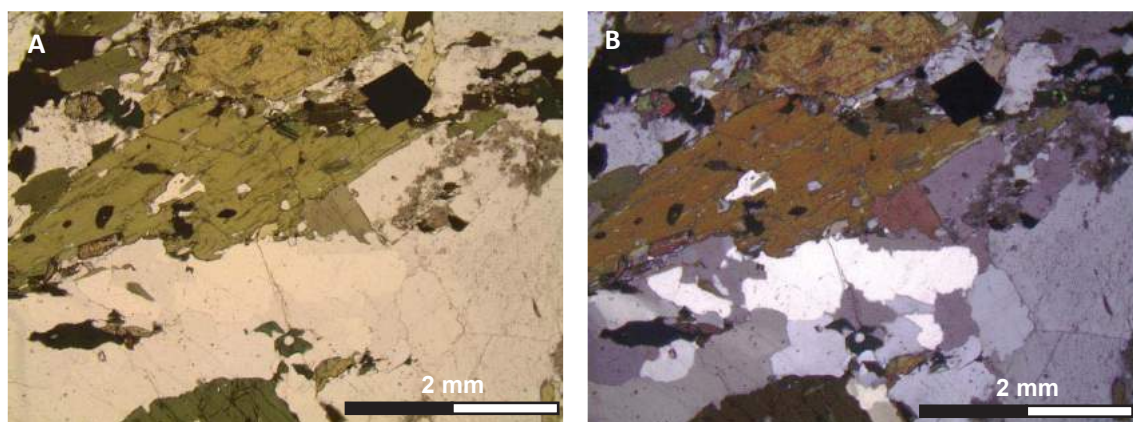


Figura 54: Cristais subidiomórficos de hornblenda, com inclusões minerais e grãos de cristais opacos idiomórficos com hábitos quadráticos. (A) Polaroides paralelos e (B) cruzados.

AMOSTRA: AA-61A (Parte granítica de migmatito)

Classificação: Biotita-Sienogranito

Descrição:

Rocha equigranular composta por cristais de quartzo, feldspato potássicos e plagioclásio, com leve orientação marcada pelos cristais de biotita e feldspato (Fig. 55). Ocorrem pouco deformadas e com cristais de feldspatos e biotitas alterados.

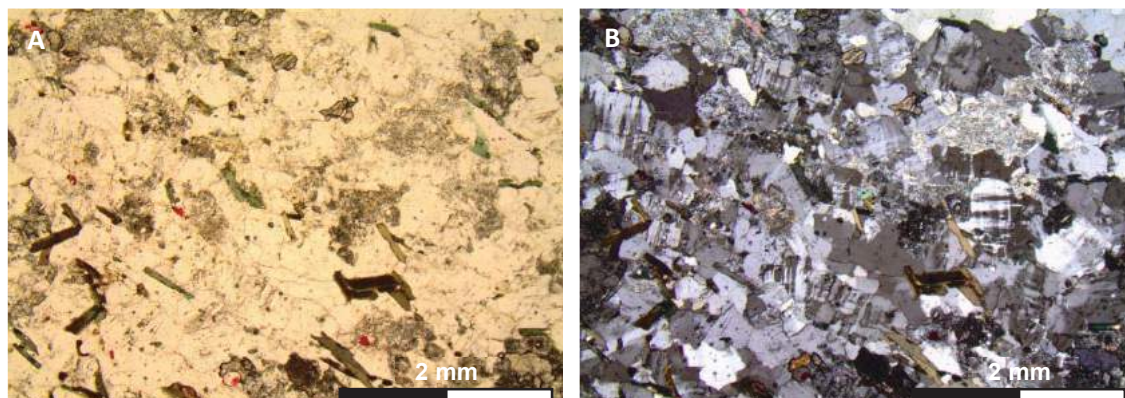


Figura 55: Textura equigranular da rocha com orientação de micas e feldspato. (A) Polaróides paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Kf	Pl	Bt	Wm	Chl	Ep	Tit	Ap	Zr
20	49	15	10	2	5	2	1	1	0

Mineralogia, textura e estrutura:

Quartzo (Me): Ocorrem xenomórficos, levemente deformados, apresentando extinção ondulante e alongados seguindo a foliação da rocha.

Feldspato Potássico (Me): Ocorrem em grande quantidade na rocha, normalmente em formas de microclina ou pertitas, ocorrem bastante sericitizados e fraturados.

Plagioclásio (Me): Ocorrem com extinção concêntrica, às vezes com maclas de deformação e alterando para sericita.

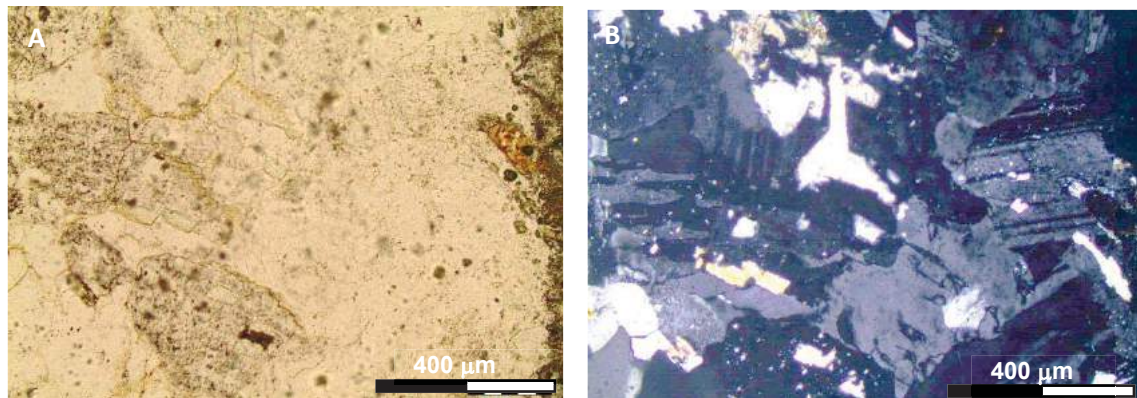


Figura 56: cristais de feldspato com alteração sericitica a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Biotita (Me): Ocorrem xenomórficas com pleocroísmo variando de castanho claro a vermelho escuro. Estão bastante cloritizadas e com opacos em suas clivagens.

Mica Branca (Ms): Ocorrem em duas maneiras, a 1 como alteração de feldspatos e a segunda como cristais maiores dispersos na rocha.

Clorita (Ms): Geradas por cloritização das biotitas, às vezes ocorre cloritização completa.

Epidoto (Ma): Ocorrem em pequenos agregados subédricos a euédricos dispersos na rocha, às vezes com inclusões de allanita.

Zircão (Ma): Normalmente inclusos em biotitas, produzindo halos pleocróicos

Amostra AA-61B

Classificação: Biotita-Hornblenda Ortognaisse de composição Monzogranito

Descrição:

Rocha inequigranular com cristais de feldspato plagioclásio chegando a 3mm, sua foliação é dada pela orientação dos cristais de hornblendas e biotitas. Eventualmente ocorre trama S-C compostos pelos mesmos componentes da foliação.

Sua composição mineralógica é definida por:

Qtz	Kf	Pl	Bt	Hbl	Opc	Ep	Zr	Apt	Rut	Ttn
25,2	19,4	26	12	11,6	1,2	1,2	0,6	0,6	0,6	1,6

Mineralogia, textura e estrutura:

Quartzo (Me): Ocorre recrystalizado, com extinção ondulante e às vezes com *bulging* e migração de limite de grão.

Feldspato potássico (Me): São principalmente microclinas que ocorrem como pequenos cristais na matriz da rocha, raramente chegam a formar porfiroclastos de até 3mm, e quando formam estão zonados. Estão bastante fraturados, recrystalizados, com mirmequititas em suas bordas (Fig. 57).

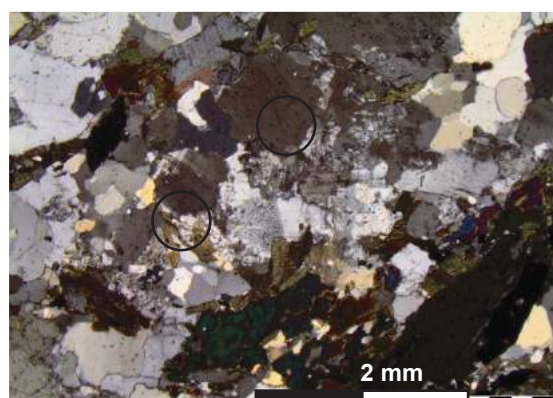
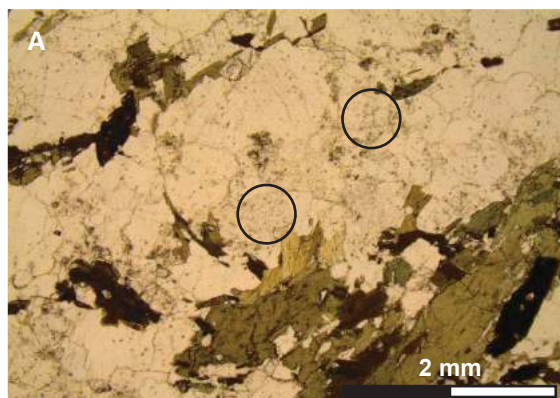


Figura 57: Cristais de feldspato com exsolução mirmequiticas a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Plagioclásio (Me): São os principais minerais porfiríticos da rocha, chegando a 4mm. Estão zonados, com maclas de deformação, extinção concêntrica e alongados seguindo a foliação da rocha, raramente encontra-se fraturados como os feldspatos potássicos.

Biotita (Me): Ocorrem como pequenos cristais orientados, produzindo a foliação da rocha, tem coloração castanha a levemente avermelhada. Em alguns cristais é possível encontrar inclusões de zircão, que ocorrem idiomórficos e produzem halos pleocróicos ao mineral.

Hornblenda (Me): Ocorrem subidiomórficas chegando a 3mm de comprimento, com inclusões de titanitas (muitas vezes euédricas), epidotos rutilos e opacos. Tem a mesma orientação das biotitas e alguns cristais com alto teor de actinolita ou harstingsita.

Opacos (Ma): Ocorrem tanto idiomórficos com formas quadráticas, quando xenomórficos estão associados a titanita e rutilo. Com isso acredita-se em duas fases de opacos, a primária, com cristais idiomórficos e as secundárias de opatização.

Epidoto (Ma): Ocorrem dispersos na rocha, variando de idiomórficos (prismáticos alongados) a xenomórficos.

Apatita (Ma): São pequenos cristais de alto relevo que ocorrem dispersos na rocha. São idiomórficos e com formas prismáticas.

Titanita (Ma): São cristais euédricos milimétricos que ocorrem dispersos na rocha (Fig. 58).

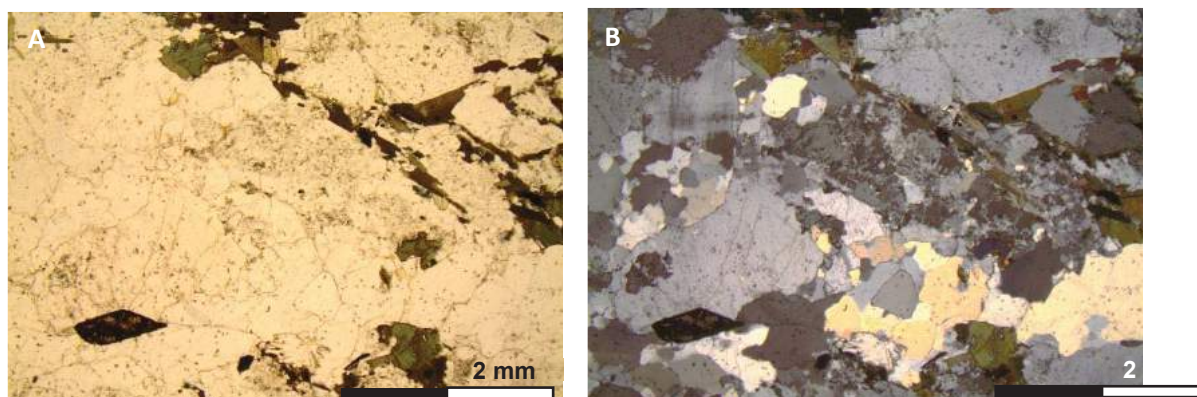


Figura 58: cristais euédricos de titanita a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Amostra: AA-63

Classificação: Hornblenda-biotita-monzogranito

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica, com porfiroclastos de feldspato potássico (≤ 1 cm) e plagioclásio ($\leq 0,8$ cm) (Fig. 59) ocorrendo orientadas numa matriz composta majoritariamente de quartzo, anfibólio, biotita, titanita e minerais opacos. As micas e anfibólios, por vezes, encontram-se entre os porfiroclastos de feldspatos, bordejando os mesmos, formando uma trama S-C. É observável certa foliação formada pela alternância entre bandas félsicas (quartzo-feldspáticas) e máficas, principalmente compostas por biotita e anfibólio.



Figura 59: Porfiroclasto milimétrico de feldspato orientado na matriz a polaroides cruzados.

Sua mineralogia é composta por:

Qtz	Kf	Pl	Bt	Hbl	Act	Mb	Ttn	Zrc	Ep	Ap	Rt	Opc
30	17	20	8	10	2	0	3	0	2	1	1	3

Mineralogia, textura e estrutura:

Quartzo (Me): ocorre como cristais xenomórficos, fortemente recristalizados formando fitas alongadas que bordejam os porfiroclastos de feldspatos (Fig. 60); com texturas como extinção ondulante, *bulging*, formação e rotação de subgrão, migração de limite de grão, *chessboard*.

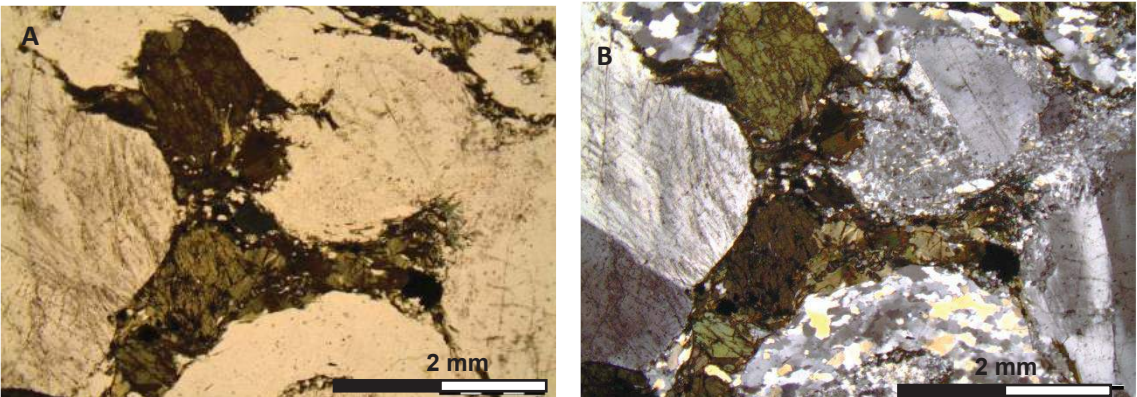


Figura 60: Cristais de quartzo recristalizados, formando fitas, bordejando os porfiroclastos de feldspato a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Feldspato potássico (Me): são grãos subidiomórficos à xenomórficos, formando porfiroclastos de ortoclásio e microclina, alongados com até 1cm de comprimento; na maioria dos grãos há exsoluções com formação de pertitas. As recristalizações são vistas em forma da textura manto núcleo e das mirmequitas nas bordas do cristal (Fig. 61). Percebe-se sericitização ao longo das pertitas.

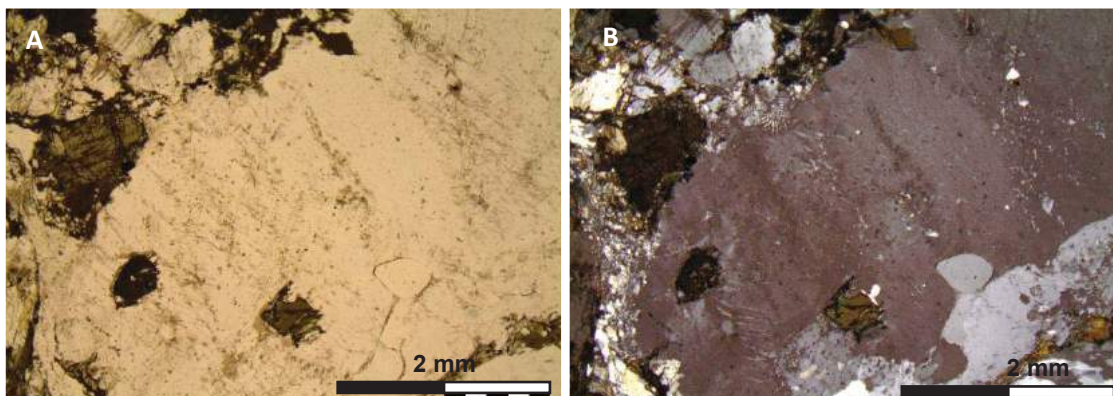


Figura 61: Cristais de feldspato potássico com pertitas e mirmequitas em suas bordas. (A) Polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Plagioclásio (Me): Ocorrem como grandes cristais na rocha, normalmente maiores que os feldspatos potássicos. Ocorrem com zonação, extinção concêntrica, recristalização em suas bordas, sericitização, maclas de deformação e preenchimento de biotita e epidoto em suas fraturas; foi visto microfraturamentos, com manto núcleo.

Biotita (Ma): Assim como na amostra AA-64, Percebe-se a presença de duas fases de micas, a primeira mais fina, ocorre deformada juntamente com o quartzo e a segunda pouco deformada (preservada? Ou cristais recristalizados) com cristais grandes, o mesmo comportamento é visto para as hornblendas. Ocorrem com cloritização, e as finas, preenchendo fraturas e/ou clivagens de grandes cristais de hornblenda.

Anfibólitos (hornblenda?) (Me): Formam *augens* sinistrais. Em algumas partes a hornblenda ocorre recristalizada, com bordas de **actinolita**, às vezes alongadas, fraturadas e cortadas por biotitas.

Epidoto (Ma): Alongados junto com a biotita, alguns cristais de allanita ocorrem milimétricos, possíveis de ver a olho nu, estes cristais ocorrem alongados e com bordas de epidoto (Fig. 62).

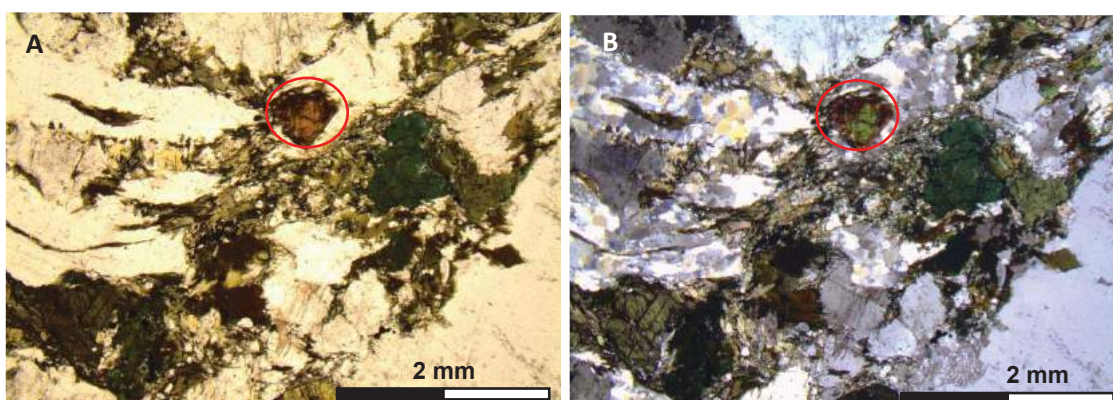


Figura 62: Cristais de allanita com bordas de epidoto a polaroides paralelos e cruzados.

Mica branca (Ms): Ocorrem associadas aos feldspatos, como sericitização.

Titanita (Ma): Encontram-se com núcleos com minerais opacos; grãos com formação de maclas.

Opacos (Ma): Encontram-se com bordas de titanita. Nas bordas das micas e nas clivagens das micas, às vezes esses opacos estão associados ao rutilo, tem formas retangulares, arredondadas e triangulares. Ocorrendo inclusas em hornblenda e biotitas.

Amostra: AA-64

Classificação: Biotita-monzogranito com hornblenda

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica, com porfiroclastos de feldspato potássico e (que chegam a quase 2 cm de comprimento) plagioclásio (de até 0,8 cm), numa matriz composta de quartzo, micas e hornblendas. A rocha ocorre milonitizada, com intensa recristalização dos quartzos formando fitas com *bulging*, feldspatos recristalizados com textura manto núcleo (Fig. 63) e pertitas.

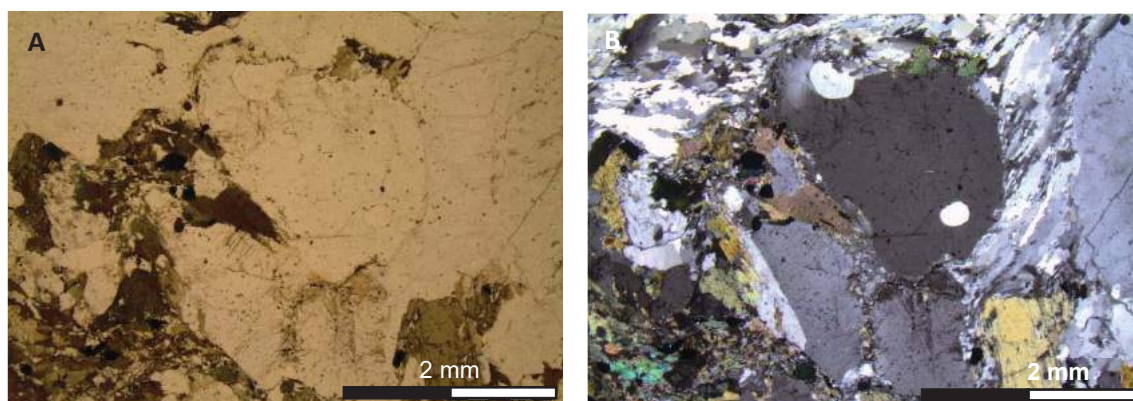


Figura 63: Recristalização de feldspatos com textura manto núcleo e quartzos em formas de fitas a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Sua composição mineralógica é definida por:

Qtz	Kf	Pl	Hbl	Bt	Opc	Ttn	Ep	Carb	Ap	Rut	Ser	Chl	Zr
25	17	22	2,5	15	5	0	3	0	0	0	0	0	0

Mineralogia, textura e estrutura:

Quartzo (Me): Ocorrem recristalizados como fitas envolvendo os porfiroclastos de feldspatos, tem extinção ondulante, recristalização por migração de limite de grãos, *bulging* e *chessboard* (Fig. 64).

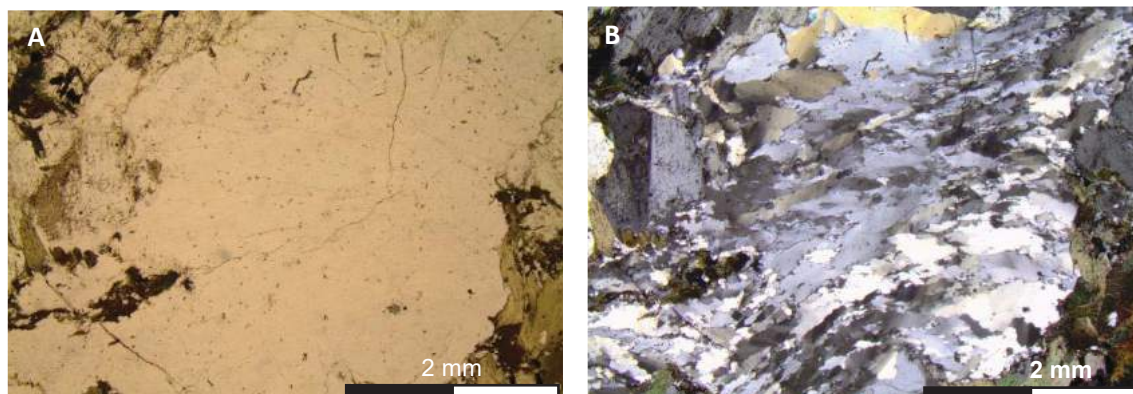


Figura 64: Quartzo recrystalizado por migração de limite de grão a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Feldspato potássico (Me): Ocorre fraturado, com sericitização, normalmente aproveitando-se dos microfraturamentos e com pertitas. Encontra-se com rotação de subgrão (Fig. 65).

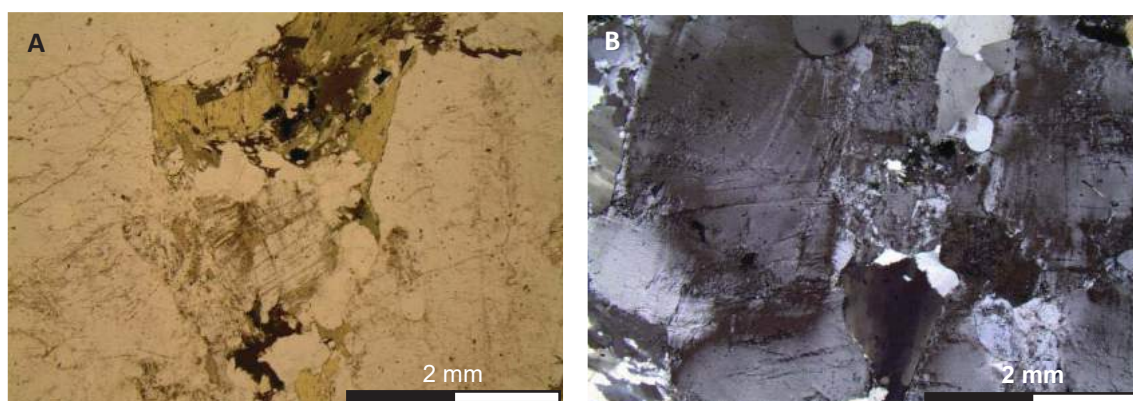


Figura 65: Cristais de feldspato potássico recrystalizados, apresentando Rotação de subgrão.

Plagioclásio (Me): Ocorrem com maclas de deformação, encurvamento das geminações e extinção concêntrica. Nas bordas ocorrem mirmequitas geradas por recrystalização.

Hornblenda (Ma): Ocorrem fraturadas, com coloração de verde a castanho,

Biotita (Me): Percebe-se a presença de duas fases de micas, a primeira mais fina, ocorre deformada juntamente com o quartzo e a segunda pouco deformada (preservada? Ou cristais recrystalizados) com cristais grandes, o mesmo comportamento é visto para as hornblendas. Ocorrem com cloritização, e as finas, preenchendo fraturas e/ou clivagens de grandes cristais de hornblenda.

Opacos (Ma): Opacos e rutilo com formas de agulhas nas clivagens das biotitas e associados as hornblendas.

Titanita (Ma): Ocorre em pequenos grãos agregados, com formas anédricas a subédricas às vezes com geminação, zonação e maclas de geminação.

Epidoto (Ma): Ocorrem em formas de allanita e epidoto, os epidotos estão formando agregados de pequenos cristais subédricos a euédricos, alguns zonados. Ocorrem preferencialmente associados com as micas finas. A allanita ocorre como cristais bem maiores zonados e com geminação.

Zircão (Ma): Ocorre incluso em biotitas e formando halos pleocróicos.

Carbonato, mica branca e clorita (Ms): São os principais minerais de alteração da rocha, sendo os dois primeiros associados a saussuritização e sericitização, e o último a cloritização das biotitas.

Apatita (Ma): Ocorrem como pequenos grãos alongados e prismáticos que ocorrem dispersos na rocha.

AA-65

Classificação: Monzogranito milonitizado

Descrição:

Rocha inequigranular com porfiroclastos de feldspato, distribuídos aleatoriamente numa matriz composta de quartzos, feldspatos e micas. A rocha ocorre milonitizada, às vezes é possível encontrar grãos de feldspatos apresentando sombra de pressão e cauda de recrystalização, onde as micas moldam-se as bordas do grão e inferem cinemática destrai.

A foliação da rocha é dada tanto pela orientação das micas quanto pela recrystalização do quartzo em formas de fitas, que às vezes moldam cristais de feldspatos e produzem a trama S-C.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	K-f	Pl	Bt	Rut	Wm	Opc	Ap	Ep	Tit	Zr
35	28	19	8	1	1	2	1	1	1	0

Mineralogia, textura e estrutura:

Quartzo (Me): São cristais xenomórficos, que ocorrem recrystalizados em formas de fitas predominantemente em direção da foliação da rocha. A recrystalização ocorre principalmente por migração de limite de grão.

Feldspato Potássico (Me): São grãos xenomórficos, às vezes ocorrendo como porfiroclastos de até 4 mm. Ocorrem como microclinas e ortoclasio, com pertita e mirmequitas. Ocorrem deformados, com textura manto-núcleo, bordas com recrystalização em mirmequitas, fraturas e alterações para sericita e argilitização. É possível encontrar cauda de recrystalização e sombras de pressão.

Plagioclásio (Me): Grãos xenomórficos, formando porfiroclastos menores que os feldspatos potássicos. Tem extinção concêntrica, maclas de deformação. Assim como os Kf's ocorrem com textura manto-núcleo, cauda de recristalização e sombra de pressão. Encontra-se alteração sericitica e saussuritização ao longo de clivagens e geminações produzindo mica branca e epidoto além de biotitas preenchendo fraturas no cristal.

Biotita (Ma): É o principal mineral gerador de foliação da rocha, ocorrem orientados, com tamanhos variados, passando de uma matriz fina (na parte mais deformada) para cristais subédricos preenchendo fratura de cristais. É comum encontrar inclusões de zircão, produzindo halos pleocróicos ao mineral e opacos nas clivagens.

Rutilo (Ma): Ocorrem associados aos grãos de titanita, são pequenos grãos subédricos.

Mica branca (Ms) São minerais de alteração, ocorrendo na geminação dos feldspatos, clivagens e fraturas.

Opacos (Ma): Ocorrem com formas quadráticas, euédricas a anédricas. As euédricas ocorrem dispersas na rocha enquanto as anédricas são principalmente nas clivagens das micas.

AA-66

Classificação: Biotita-monzogranito milonitizado

Descrição:

Rocha inequigranular, onde cristais de feldspatos ocorrem com uma matriz composta predominantemente de quartzo e biotita. É possível identificar uma sutil fabrica C/S com bandas de cisalhamento tipo C' inferindo cinemática destal (Fig. 66). São possivelmente protomilonitos, com textura manto núcleo nos cristais de quartzo e feldspatos.

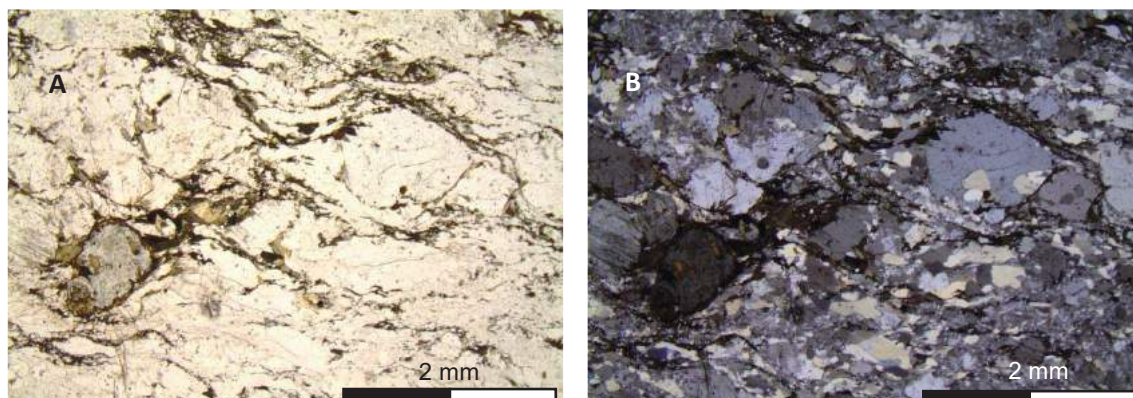


Figura 66: Trama C/S, inferindo cinemática destal, caracterizada por cristais de micas e quartzos recristalizados a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta por:

Qtz	Kf	Pl	Bt	Ep	Opc	Ap	Rut
37	14	22	20	3	2	1	0,5

Mineralogia, textura e estrutura:

Quartzo (Me): Ocorrem bastante deformados, recrystalizados como fitas, com *bulging* e extinção ondulante (Fig. 67). O quartzo ocorre como matriz, moldando-se nos outros minerais. Existe também um quartzo mais fino, gerado pela milonitização da rocha, que acompanha os cristais de biotita.

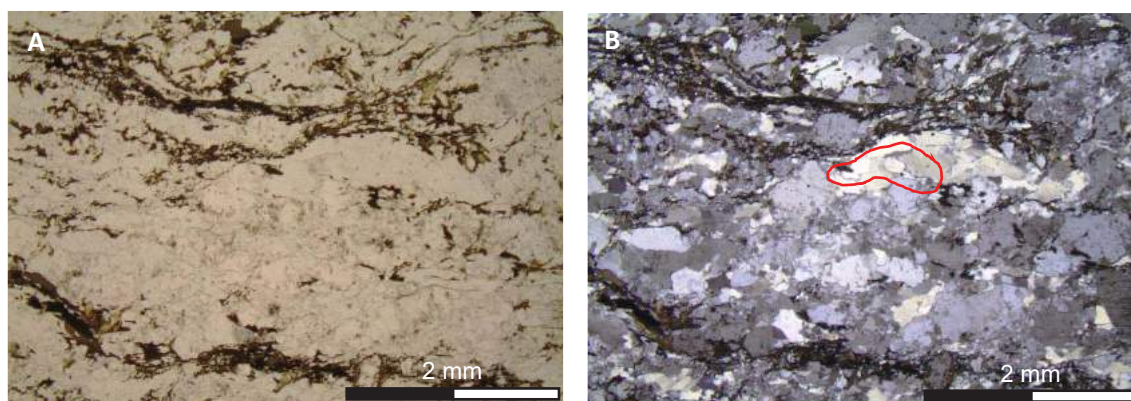


Figura 67: Cristais de quartzo recrystalizados como fitas, extinção ondulante e *bulging* (em vermelho) a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Feldspato Potássico (Me): São cristais xenomórficos que ocorrem menores que os cristais de plagioclásio (com raras exceções). São microclinas e pertitas às vezes com mirmequitas associadas. Estes cristais estão recrystalizados com manto-núcleo (Fig. 68) e com bordas de mirmequitas. Às vezes é possível encontrar grandes cristais com cauda de recrystalização de mica.

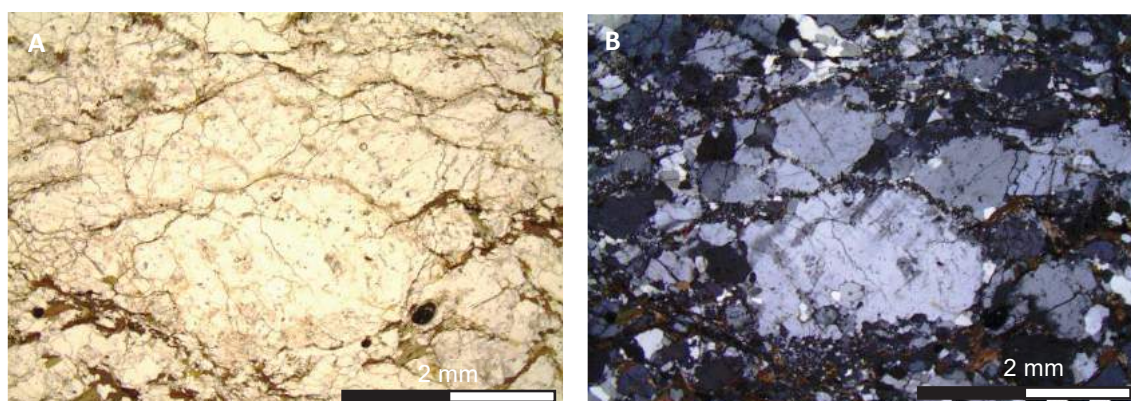


Figura 68: Porfiroclastos de microclina com textura manto núcleo a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Plagioclásio (Me): São cristais xenomórficos, apresentando maclas de deformação e textura manto-núcleo, é comum encontrar cristais de biotitas preenchendo fraturas e clivagens e cristais

com zanação (inferindo resquício ígneo). Nas regiões mais deformadas este mineral ocorre como *augens* simétricos (Fig. 69).

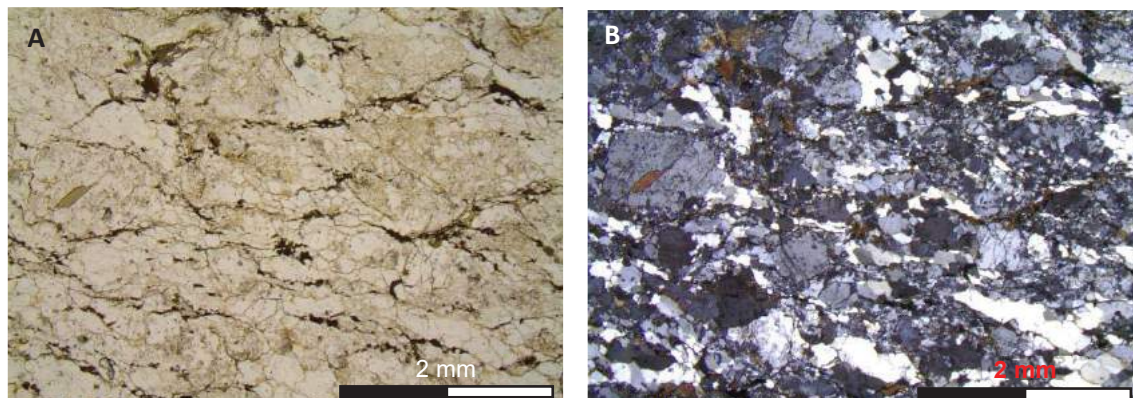


Figura 69: Cristais de feldspato plagioclásio com sombra de pressão e textura manto núcleo a polaróides paralelos e cruzados.

Biotita (Me): Ocorrem em dois tipos, o primeiro como cristais maiores pouco deformados, seguindo a foliação da rocha, com inclusões de epidoto e como cauda de recristalização de alguns minerais. Já o segundo é bastante deformado, são pequenos grãos de biotita gerados pela milonitização, que preenche vazios em feldspatos.

Epidoto (Ma): Ocorrem como formas de allanita e epidoto, estão associados as micas e inclusas em feldspatos.

Opacos (Ma): São pequenos grãos associados a biotita, nas suas clivagens ou dispersos na rocha às vezes como pequenos grãos prismáticos.

Amostra: AA-68

Classificação: Biotita ortognaisse milonitizado

Descrição:

Ortognaisse inequigranular milonitizado, apresentando porfiroclastos de feldspatos numa matriz mais fina de quartzos e micas. Apresenta diversas texturas de deformação dúctil, como fabricas C/S com bandas de cisalhamento tipo C' (trouw *et al* 2010) inferindo cinemática destrai (Fig. 70), cauda de recristalização (biotitas em feldspatos), sombra de pressão e *augens* de feldspato, as rúpteis são feldspatos fraturados.

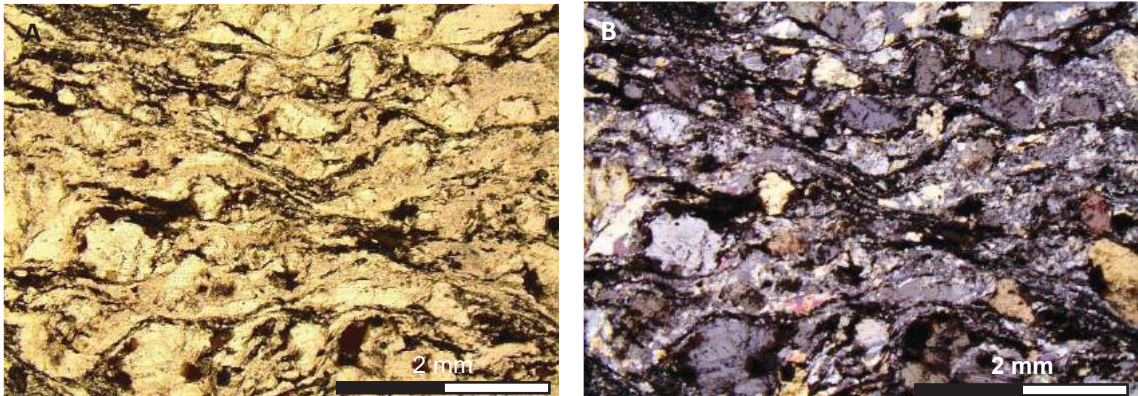


Figura 70: Trama S-C, com bandas de cisalhamento tipo C', inferindo cinemática destal a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta por:

Qtz	Kf	Pl	Bt	Opc	Ep	Ttn	Zr	Chl
32	11	33	20	2	1	1	0	0

Mineralogia, textura e estrutura:

Quartzo (Me): Ocorrem tanto como pequenos agregados recrystalizados na matriz e como fitas alongadas com mesma direção da foliação (Fig. 71). A recrystalização ocorre principalmente por rotação de subgrão

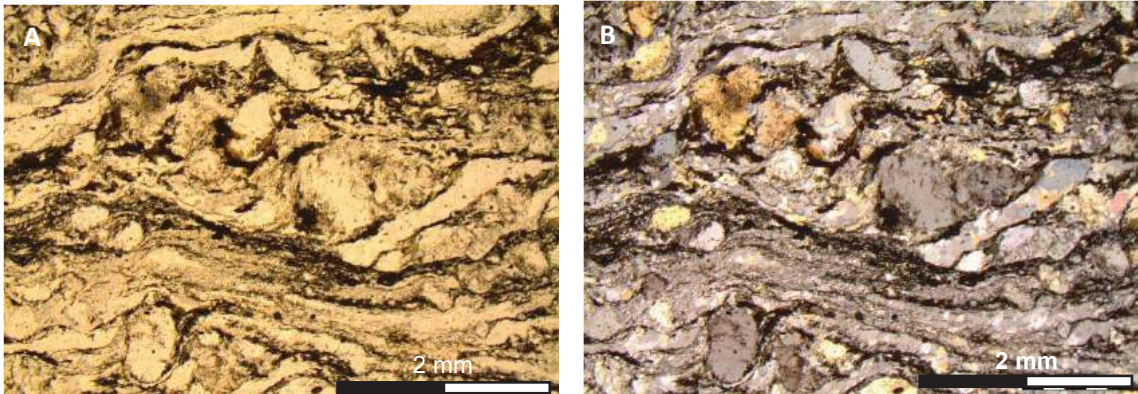


Figura 71: Cristais de quartzo recrystalizados em formas de fita a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Feldspato Potássico (Me): Ocorrem como grãos xenomórficos, com pertitas e recrystalizados, formando *augens* destrais às vezes com sombra de pressão.

Plagioclásio (Me): São grãos xenomórficos que apresentam-se com maclas de deformação, geminação dobrada, com recrystalização gerando mirmequitas. É comum encontrar cristais fraturados, rotacionados, com bordas cominuídas (manto núcleo), formando *augens* destrais, cauda de recrystalização e sombra de pressão (Fig. 72).

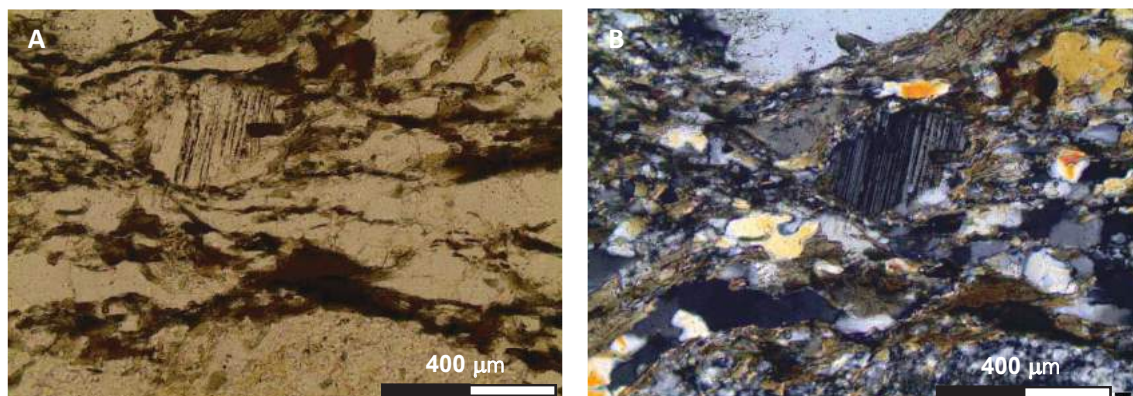


Figura 72: Cristal de feldspato plagioclásio formando augen destal e com sombra de pressão a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Biotita (Me): Ocorrem tanto recrystalizadas como uma massa fina na matriz da rocha quanto como cristais maiores, alongados seguindo a foliação da rocha. Inclui minerais como titanita e epidoto. Em suas clivagens e em suas bordas é possível de ver opacos.

Opacos (Ma): Ocorrem em pouca quantidade na rocha, normalmente em forma de alteração das titanitas e biotitas, tendo a forma destes minerais.

Epidoto e titanita (Ma): São pequenos cristais prismáticos dispersos na rocha, dentre os minerais do grupo do epidoto encontra-se allanita.

Amostra AA-70 A

Classificação: Ortognaisse diorítico milonitizado

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica com cristais de plagioclásio que chegam até 0,4 mm, numa matriz composta de quartzo (<0,1mm), hornblenda (0,2mm) e biotita (<0,1). Tem bandamento composicional, onde apresenta níveis ricos em hornblendas e outros ricos em plagioclásio + quartzo (Fig. 73). Apresenta-se foliada, com orientação marcada pelos cristais de hornblenda, micas e alongamento de feldspato e quartzo, trama S-C, caracterizada por micas moldando os cristais de feldspato e hornblenda (Fig. 74), além de ocorrer milonitizada, sendo possível encontrar textura manto núcleo nos feldspatos, *augens* e cauda de recrystalização que inferem a cinemática destal. Como estruturas rúpteis foram vistos *pull-apart* em feldspatos e fraturamento de grãos.

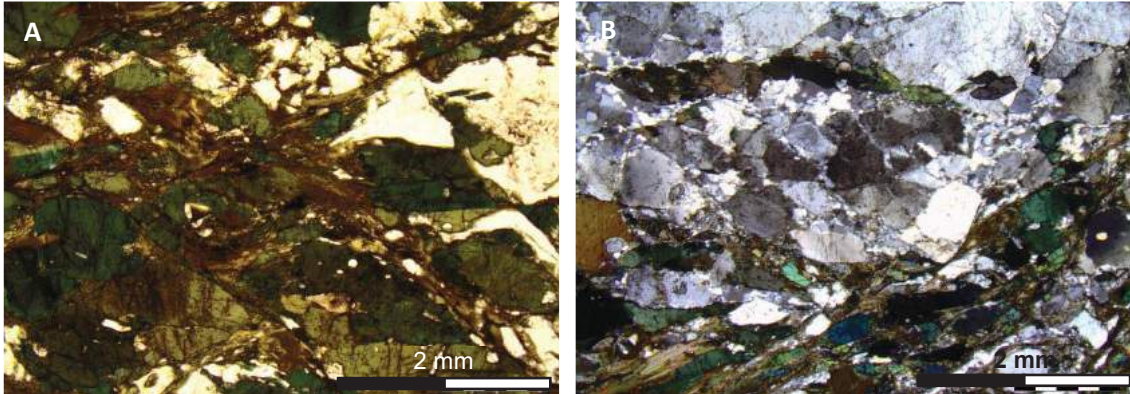


Figura 73: (A) Trama S-C, caracterizada por grãos de mica bordejando os cristais de hornblenda e (B) bandamento composicional, onde ocorre níveis quartzo-feldspáticos milimétrico e níveis ricos em hornblenda.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	Hbl	Bt	Ttn	Rut	Ep	Opc	Ap
10	20	45	15	3	1	1	1	1

Mineralogia, textura e estrutura:

Quartzo: Ocorrem xenomórficos, recristalizados por rotação de subgrão.

Plagioclásio: São cristais xenomórficos, às vezes recristalizados, gerando cauda de recristalização e textura manto núcleo. Tem maclas de deformação, microfraturamentos, dobramentos nas geminações, zonação concêntrica e às vezes em forma de *augens*.

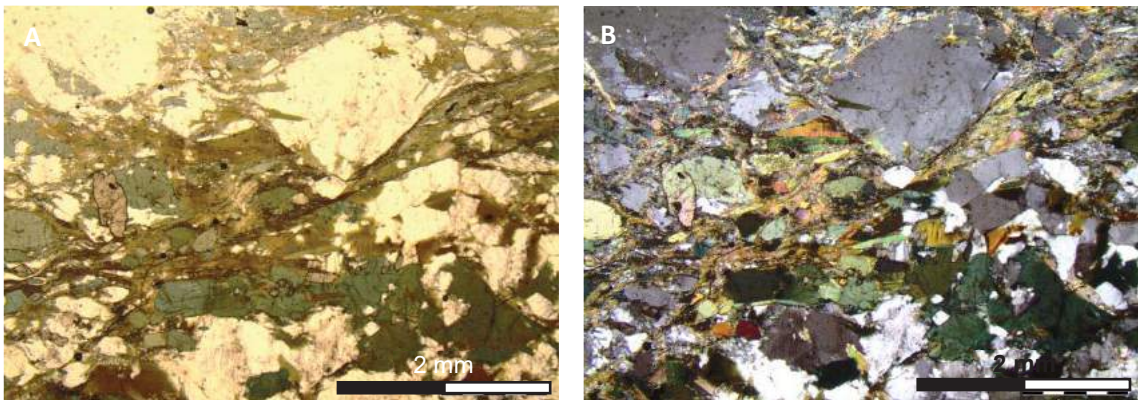


Figura 74: Cristais de feldspato plagioclásio em forma de *augens* e com sombra de pressão a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Hornblenda: São cristais subidiomórficos a xenomórficos, que ocorrem predominantemente deformados formando *augens* (Fig. 75). Ocorre sempre associado com biotita e às vezes com a biotita em clivagens e fraturas.

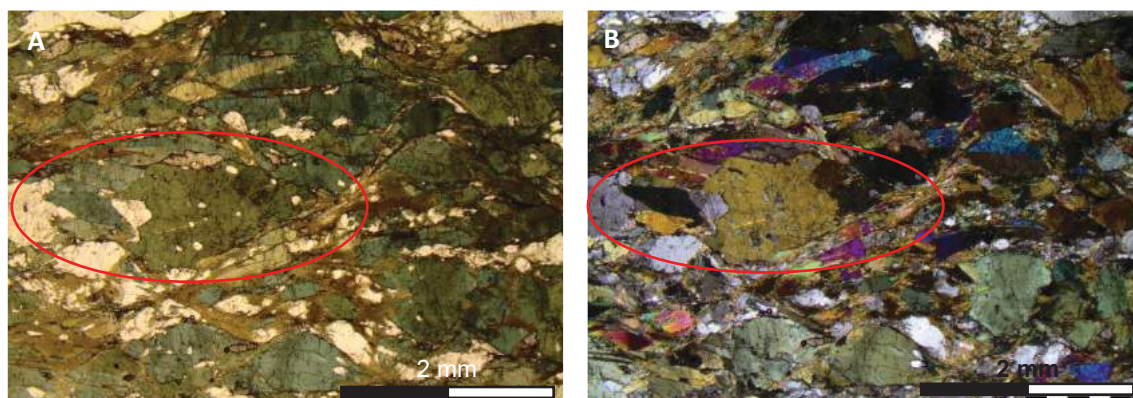


Figura 75: Cristais xenomórficos de hornblenda formando *augens* a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Biotita: As micas ocorrem tanto como uma massa fina, envolvendo os cristais de feldspatos e plagioclásio ou como cristais maiores seguindo a foliação da rocha. O componente “S” da trama S-C é composto principalmente desta mica mais fina, enquanto que o “C” é das micas maiores.

Ttn / Rut: São cristais idiomórficos a subidiomórficos, que ocorrem dispersos na rocha. É comum ocorrer associado a opacos e com alterações para rutilo.

AMOSTRA: AA-70B

Classificação: Biotita granodiorito milonitizado.

Descrição:

Rocha inequigranular de granulação fina, completamente milonitizada, apresentando minerais cominuídos (manto-núcleo) e recrystalizados. A foliação da rocha é definida pelos cristais de biotita, quartzo recrystalizado e pelo alongamento dos cristais de feldspato (Fig. 76).

É essencialmente constituída por feldspatos (majoritariamente plagioclásio) em tamanhos $\leq 1\text{mm}$, quartzo e biotita submilimétricos. Seus minerais acessórios são mica branca, epidoto, titanita, rutilo, apatita, zircão e minerais opacos e os secundários são mica branca (produto da sericitização dos feldspatos) e clorita (cloritização).

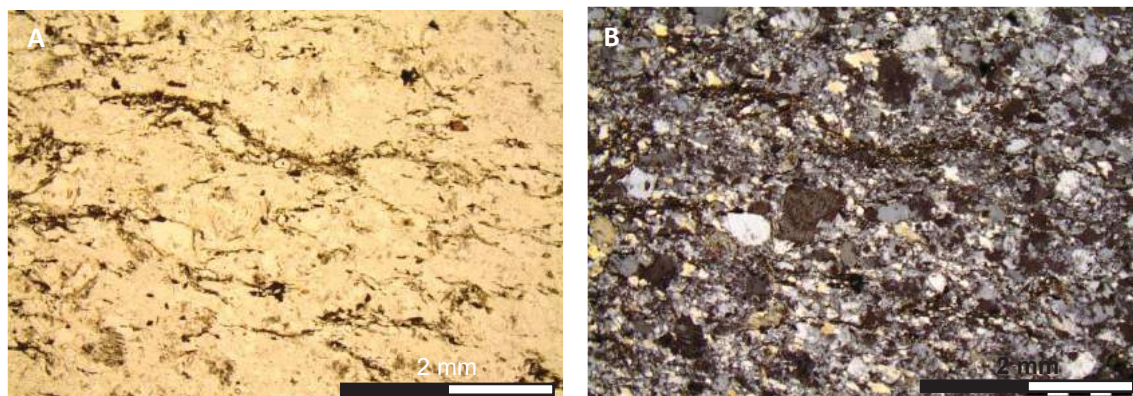


Figura 76: Textura inequigranular fina da rocha, com cristais de feldspato cominuidos que chegam a no máximo 1mm, e foliação gerada pela orientação destes cristais, juntamente com a mica. (A) Polaroides paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Kfs	Pl	Bt	Chl	Mb	Ep	Ttn	Rt	Ap	Zr	Opc
42	5	34	9	1	1	2	1	<1	1	1	3

Características minerais, texturas e estruturas:

Quartzo (Me): Xenomórfico, ocorre em granulação mais fina do que os feldspatos e recrystalizados. Apresentam extinção ondulante e formação de subgrão. Orienta-se juntamente com a biotita.

Feldspato potássico (Me): São xenomórficos e com formação de pertitas.

Plagioclásio (Me): São xenomórficos, com inclusões de biotita subidiomórfica. Percebe-se processos de alteração por sericitização (produção de flocos de mica branca, principalmente ao longo dos planos de geminação) e argilização (feldspatos com aspecto turvo). Nos cristais deformados percebe-se *augens*, sombra de pressão e manto núcleo (Fig. 77).

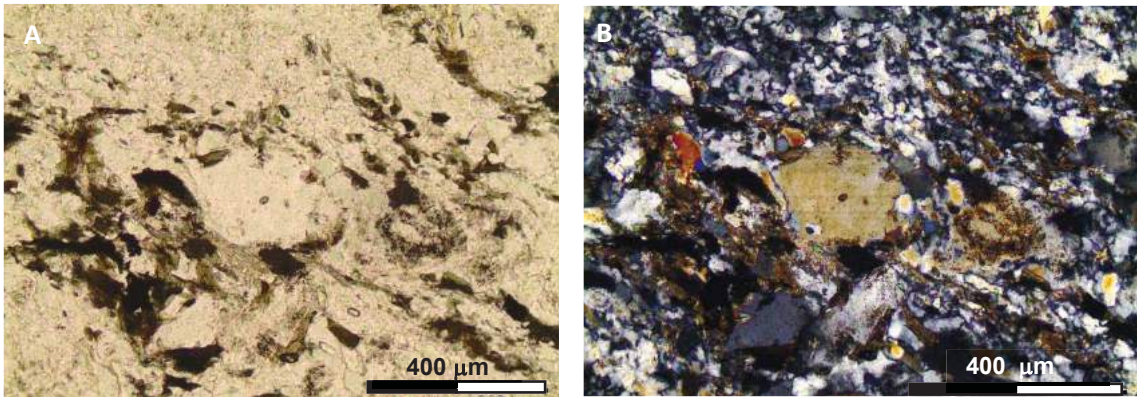


Figura 77: Cristal subidiomórfico de plagioclásio com sombra de pressão a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Clorita (Ms): São cristais xenomórficos ocorrendo nas bordas dos grãos de biotita, como produto de alteração. Raramente em grãos maiores.

Mica Branca (Ms): Subidiomórfica, associada e orientada juntamente com a biotita, mas também xenomórfica como produto de alteração dos feldspatos por sericitização (menos frequente de ocorrer nesta forma).

Biotita (Ma): Varia de verde claro amarelado a verde escuro amarronzado, sendo subidiomórfica. Encontra-se alterada por cloritização, e também em associação com minerais do grupo do epidoto (Fig. 78) além de minerais opacos.

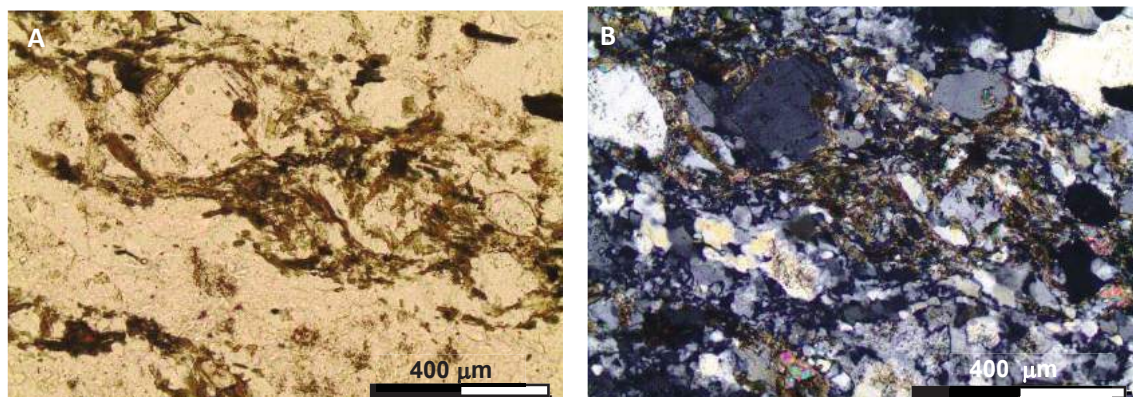


Figura 78: finos cristais de biotita associados que englobam epidoto a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Epidoto (Ma): Variam de subidiomórficos a xenomórficos, são de incolores a levemente esverdeados. Ocorrem aleatoriamente orientados, porém distribuídos associadamente a biotita. Neste grupo inclui-se grãos de allanita com coroa de epidoto, às vezes com presença também de minerais opacos em suas bordas.

Titanita (Ma): Variando de idiomórfica a subidiomórfica, com orientação e distribuição aleatórias na seção.

Rutilo (Ma): Xenomórfico incluso em grão de feldspato.

Apatita (Ma): Cristais euédricos, ocorrendo em prismas.

Zircão (Ma): Variando de idiomórfico a subidiomórfico, com orientação e distribuição aleatórias.

Opacos (Ma): De subidiomórficos a xenomórficos, orientados aleatoriamente. Pode ocorrer com epidoto ou biotita em suas bordas.

Amostra: AA-70C – Calciossilicática

Classificação: Calciossilicática

Fácies: anfibolito

Descrição:

Aparentemente a lâmina apresenta um contato entre uma rocha calciossilicática e diorítica. A rocha é inequigranular, onde cristais de epidoto e piroxênio ocorrem dispersos mas com orientação gerada pela direção de crescimento (Fig. 79 A e B). Apresenta leve deformação, apresentando quartzos deformados, recrystalizados e com cominuição de minerais apenas no contato entre os níveis dioríticos e calciossilicáticos (Fig. 79 C e D).

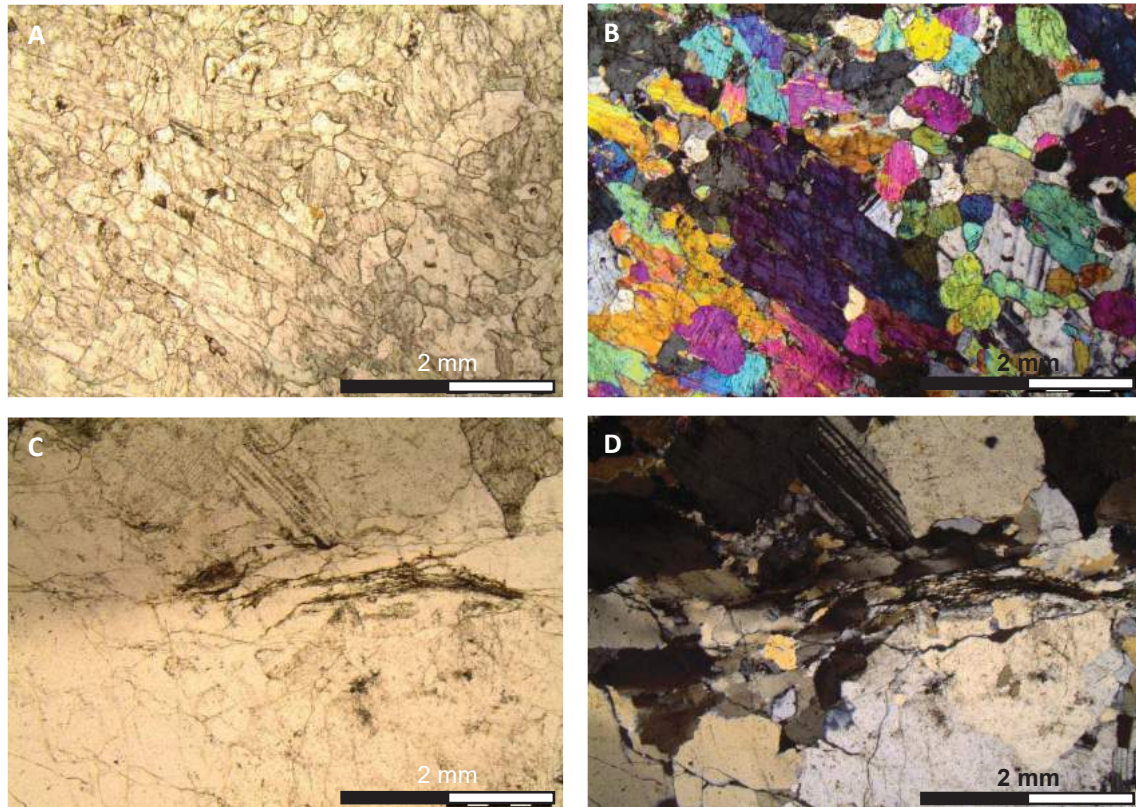


Figura 79: (A e B) Orientação de crescimento dos minerais calcissilicáticos e (C e D) cisalhamento dos cristais de quartzo no contato entre o nível feldspático e calssilicático. (A e C) Polaróides paralelos e (B e D) cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	Ep	Hdb	Ttn	Act /Trem	Opc
10	25	25	30	4	5	1

Característica mineral, textura e estrutura:

Quartzo: Sua ocorrência é predominantemente entre o contato da rocha calciossilicática e diorítica. São cristais xenomórficos, com extinção ondulante, recrystalizados chegando a apresentar *bulging* (Fig.80).

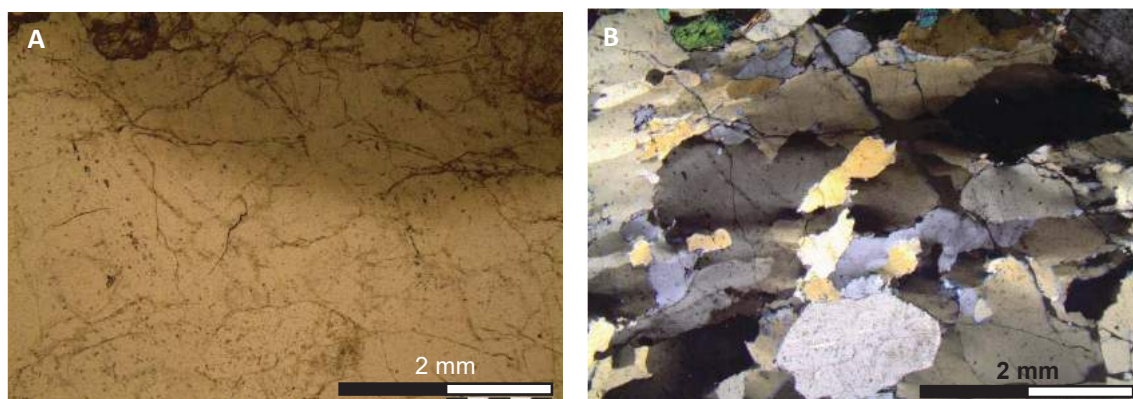


Figura 80: Cristais de quartzo apresentando extinção ondulante e bulging a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Plagioclásio: Ocorre em pouca quantidade na parte calciossilicática, são cristais subidiomórficos a xenomórficos que podem chegar a 0,5 mm. Apresentam-se com dobras em suas maclas, microfraturamentos (Fig. 71), leve alteração sericitica e fraturas preenchidas por clorita?

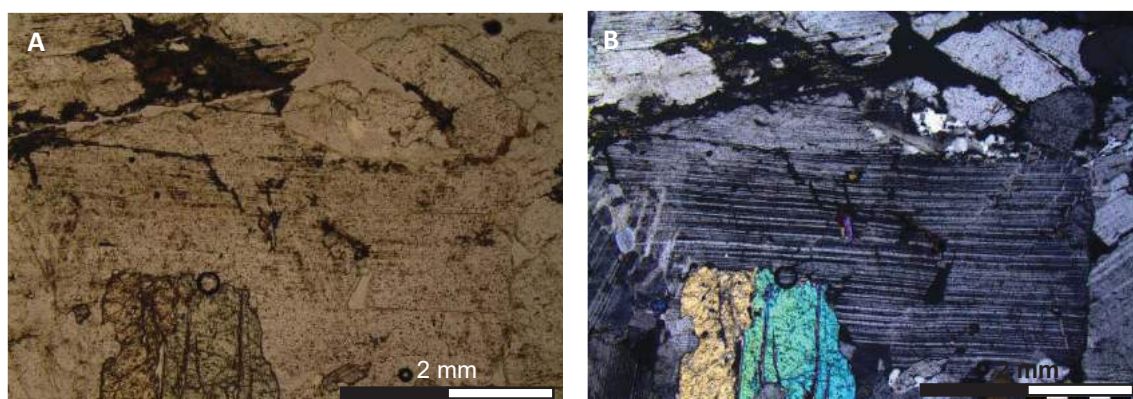


Figura 81: Cristais de feldspato apresentando microfraturamentos a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Epidoto: São cristais xenomórficos a subidiomórficos que ocorrem com crescimento alongado em direção ao contato das rochas.

Hedembergita: São cristais subidiomórficos, que apresentam-se alongados, com exsoluções de ortopiroxênio? e apresentando maclas.

Titanita: São cristais idiomórficos que ocorrem dispersos na rocha, às vezes com maclas (Fig. 72).

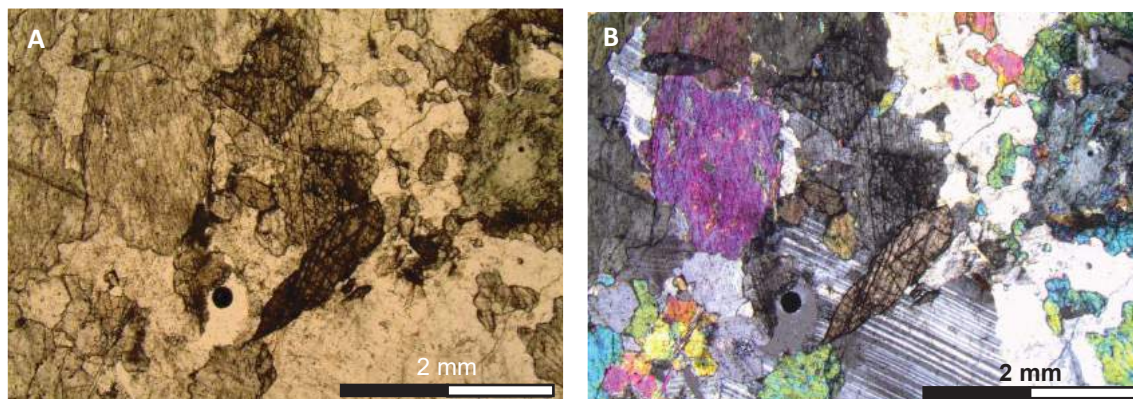


Figura 82: Cristais subédricos de titanita com maclas a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Tremolita/Actinolita: São cristais idiomórficos com formas losangulares, que ocorrem dispersos na rocha.

Opacos: Ocorrem predominantemente nas maclas das titanitas.

AMOSTRA: AA-71

Classificação: Monzogranito milonitizado

Descrição:

Rocha inequigranular de granulação fina. Alguns cristais de feldspato (a maioria feldspato alcalino) se destacam em tamanho, mas a textura não chega a ser porfiroclástica (Fig. 73). Observa-se orientação preferencial pelos minerais placosos e quartzo recrystalizados.

É essencialmente constituída por feldspato alcalino, plagioclásio, quartzo e os minerais do grupo das micas, este último, junto com o quartzo, confere uma orientação à amostra. Seus minerais acessórios são clorita, epidoto e minerais opacos. E sua mineralogia secundária é composta por clorita, como produto da cloritização da biotita, e mica branca, da alteração dos feldspatos por sericitização.

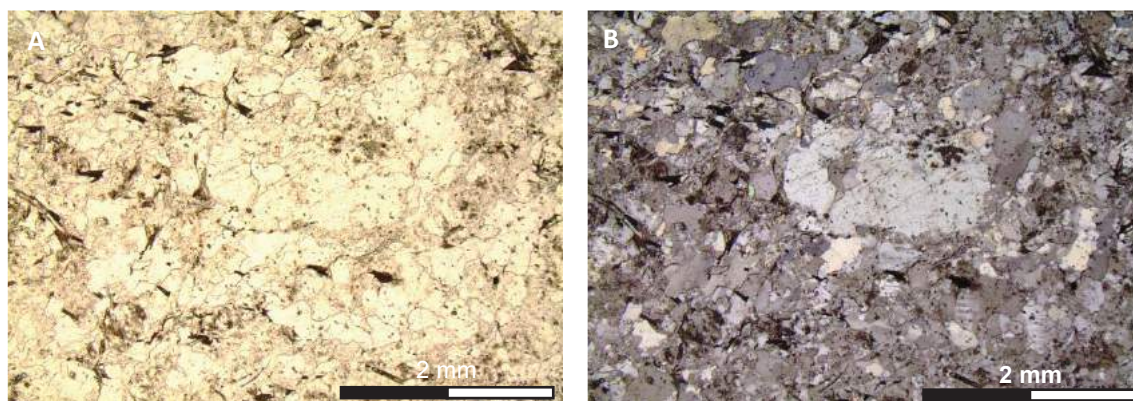


Figura 83: Textura da rocha, com grande cristal de feldspato alcalino numa matriz mais fina a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Qtz	Kfs	Pl	Bt	Mb	Chl	Ep	Opc
30	34	18	5	10	1	1	1

Quartzo (Me): Ocorre recrystalizado, com texturas como extinção ondulante, formação de subgrão e de bandas de deformação. São xenomórficos e em granulação mais fina do que os feldspatos. Encontram-se orientados juntamente com os minerais do grupo das micas.

Feldspato Alcalino (Me): Ocorrem xenomórficos, $\leq 2\text{mm}$ e são os mais abundantes no grupo dos feldspatos. Podem ocorrer com formação de exsolução (pertita) e textura manto núcleo. Inclusões de biotita, mica branca e epidoto podem ser identificadas.

Plagioclásio (Me): Ocorre xenomórfico, um pouco menor do que os feldspatos alcalinos. Também ocorrem com textura manto núcleo, além de fraturamento de clivagens. Inclusões de biotita, mica branca e epidoto podem ser identificadas. Há presença de mirmequitas e são mais argilizados do que os feldspatos alcalinos. Os feldspatos ocorrem no geral alterados pelos processos de sericitização, possuindo flocos de mica branca, e argilização, o que deixa os grãos com aspecto turvo. Encontram-se bordejados por minerais do grupo das micas e também podem ocorrer fraturados ou em granulação mais fina, submilimétrica e recrystalizadas.

Biotita (Ma): Como um dos minerais essenciais, encontra-se subidiomórfica e orientada, variado de marrom-escuro avermelhado a marrom-claro amarelado. Em grãos de até 1mm de comprimento, podem estar associadas a minerais opacos e do grupo do epidoto.

Mica Branca (Ma): Ocorre geralmente subidiomórfica, orientada junto com a biotita, associada ou não à biotita, podendo conter inclusão de epidoto. Quando associada, biotita ocorre ao longo de suas bordas e clivagens. Podem também ocorrer como produto de alteração dos feldspatos. Em alguns grãos há formação de mica *fish* indicando cinemática destrai. Ocorrem em granulometria mais grossa do que a biotita, com grãos de até 2mm.

Clorita (Ms): Em grãos subidiomórficos, pode estar associada à biotita ou não, quando associada, é provável resultado de cloritização da mesma.

Epidoto (Ma): Variando de incolor a verde claro-amarelado, encontram-se com formas subidiomórficas a xenomórficas (arredondados), aleatoriamente distribuídos e não orientados, frequentemente associados aos minerais do grupo da mica.

Minerais Opacos (Ma): Com formas subidiomórficas a xenomórficas, podendo também ocorrer com formas finas e alongadas, ocorrem aleatoriamente distribuídos e não orientados, às vezes associados aos minerais do grupo da mica.

Amostra: AA-74

Classificação: Biotita-muscovita quartzito

Descrição: Quartzito com níveis de muscovita e biotita, apresentando foliação definida por quartzos recrystalizados alongados e micas (Fig. 74A e B). O quartzo ocorre principalmente com extinção ondulante e às vezes como finos cristais recrystalizados por rotação de subgrão. As micas ocorrem às vezes dobradas como *mica-fish* (Fig. 74 C e D).

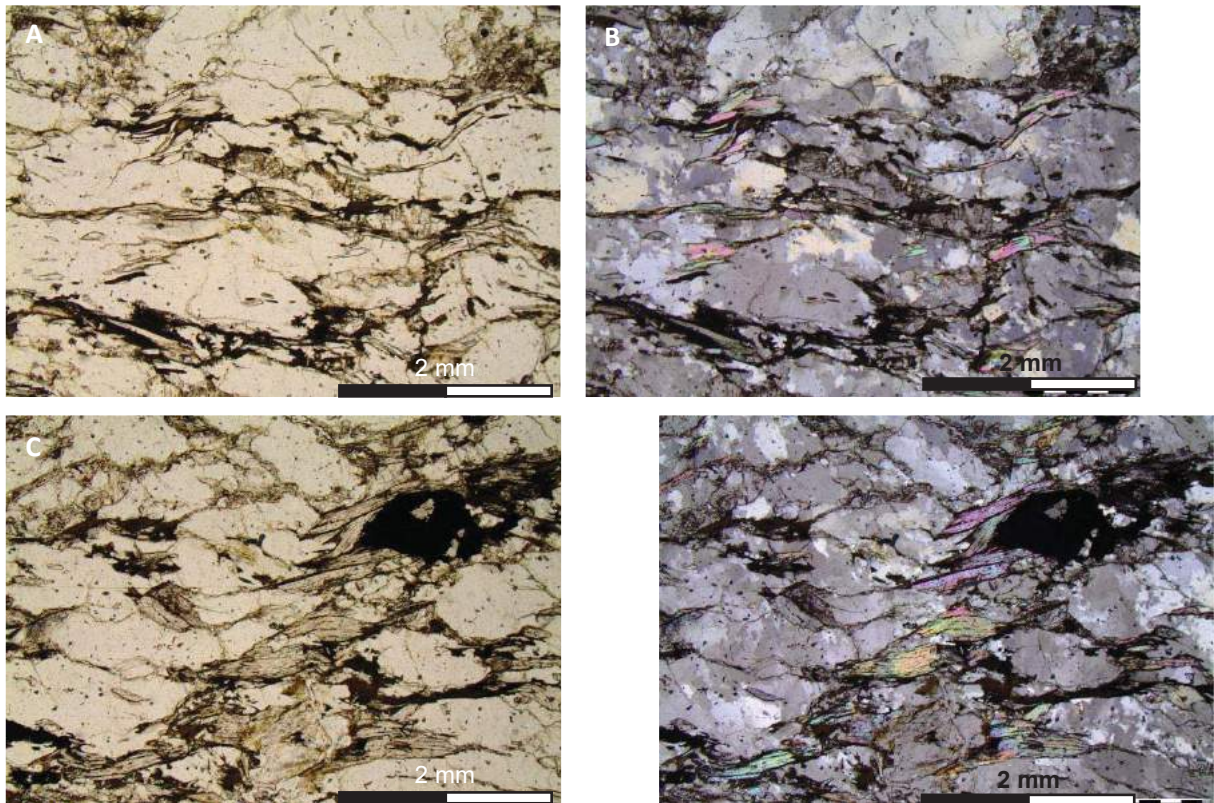


Figura 84: Foliação da rocha caracterizada pelos níveis de mica e orientação dos quartzos e micas dobradas *mica-fish*. (A e C) Polaróides paralelos e (B e D) cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Mb	Bt	Opc	Ep
-----	----	----	-----	----

75	13	7	4	1
----	----	---	---	---

Amostra: AA-75

Classificação: Muscovita quartzito (ultramilonito)

Descrição:

Ultramilonito composto por níveis de quartzo e mica branca. A foliação da rocha é caracterizada pelos quartzos recristalizados em formas de fitas, juntamente com as micas brancas (Fig. 75).

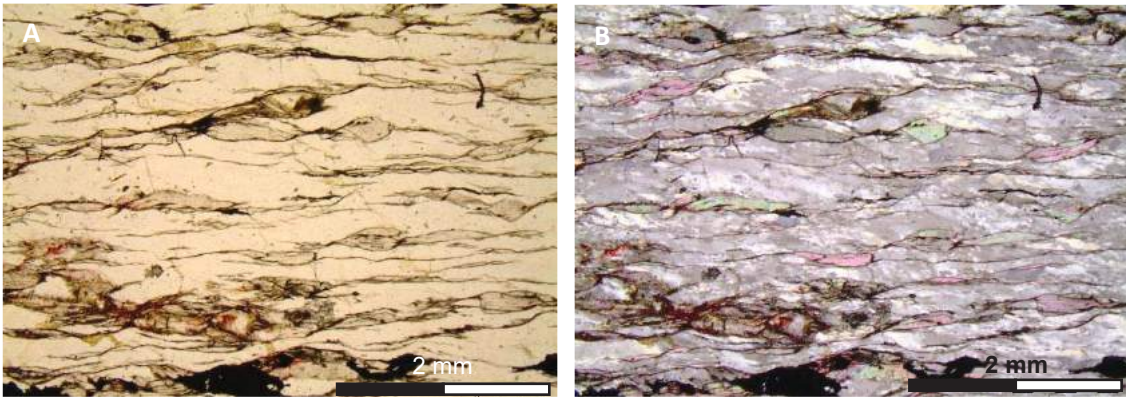


Figura 85: Muscovita quartzito foliado, apresentando orientação de mica e fitas de quartzo a polaróides paralelos e cruzados.

As micas ocorrem em formas de *mica-fish* (Fig. 76), inferindo cinemática dextral, muitas vezes com inclusões de opacos e com epidoto.

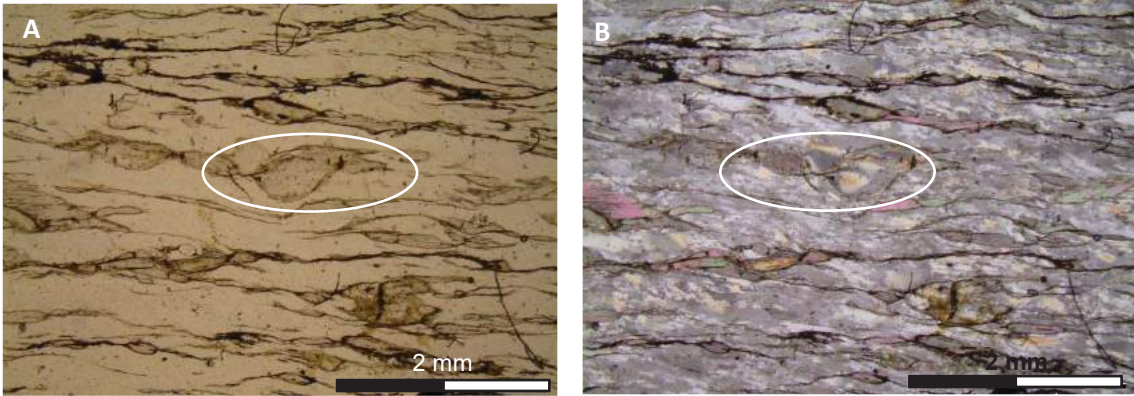


Figura 86: Cristais de mica branca deformadas formando *mica-fish*. A polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Wm	Ep	Opc
77	18	1	4

Amostra: AA-79

Classificação: Biotita granodiorito com hornblenda

Descrição:

Rocha equigranular fina pouco deformada, apresentando forte foliação marcada pelos minerais micáceos com sutil trama S-C (Fig. 77). Apresenta um fino bandamento composicional composto de níveis milimétricos ricos em quartzo e feldspato seguidos de níveis de ricos em biotita e hornblenda.

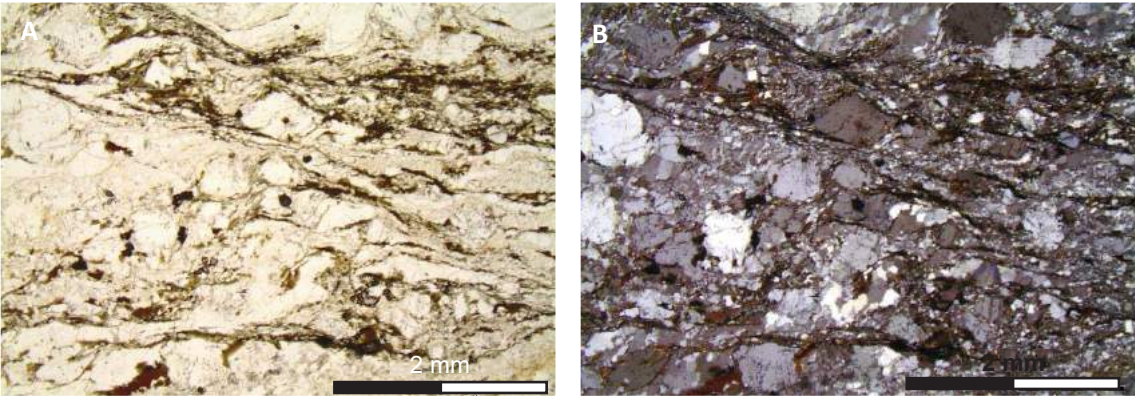


Figura 87: Foliação da rocha, apresentando trama S-C, caracterizada por cristais de mica bordejando cristais de feldspato.

Mineralogia:

Qtz	Pl	K-f	Hbl	Bt	Ep	Opc	Carb	Ap	Rut
25	41	10	5	12	7	2	1	1	1

Características minerais, texturas e estruturas:

Quartzo (Me): São grãos subidiomórficos a xenomórficos, que apresentam extinção ondulante, às vezes recrystalizados em formas de fitas alongadas seguindo a foliação da rocha (Fig. 78).

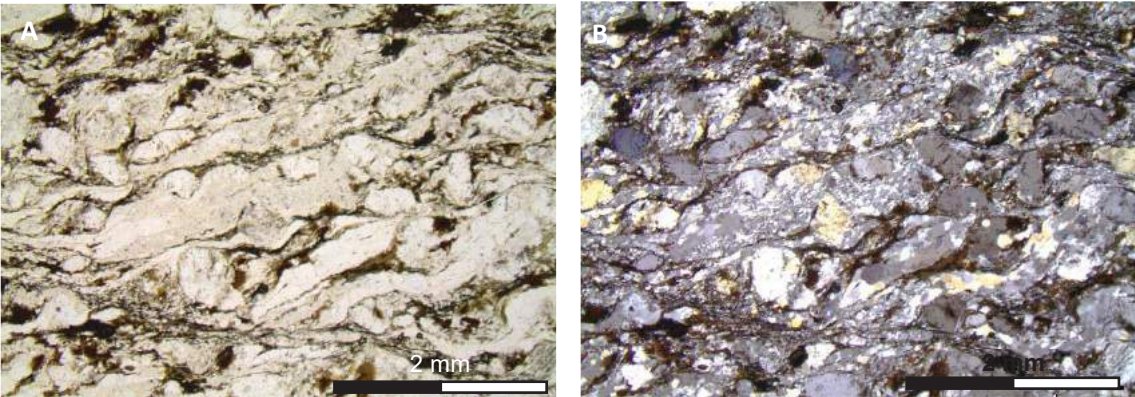


Figura 88: Cristais de quartzo recrystalizados em formas de fita alongados seguindo a foliação da rocha a polaróides paralelos e cruzados.

Plagioclásio (Me): São grãos predominantemente subidiomórficos que ocorrem com extinção concêntrica, maclas e encurvamentos em suas geminações, microfraturamentos e saussuritização (Fig. 79).

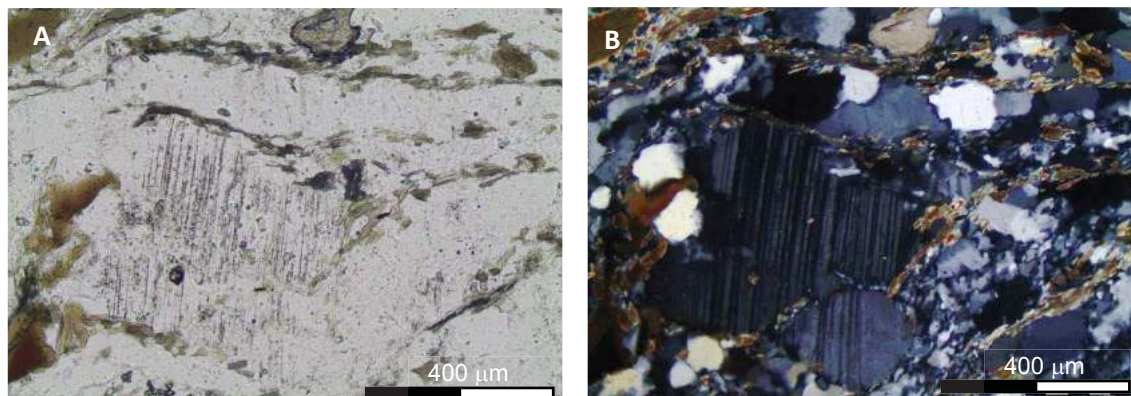


Figura 89: Cristais de feldspato plagioclásio deformados e sericitizados a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Feldspato potássico (Me): assim como os plagioclásios, ocorrem como grãos subidiomórficos, em formas de pertitas, com mirmequitas e alteração sericitica.

Biotita (Me): Ocorrem como pequenos grãos subédricos alongados produzindo a foliação e o bandamento da rocha. Às vezes inclui minerais como epidoto e alanita e sofre alteração em suas clivagens de opacos.

Hornblenda (Ma): São cristais subédricos que ocorrem dispersos na rocha, é comum encontrar com textura simplectítica e envolta de epidotos (Fig. 80).

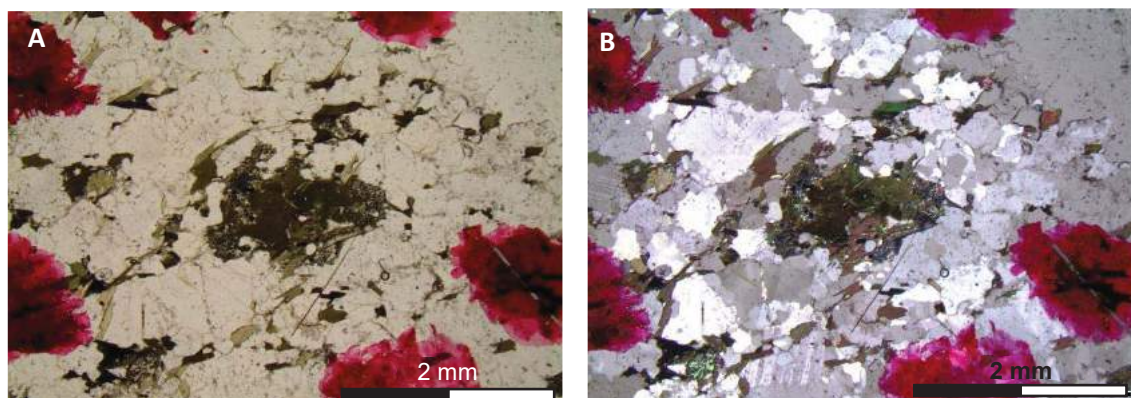


Figura 80: Cristais subédricos de hornblenda com textura simplectítica a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Epidoto (Ma): Ocorrem como clinozoisita, allanita (com bordas de epidoto), e epidoto. Ocorrem tanto como alteração, gerados por saussuritização. São cristais euédricos dispersos na rocha às vezes inclusas na biotita.

Opacos (Ma): São euédricos a anédricos, ocorrendo dispersos na rocha e em clivagens de biotitas respectivamente às vezes associados ao rutilo.

Carbonato (Ms): Gerados por saussuritização dos feldspatos.

Amostra: AA-80

Classificação: Biotita-sienogranito

Descrição:

Rocha inequigranular, apresentando porfiroclastos de feldspatos dispersos numa matriz mais fina composta de quartzo e biotita. Os porfiroclastos dominantes são de feldspatos potássicos, chegam até 1,3 cm, e ocorrem em forma de microclina e ortoclasio, enquanto que os plagioclásios ocorrem com menores tamanhos chegando a 5 mm, dispersos na rocha. Tem orientação definida por cristais de feldspatos, e micas, que ocorrem alongados produzindo a foliação da rocha. Os cristais ocorrem levemente deformados, apresentando textura manto núcleo nos feldspatos, além de recristalização produzindo mirmequitas.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	K-f	Bt	Ep	Opc	Wm	Ttn	Chl	Rut	Carb
22	17	35	13	3	2	1	1	0	0	1

Característica mineral, textura e estrutura:

Quartzo (Me): Ocorrem com extinção ondulante, às vezes recristalizados formando finos cristais de quartzo, outras vezes apresentando textura *chess-board*. A recristalização ocorre por rotação de limite de grão.

Plagioclásio (Me): São cristais subidiomórficos a xenomórficos que ocorrem com maclas de deformação, geminação dobrada, extinção concêntrica e zonação (Fig. 81). Alguns cristais ocorrem fraturados apresentando micas (sericita e biotita) em suas fraturas.

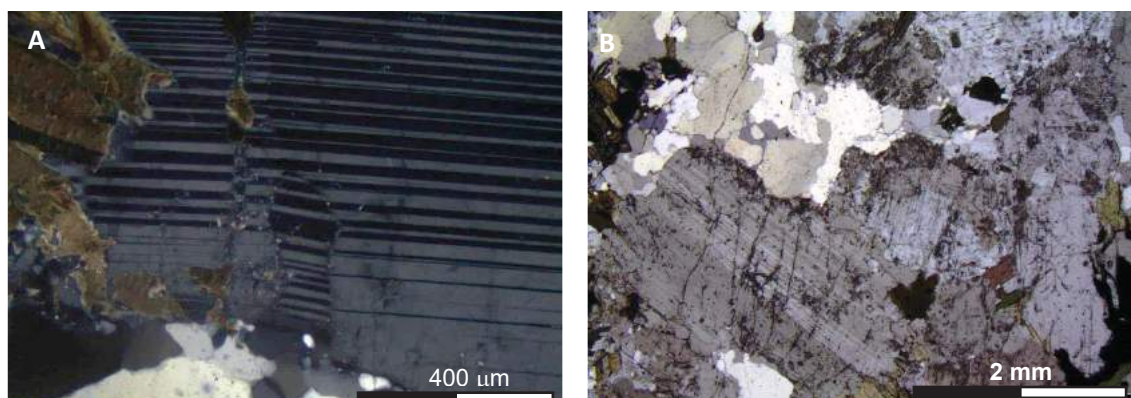


Figura 81: Cristais de feldspato plagioclásio microfraturados, com macla de deformação e sericitização a polaroides cruzados.

Feldspato potássico (Me): São cristais xenomórficos a subidiomórficos, que ocorrem como formas de ortoclásio e microclina. É comum ocorrer pertitas e mirmequitas, muitas vezes relacionadas com a recristalização. Como minerais de alteração é comum encontrar sericitização.

Biotita (Ma): Ocorrem de xenomórficas a subidiomórficas, com pleocroísmo de castanho a levemente esverdeado, apresentando inclusões de epidoto e opacos em clivagens,

Opacos (Ma): Ocorrem em duas fases, euédricos dispersos na rocha e aciculares em clivagens de biotitas, ou provindas de alterações em titanitas.

Epidoto (Ma): São cristais subédricos a euédricos, que ocorrem associados a biotita. Encontra-se em forma de epidoto, zoisita e alanita.

Amostra: AA-84A

Classificação: Biotita-monzogranito milonitizado

Descrição:

Rocha inequigranular com porfiroclastos de feldspato distribuídos aleatoriamente numa matriz composta de quartzos, feldspatos e micas. Os feldspatos potássicos são os porfiroclastos dominantes e chegam até 1 cm de comprimento. A rocha ocorre milonitizada, onde encontra-se além da textura manto núcleo nos feldspatos, grãos apresentando sombra de pressão, *augens* e cauda de recristalização, onde as micas moldam-se as bordas do grão e inferem cinemática destrai.

A foliação da rocha é dada tanto pela orientação das micas quanto pela recristalização do quartzo em formas de fitas, que às vezes moldam cristais de feldspatos e produzem a trama S-C.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	K-f	Pl	Bt	Opc	Wm	Ep	Ttn	Ap	Rut
29,5	25	22,5	13	4	2,5	1,5	1	1	1

Descrição mineral, textura e estruturas.

Quartzo (Me): São cristais xenomórficos que ocorrem recristalizados em formas de fitas predominantemente em direção da foliação da rocha. A recristalização ocorre principalmente por migração de limite de grão. Às vezes é comum encontra-lo entre grãos fraturados de feldspatos.

Feldspato Potássico (Me): São grãos xenomórficos, às vezes ocorrendo como porfiroclastos de até 1 cm. Ocorrem como microclinas e ortoclasio, com pertita e mirmequitas. Ocorrem deformados, com textura manto-núcleo, bordas com recristalização em mirmequitas, fraturas e alterações para sericita e argilitização. É possível encontrar cauda de recristalização, sombras de pressão e fraturas *pull-apart*.

Plagioclásio (Me): Grãos xenomórficos, formando porfiroclastos menores que os feldspatos potássicos. Ocorrem fraturados, com extinção concêntrica, maclas de deformação, recristalização manto-núcleo, com caudas de recristalização, sombra de pressão e *augens*. Encontra-se alteração sericitica e biotitas preenchendo fraturas no cristal.

Biotita (Me): Ocorrem orientados, formando a foliação da rocha, com tamanhos variados, passando de uma matriz fina (na parte mais deformada) para cristais subédricos preenchendo fratura de cristais. Apresenta-se com mica-*fish* e opacos nas clivagens.

Rutilo (Ma): Ocorrem associados aos grãos de titanita, são pequenos grãos subédricos.

Mica branca (Ms): São minerais de alteração, ocorrendo na geminação dos feldspatos, clivagens e fraturas.

Titanita (Ma): São grãos subédricos a euédricos que ocorrem dispersos na rocha às vezes com opacos associados.

Opacos (Ma): Ocorrem com formas quadráticas e triangulares, variam de euédricas a anédricas. As euédricas ocorrem dispersas na rocha enquanto as anédricas são principalmente nas clivagens das micas.

Amostra: AA-84B

Classificação: Sienogranito milonitizado

Descrição:

Rocha equigranular deformada composta por feldspato e quartzo. É possível encontrar trama S-C, composta de minerais recristalizados, cristais com sombra de pressão, *augens* destrais e quartzos fitados (Fig. 82).

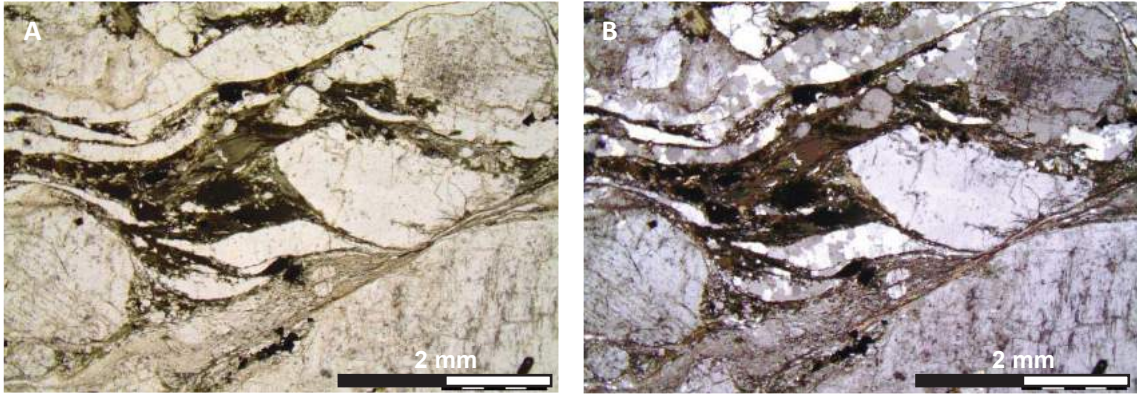


Figura 82: Monzogranito deformado, apresentando quartzo fitados e trama S-C, a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Pl	K-f	Bt	Opc	Wm	Ep
45	14	31	6	2	1	1

Descrição mineral, texturas e estruturas:

Quartzo (Me): São grãos xenomórficos recrystalizados às vezes como fitas, outras como uma matriz fina micrométrica.

Feldspato Potássico (Me): Ocorrem como pertitas e microclinas xenomórficas recrystalizadas, fraturadas e com mirmequitas em suas bordas. Às vezes forma *boudins*, *augens* e cauda de recrystalização (Fig. 83).

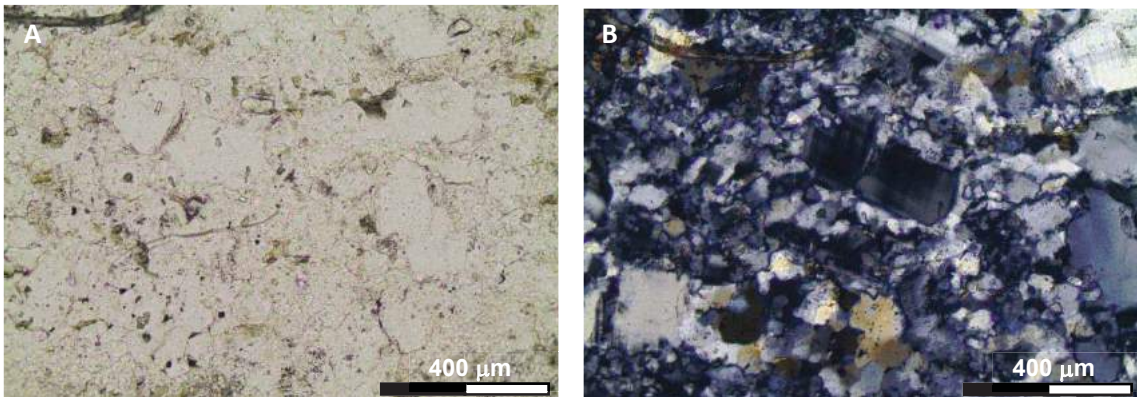


Figura 83: Cristais de feldspato microclina recrystalizado, apresentando textura mortar a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Plagioclásio (Me): Ocorrem com maclas de deformação, recrystalizados, fraturados às vezes com textura *pull-apart*, *boudins* e cauda de recrystalização (Fig. 84).

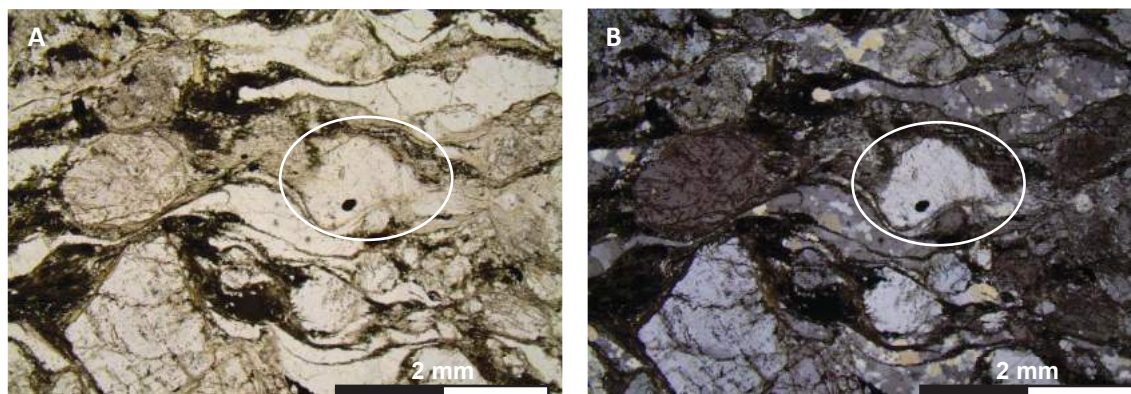


Figura 84: Cristal de feldspato formando *augen* e apresentando sombra de pressão a (A) polaroides paralelos e (B) cruzados.

Biotita (Ma): São pequenos cristais xenomórficos, às vezes orientados com a foliação da rocha.

Mica branca (Ms): Ocorre como processo de alteração, sendo encontrados em fraturas de feldspatos.

Epidoto (Ma): Ocorre em forma de allanita, subédricas dispersas na rocha.

Opacos (Ma): São grãos variando de subédricos a euédricos onde os subédricos ocorrem normalmente associados a biotita, enquanto os euédricos tem formas quadráticas e retangulares.

AMOSTRA: AA-85

Classificação: Monzogranito milonitizado

Descrição:

Rocha inequigranular porfirítica, possuindo matriz de granulação fina, composta por uma “massa” de agregados minerais como mica branca, clorita, biotita e rutilo (que também preenche as fraturas da rocha).

Em granulação um pouco mais grossa, observam-se grãos de epidoto ($\leq 1\text{mm}$), titanita ($\leq 1\text{mm}$), minerais opacos ($\leq 0,5\text{mm}$), rutilo ($\leq 1\text{mm}$) e fitas de grãos de quartzo alongados. Os porfiroclastos são compostos por grãos de feldspatos de até 0,5cm.

É comum encontrar feldspato com sombra de pressão, fraturados, formando *augens*, quartzo recristalizado formando fitas alongadas que, juntamente com as micas produzem foliação na rocha (Fig. 85).

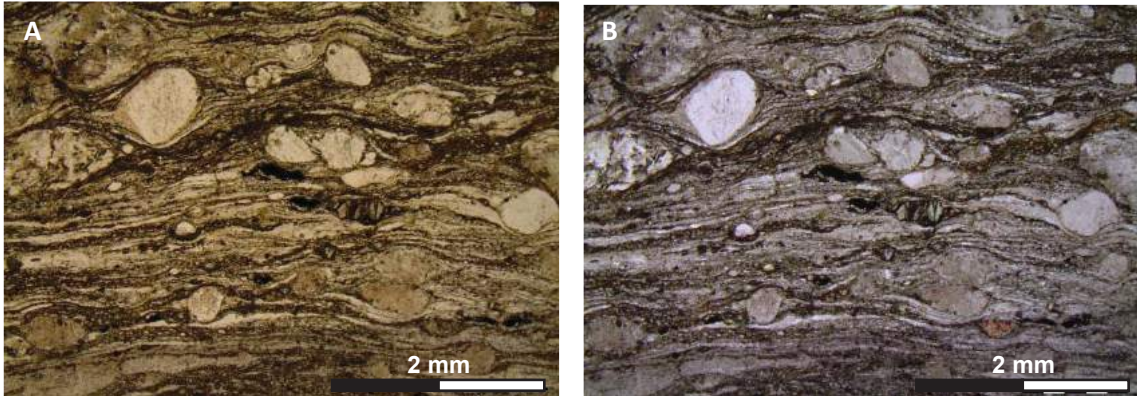


Figura 85: Monzogranito milonitizado apresentando porfiroclastos de feldspato, com sombra de pressão, fraturamento e *augens*, numa matriz fina composta de quartzo feldspato e mica a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

A “massa” de minerais finos formam aproximadamente camadas que se intercalam com as fitas de quartzo. A rocha ocorre bastante fraturada, e observa-se minerais opacos e oxidos preenchendo as fraturas, provavelmente material constituinte da matriz da rocha.

Minerais acessórios: biotita, mica branca, titanita, epidoto, rutilo, minerais opacos.

Minerais secundários: clorita como produto de cloritização das biotitas; mica branca e epitodo de sericitização e saussuritização dos feldspatos, respectivamente; rutilo alterado da biotita; minerais opacos alterados da titanita e biotita.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Kfs	Pl	Bt	Chl	Mb	Ttn	Ep	Rt	Opc
26	30	25	2	1	6	3	3	2	2

Composição mineral, textura e estrutura:

Quartzo (Me): Ocorrem xenomórficos em granulação muito fina (submilimétrica), bastante recrystalizados formando fitas alongadas (Fig. 86), conferindo o bandamento da rocha e bordejando os porfiroclastos de feldspatos. Possuem texturas como extinção ondulante, formação de subgrão, contatos lobados entre os grãos (migração de limite de grãos).

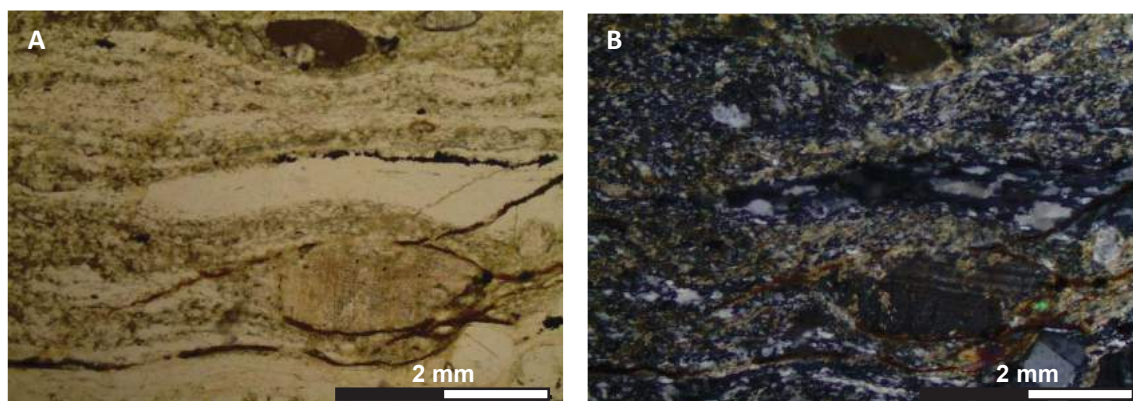


Figura 86: Cristais de quartzo ocorrendo tanto fitado como recrystalizados com granulometria fina a polaróides (A) paralelos e (B) cruzados.

Feldspato Potássico: Ocorrem subidiomórficos a xenomórficos, muitos grãos arredondados, como grãos porfiroclásticos. Quando formam *augens*, estão com cauda de recrystalização. Podem ser encontrados também como grãos bastante fraturados, estirados e com textura *pull apart* (Fig 87). Em alguns desses porfiroclastos observa-se a formação de pertitas. A textura manto núcleo é bastante frequente, caracterizando a rocha como milonito. Podem ocorrer com inclusões de minerais opacos, rutilo, titanita e epidoto.

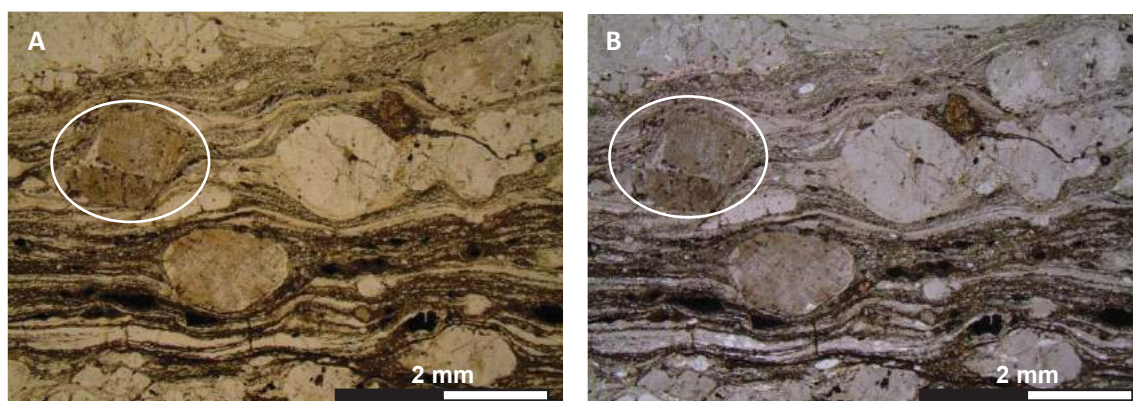


Figura 87: cristais de feldspato formando *augens*, com sombra de pressão e fraturamento a polaróides (A) paralelos (B) e cruzados.

Plagioclásio: Também ocorrendo como grãos porfiroclásticos, subidiomórficos a xenomórficos (muitos arredondados), por vezes formando *augens*, com ou sem cauda de recrystalização (Fig. 88). Também se encontram bastante fraturados (textura *pull apart*), com textura manto núcleo bastante frequente, porém estão mais alterados do que os feldspatos alcalinos. São comuns de se encontrar geminações mecânicas (maclas de deformação) e geminações dobradas. Além de alterados pelos processos comuns aos dois grupos de feldspatos, o plagioclásio é também alterado por saussuritização.

Os feldspatos, em geral, encontram-se alterados pelo processo de argilização, o que os deixa com o aspecto turvo e coloração amarelada, e por sericitização, formando os pequenos flocos de mica branca nos grãos.

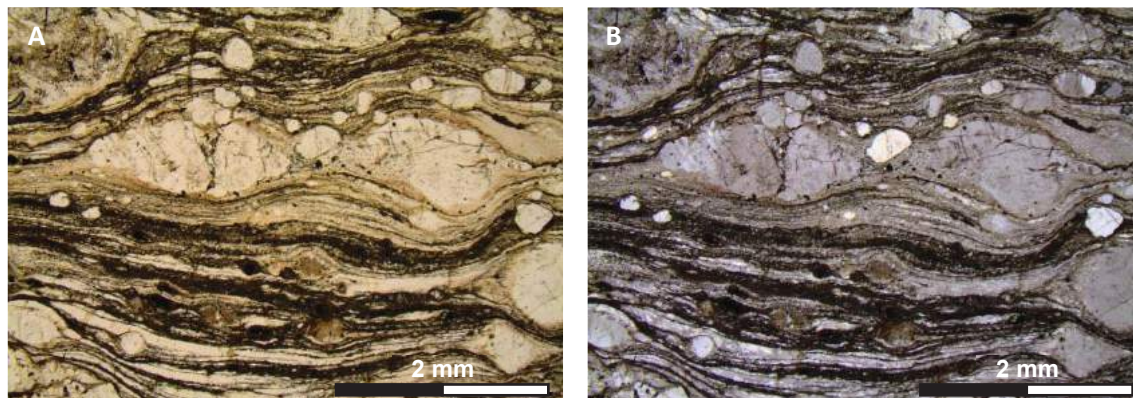


Figura 88: *Augens* de plagioclásio com sombra de pressão, textura manto núcleo, fraturamento e argilitização a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Biotita: Ocorre como uma massa muito fina com forma xenomórfica.

Clorita: Aparentemente formada pelo processo de cloritização da biotita, ocorre xenomórfica, incolor a verde claro-amarelado, em granulação fina e frequência baixa.

Mica Branca: Encontram-se xenomórficas em granulação muito fina, orientadas configurando o bandamento da rocha. Além de ocorrer nos grãos de feldspatos, ao longo de suas fraturas como produto de sericitização dos mesmos.

Titanita: Idiomórfica a subidiomórfica, a titanita ocorre preferencialmente orientada segundo o bandamento da rocha. Frequentemente observa-se o processo de alteração ocorrendo no núcleo dos grãos, deixando-os avermelhados/opacos.

Epidoto: Variando de subidiomórficos a xenomórficos, de incolor a esverdeado-amarelo, encontram-se como grãos orientados com o bandamento da rocha. Por vezes formam coroas nos grãos de allanita (subidiomórfica alongada). Também podem ocorrer como produto de saussuritização dos feldspatos.

Rutilo: Ocorrem dispersos na rocha, as vezes incluso em grãos de feldspatos, variando de xenomórfico a subidiomórfico. Além de orientado com o bandamento, também ocorre ao longo de fraturas e contatos de grãos.

Opacos: Variando de idiomórfico, com formas losangulares ou quadradas, podendo ser encontrado na borda de grãos de feldspato, a xenomórficos, por vezes em granulação mais fina do que o geral, orientados na amostra. Também como produto de alteração da titanita, por vezes tomando o hábito do grão hospedeiro.

Amostra: Airi-04

Classificação: Monzogranito milonitizado

Descrição:

Milonito de granulação fina, onde fitas de quartzo e pequenos níveis micáceos envolvem porfiroclastos de feldspatos (Fig. 89) e definem uma foliação S-C (sutil).

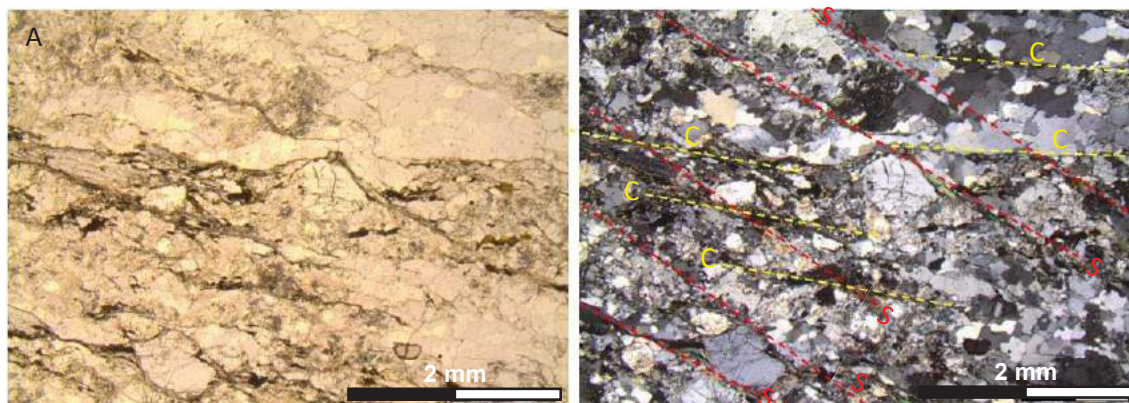


Figura 89: (A) Polarizadores paralelos e (B) cruzados da trama S-C, indicando cisalhamento sinistral (amostra não orientada). As superfícies C são horizontais definidas por fitas de quartzos, fazendo ângulo de 25° , no sentido anti-horário, com a superfícies S, composta por micas.

A presença de *augens* de feldspatos e peixes de mica (Fig. 90) inferem deformação não-coaxial com movimento destrai. Sua orientação é definida por cristais de quartzos, micas e feldspatos em ordem decrescente de predominância.

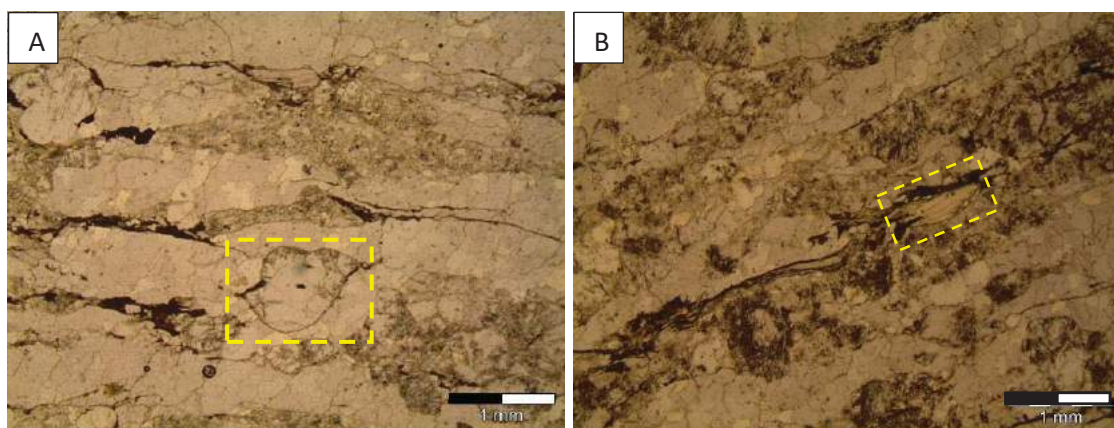


Figura 100: (A) Polarizadores paralelos dos *augens* destrais de feldspato potássico e (B) peixes de micas inferindo cinemática destrai.

Como acessórios está presente a granada, que ocorre com hábitos euédricos a subédricos, sugerindo que estes faziam parte da associação magmática primária. Mica branca, epidoto e opacos ocorrem como minerais secundários, produtos de alteração das micas e feldspatos.

Recristalização de feldspato e quartzo, estruturas como mica *fish*, encurvamento nas geminações de feldspatos e presença de trama S-C inferem temperatura de deformação de aproximadamente 500~550°C. Sobrepondo as deformações dúcteis encontram-se faturamento de feldspatos.

Sua composição é definida por:

Qtz	Kf	Pl	Wm	Bt	Ep	Grt	Opc
46	22	18	7	4	1	1	1

Descrição mineralógica, texturas e estruturas:

Quartzo (Me): Ocorre como neoblastos fitados (Comprimento/largura < 3) raramente equidimensionais, e às vezes sendo limitados por pequenos grãos recristalizados de biotita ou mica branca. A recristalização ocorre predominantemente por rotação de subgrão e migração de limite de grãos.

Feldspato potássico (Me): São microclinas, pertitas e mimerquitas milimétricas de até 3mm, que ocorrem normalmente fraturadas.

Plagioclásio (Me): Ocorre como porfiroclastos (sendo Pl > Kf), fraturados e recristalizados, com maclas de deformação, encurvamento na geminação, às vezes como *augens* destrais e com extinção concêntrica. É comum encontra-los sericitizados e saussuritizados.

Biotita: ocorre em pouca quantidade acompanhando a foliação da rocha, alguns com opacos no centro, há presença de biotitas secundárias preenchendo fraturas em feldspatos (euédricas).

Mica branca: Ocorrem em duas fases, a primeira como cristais subidioblásticos, bem maiores que as biotitas que correm bordejando alguns porfiroclastos de feldspatos, às vezes dobradas (Fig. 91A), às vezes formando cauda de recristalização (figura 101B), e com pequenos cristais de opacos alongados em suas clivagens. A segunda fase ocorre como alteração dos feldspatos potássicos (Fig. 91B).

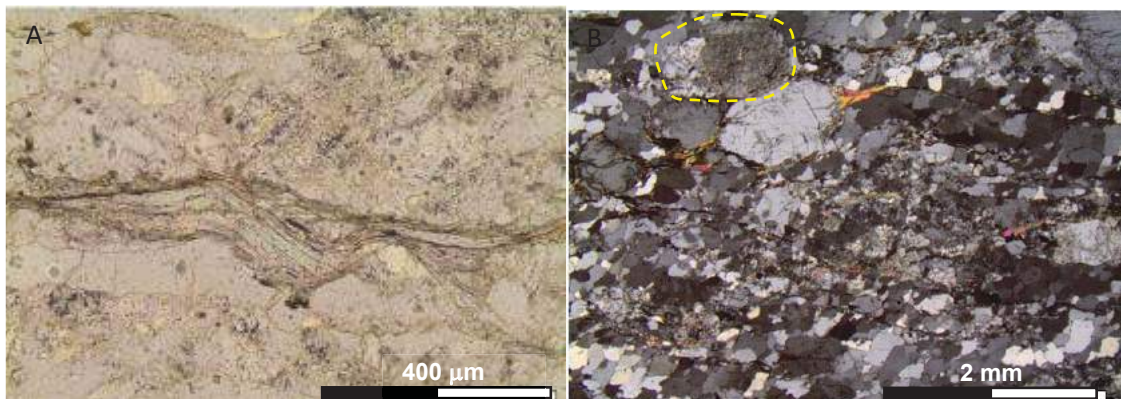


Figura 101: Primeira fase de cristais de mica branca, ocorrendo dobrada (A) e formando cauda de recristalização (B). Em amarelo, vê-se a segunda fase de mica branca, produzida por alteração dos feldspatos.

Epidoto (Ma): Ocorre como pequenos cristais dispersos na rocha, às vezes acompanhando os cristais de biotita.

Opacos (Ma): Ocorrem tanto nas clivagens das micas quanto dispersos na rocha.

Granada (Ma): Ocorre em pouca quantidade na rocha, subédrica a euédrica, normalmente fraturada (Fig. 92), de coloração rosada, com cristais de biotita e mica branca preenchendo suas fraturas.

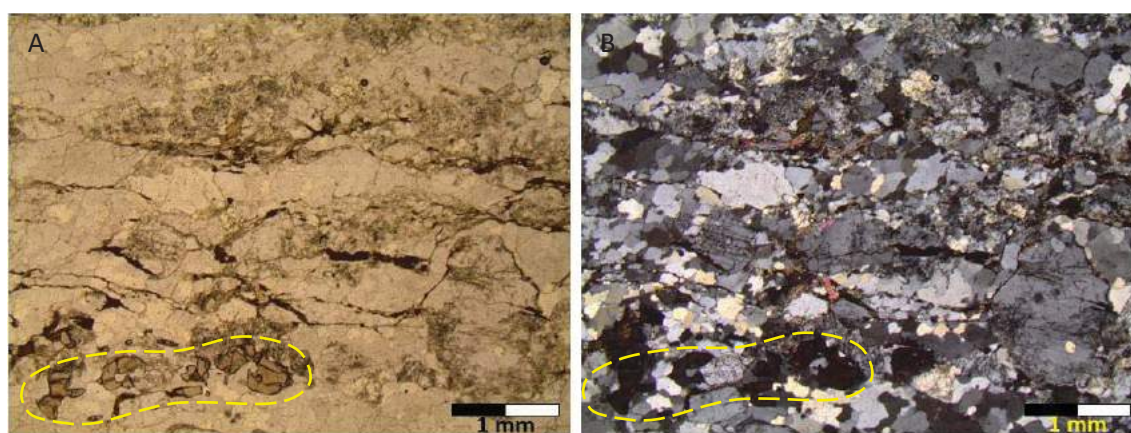


Figura 102: Polarizadores (A) paralelos e (B) cruzados dos cristais de granada fraturados, com formas subédricas.

Amostra: Airi 05A

Classificação: Xisto milonitizado

Descrição:

Milonito a ultramilonito, apresentando alternância de pequenos níveis ricos em fitas de quartzo e níveis de mica (Fig. 93A) que envolvem os porfiroclastos de feldspatos (Fig. 93B), porfiroblastos de muscovita e turmalina (Fig. 94). Estes mesmos minerais definem a textura S-C' que inferem cinemática sinistral (amostra não orientada).

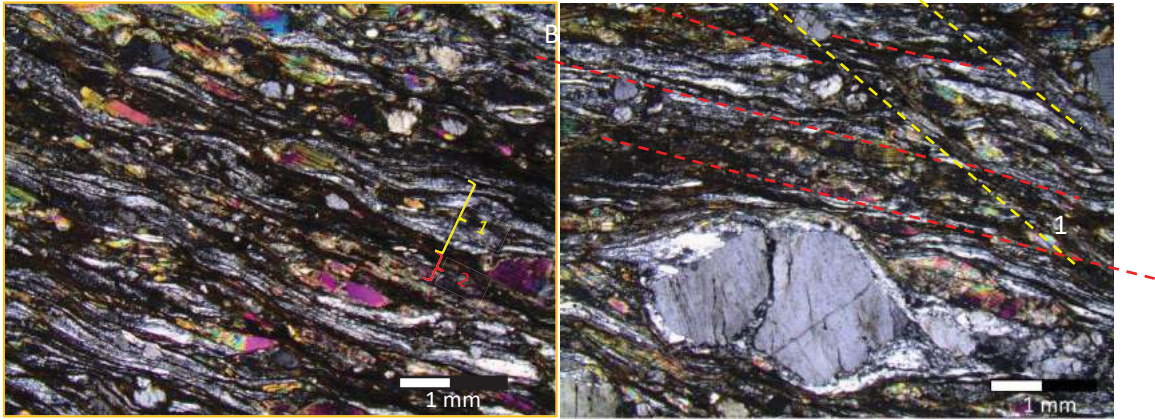


Figura 103: (A) Níveis com partes ricas em quartzo (1) e mica (2), e em (B) porfiroclastos de feldspato com textura manto núcleo, e trama S-C, inferindo cinemática sinistral (amostra não orientada). As superfícies C' são horizontais definidas pelos cristais recrystalizados de quartzo, fazendo 30° com a superfície S, composta de micas a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

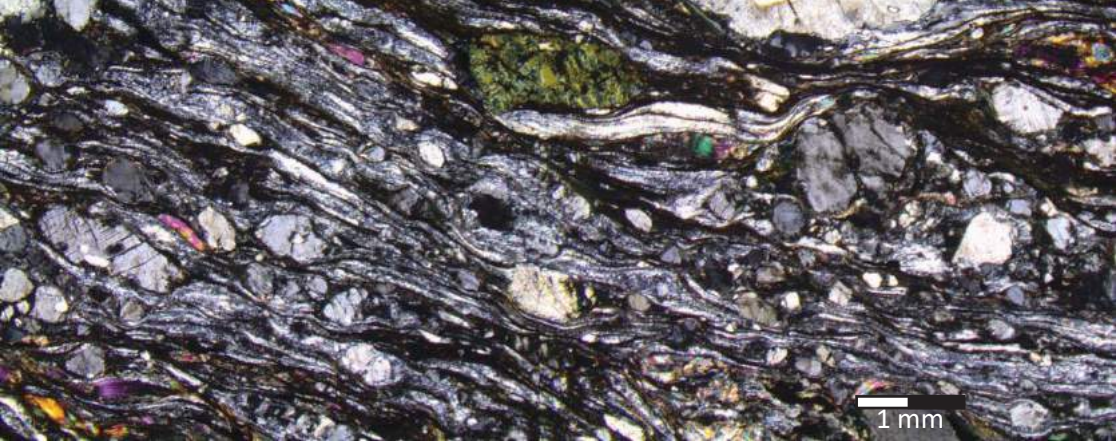


Figura 104: Porfiroblasto de turmalina e porfiroclastos de feldspatos.

Sua orientação é definida tanto por micas quanto pelas fitas de quartzo, produzindo assim textura lepidogranoblástica. Há presença de micro-dobramentos na rocha, com dobras apertadas. A intensa milonitização é representada pelos cristais de quartzo fitados, feldspatos recrystalizados e textura manto núcleo (Fig. 95).

Sua composição é definida por:

Qtz	Kf	Pl	Bt	Tur	Mb	Opc
29	2	22	25	5	14	3

Descrição mineralógica, texturas e estruturas:

Quartzo: Ocorre totalmente recrystalizado, xenoblástico e muito fino, com extinção ondulante, formando *bulging* e fitas milimétricas produzindo os bandamentos. Às vezes ocorrem como sombra de pressão nos feldspatos (figura 105B).

Plagioclásio: Ocorre com textura porfírica, com cristais chegando a 2mm. São encontrados frequentemente fraturados (*pull-apart*) e rotacionados, com geminação dobrada, maclas de deformação, formando *augens*, *boudins* e cominuídos, além de alguns cristais ocorrerem completamente sericitizados e com fraturas preenchidas por mica. Alguns cristais apresentam-se com cauda de recrystalização (quartzo) e com cinemática destrai.

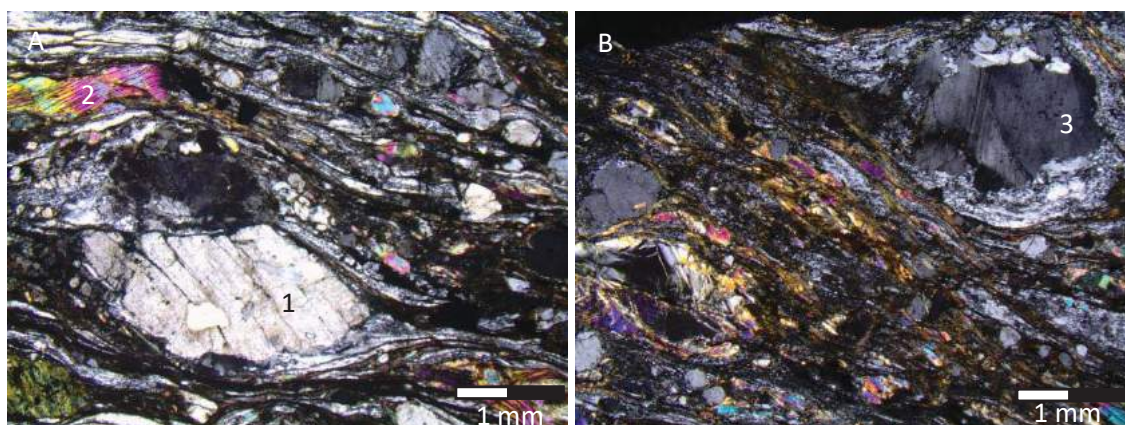


Figura 105 (A) Porfiroclastos de feldspato com textura *pull apart* (1), e porfiroblastos de mica branca (2), (B) cristais fraturados e com textura manto núcleo em plagioclásio (3) a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Biotita: Ocorre como uma massa fina (criptocristalina?), juntamente com a clorita, raramente encontra-se restos de granada substituída por clorita + opacos.

Mica branca: Ocorre incolor, como grandes cristais subidioblásticos a xenoblásticos, substituindo completamente os cristais de plagioclásio. Apresentam-se dobradas e orientadas seguindo a foliação da rocha (Fig; 106).

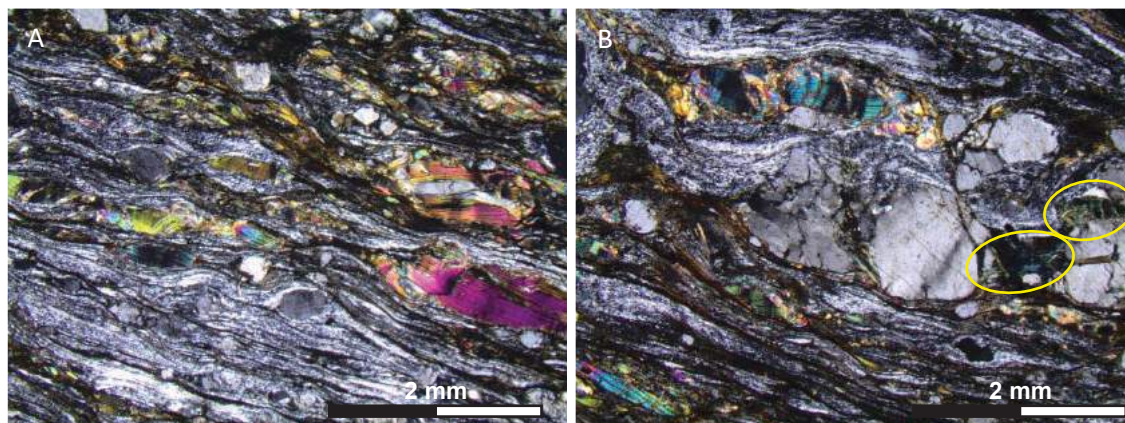


Figura 106: (A) Porfiroblasto de mica branca que ocorre substituindo os cristais de plagioclásio. (B) cristais de clorita substituindo feldspatos a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Opacos: Ocorrem duas fases de opacos, a primeira xenoblástica associada aos grãos de micas, seguindo a foliação da rocha, a segunda são grãos euédricos, com formas quadráticas.

Turmalina: Ocorrem como porfiroblastos subédricos, chegando a 2mm (figura 105A).

Amostra: Airi 05B

Classificação: Monzogranito

Descrição:

Rocha inequigranular milonitizada (ultramilonito?), com porfiroclastos de feldspato potássico ocorrendo completamente cataclasado, alongado, recristalizado e às vezes completamente substituído por sericita e porfiroclastos do tipo σ evidenciando cinemática sinistral (amostra não orientada). O quartzo ocorre entre os cristais de feldspatos totalmente recristalizados e fitados. Apresenta trama S-C (Fig 107), mica-*fish* com cinemática sinistral e fratura antitética.



Figura 107: Textura da rocha evidenciando trama S-C, caracterizada pelos cristais recristalizados de quartzo e feldspatos bordejando os porfiroclastos de feldspato a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Sua composição mineralógica é dada por:

Qtz	Kf	Pl	Wm	Bt	Opc
50	26	21	1	1	1

Descrição mineralógica, texturas e estruturas:

Quartzo: Ocorre xenomórfico, totalmente recristalizado, formando fitas muito finas < 1mm (Fig. 98). Os resquícios de quartzo não fitados ocorrem xenomórficos e com extinção ondulante.

Estes grãos ocorrem principalmente seguindo a foliação da rocha, mas às vezes estão preenchendo fraturas de feldspatos perpendicularmente a foliação.

Foi encontrado um grão de **granada**, que ocorre xenomórfico, totalmente fraturado e com indícios de alteração para uma clorita ou mica muito fina (Fig. 98C).

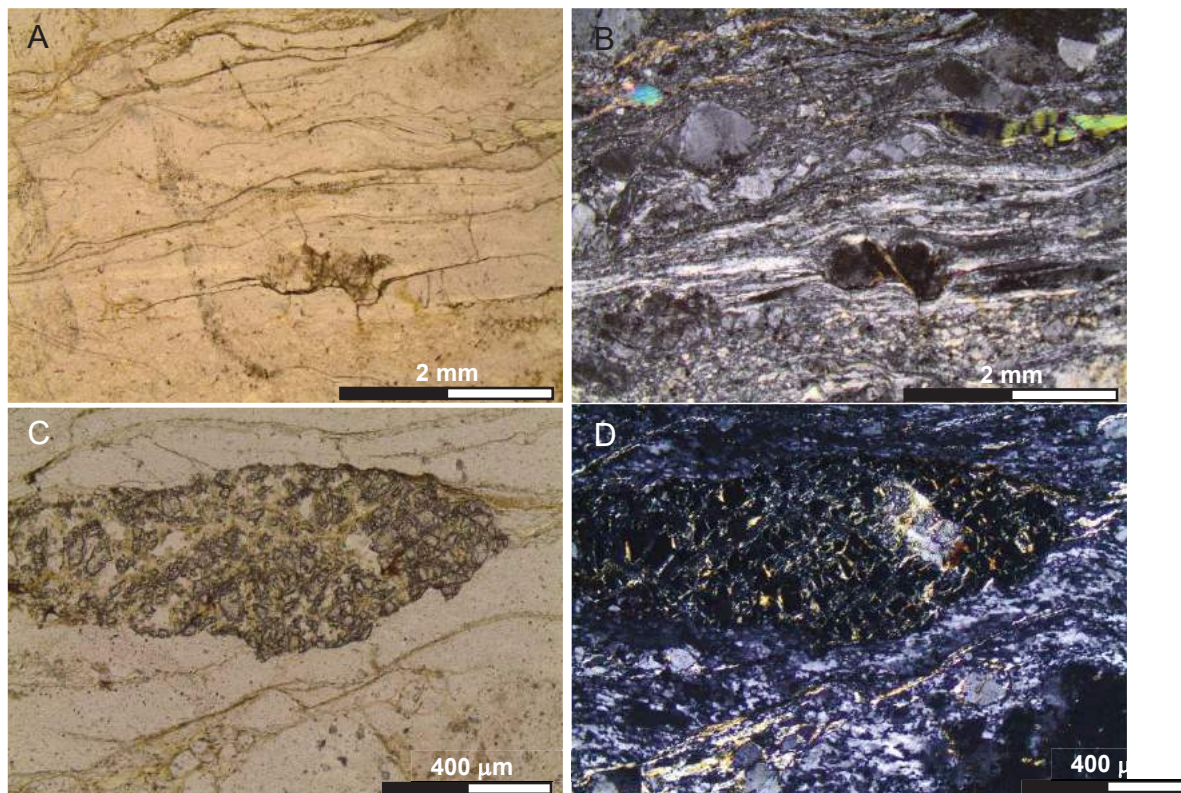


Figura 108: Quartzos recrystalizados em formas de fitas ao longo de bandamentos dos granitoides milonitizados (Protomilonito), e fraturas antitéticas no feldspato. (C e D) Granada xenomórfica, com alteração e faturamento. Polaroides (A e C) paralelos e (B e D) cruzados.

Mica branca: Ocorrem de duas maneiras, a mais frequente como pequenos cristais orientados na rocha, acompanhando o bandamento, moldando-se aos outros cristais e entre fraturas dos feldspatos porfiríticos. O outro ocorre como cristais maiores porfiroblásticos, que aparentemente substituiu a forma de *boudins* de feldspatos, apresentando *mica-fish* e sombra de pressão (Fig. 99).

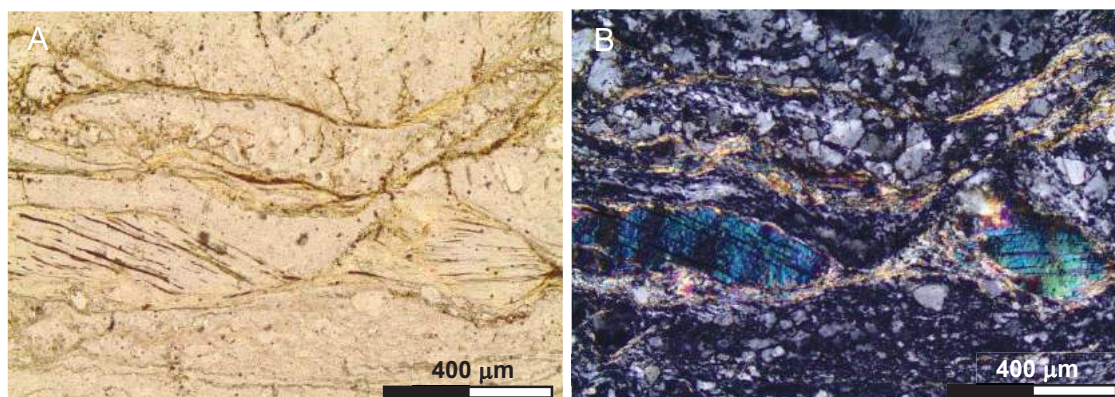


Figura 109: Mica-*fish* e sombra de pressão identificadas nos protomilonitos da amostra a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

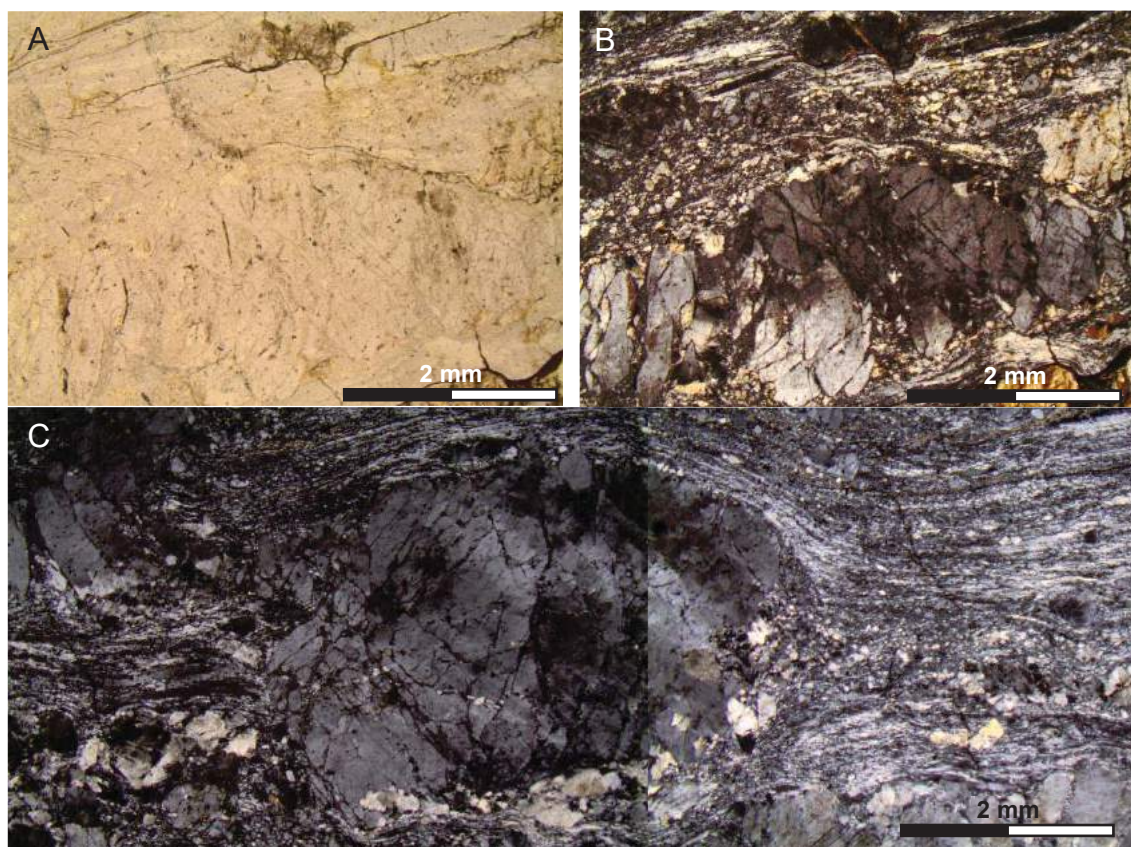
Biotita: Os cristais de biotita ocorrem junto as micas brancas finas.

Opacos: São cristais xenomórficos que ocorrem seguindo a foliação da rocha, acompanhando as micas.

Como processo de alteração tem-se argilitização dos feldspatos

Feldspato potássico: Dentre os minerais que são classificados como feldspatos alcalinos foram encontrados cristais de microclina e pertita que ocorrem principalmente como porfiroclastos xenomórficos na rocha. Ocorrem alongados, fraturados (Fig. 110A), recristalizados, com textura manto núcleo, sombra de pressão (Fig. 110C) e formam *boudins* e *augens*. Aparentemente são os maiores cristais porfíricos.

Plagioclásio: Ocorrem da mesma maneira do feldspato potássico. São xenomórficos, apresentando-se fraturados, com geminação dobrada, maclas de deformação (Fig. 110D) e às vezes rotacionados.



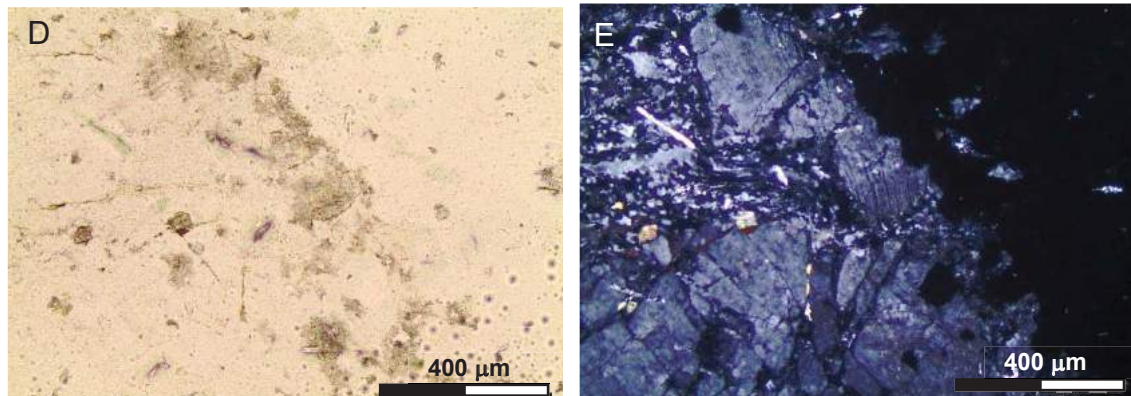


Figura 110: (A) e (B) Cristais de feldspato com textura *manto núcleo* e fraturamento. (C) Sombra de pressão no cristal de feldspato gerada pela recristalização dos cristais de feldspato e quartzo. (D) e (E) Cristais de feldspato plagioclásio com maclas de deformação e geminação dobrada.

Amostra: Airi 06

Classificação: Titanita-anfibolito

Descrição:

Rocha inequigranular com textura nematoblástica (hornblenda), apresentando leve bandamento composicional irregular (Fig. 111), representado por regiões ricas em hornblenda e plagioclásio e outras quartzo-feldspáticas.

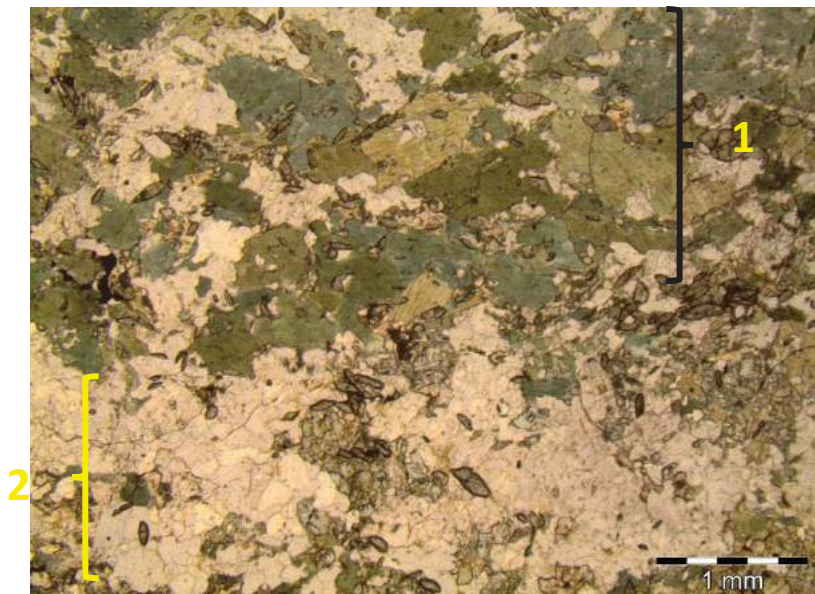


Figura 111: Textura nematoblástica, caracterizada por orientação dos cristais de hornblenda, e bandamento composicional com enriquecimento de hornblenda (1) e quartzo-feldspática (2).

Sua composição mineralógica é dada por:

Qtz	Kf	Pl	Ep	Ttn	Hbl	Aug	Opc
10	4	24	2	7	48	5	1

Características minerais, textura e estruturas:

Hornblenda: São grãos subidioblásticos, orientados seguindo a foliação da rocha (Fig. 112), com inclusão de titanitas. Tem coloração variando de castanho claro a verde escuro.

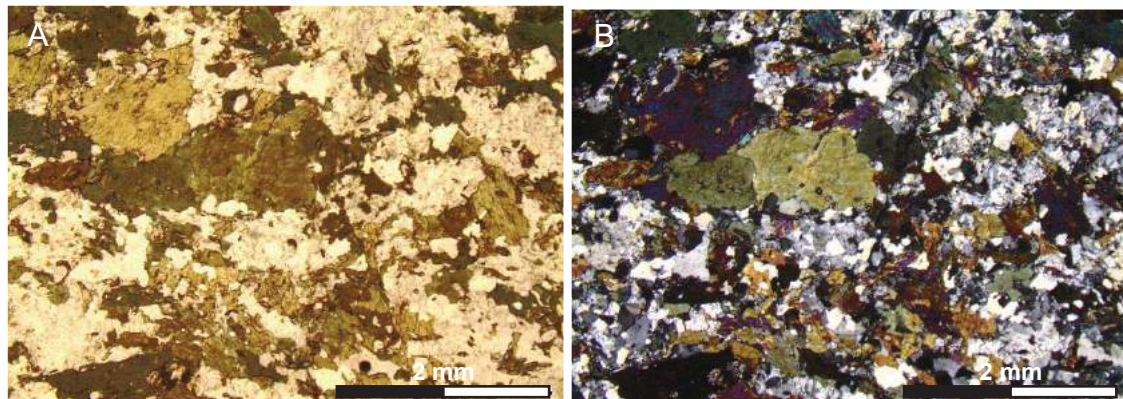


Figura 112: Grãos subidioblásticos de hornblenda definindo foliação da rocha a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Quartzo: Ocorre xenoblástico, recristalizado e preferencialmente na região quartzo-feldspática com extinção ondulante.

Feldspato potássico: Assim como quartzo, ocorre principalmente ou apenas na região quartzo-feldspáticas, xenomórficos e como microclinas.

Plagioclásio: Ocorre subidiomórfico, com extinção concêntrica, muitos dos cristais fraturados, com maclas de deformação, encurvamento de maclas e sem formas bem definidas. Às vezes sofrendo argilitização e sericitização.

Epidoto: Ocorre subidioblástico a raramente idioblástico, disperso na rocha, este segundo tipo está principalmente na região quartzo-feldspática enquanto que o primeiro ocorre na região de hornblenda.

Titanita: Ocorre em grande quantidade, como grãos idioblásticos a subidioblásticos dispersos na rocha, às vezes como agregados (Fig. 113).

Augita: Ocorre em pouca quantidade na rocha, principalmente na região quartzo-feldspática frequentemente substituída por anfibólio (Fig. 113).

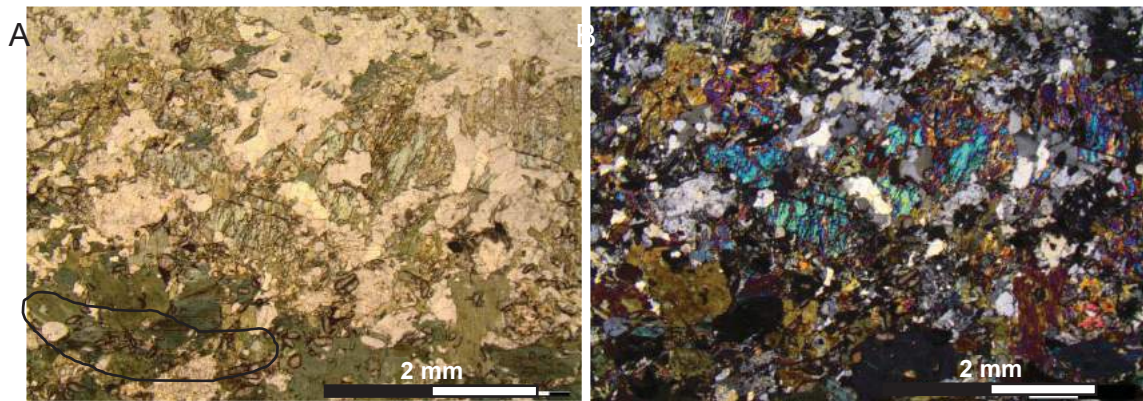


Figura 113: Cristais de titanita e augita sendo substituídos por hornblenda a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Opacos: Raros cristais que ocorrem como grãos anédricos dispersos na rocha

Rutilo: Pequenos grãos anédricos dispersos na rocha

Amostra: Airi 08

Classificação: Biotita ortognaisse granodiorítico

Descrição:

Rocha inequigranular, apresentado foliação magmática definida pela orientação dos cristais de biotita, anfibólio e feldspato potássico e deformação no estado sólido incipiente. Apresenta porfiroclastos de feldspato ortoclásio e microclina (figura 114), que são rodeados por anfibólios e micas formando trama S-C.

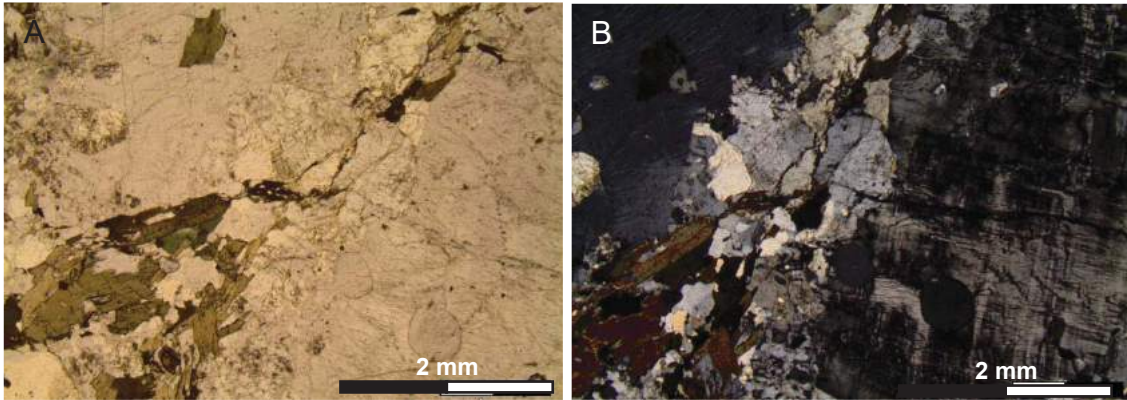


Figura 114: Porfiroclasto de feldspato potássico e orientação dos cristais de anfibólio a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Sua mineralogia é composta de:

Qtz	Kf	Pl	Opc	Ttn	Zr	Bt	Wm	Ep	Hbl
28	16	30	1	2	1	15	1	1	5

Quartzo (Me): ocorre como cristais xenomórficos, recrystalizados, com extinção ondulante, textura *chess-board* e recrystalização por rotação de subgrão (Fig. 115).

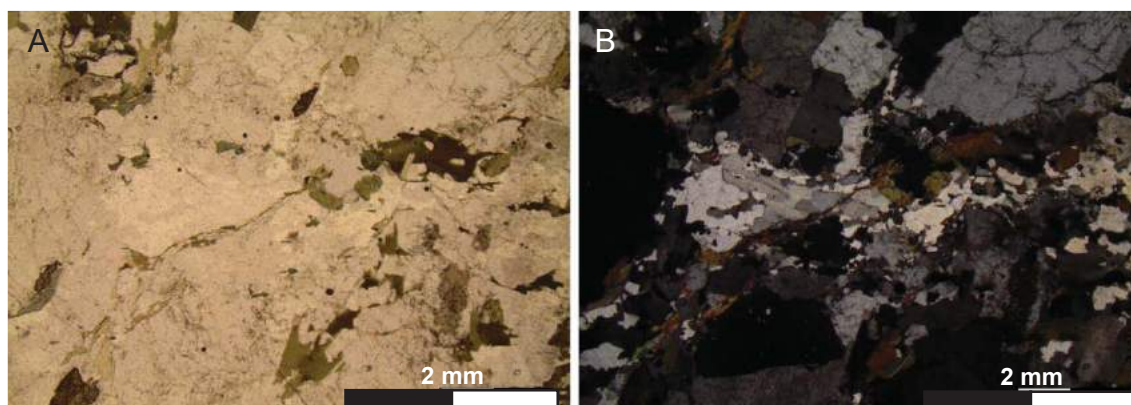


Figura 115: Cristais de quartzo recrystalizados e com extinção ondulante, entre os porfiroclastos de feldspato potássico inferindo deformação incipiente a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Plagioclásio (Me): São grãos subidiomórficos que ocorrem com extinção concêntrica, maclas de deformações e encurvamento de suas geminações (Fig. 116), e também orientados seguindo a foliação da rocha.

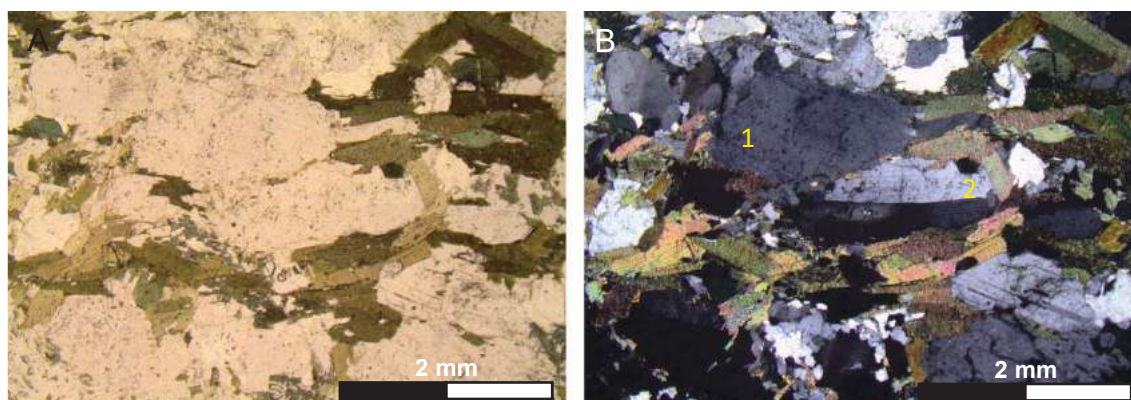


Figura 116: Cristais de feldspato plagioclásio com extinção concêntrica (1), maclas de deformação e encurvamento de geminações (2) a polaroides (A) paralelos e (B) cruzados.

Feldspato-potássico (Me): são grãos subédricos porfiríticos (com mais de 5 mm), ocorrendo como mirmequitas e pertitas. É comum ocorrer fraturado e com inclusões

Opacos (Ma): Ocorrem anédricos dispersos e de alteração das titanitas.

Titanita (Ma): Ocorre principalmente incluída dentro dos feldspatos, com formas euédricas, juntamente com hornblendas e biotita (todas euédricas)

Zircão (Ma): Inclusos nas biotitas

Biotita (Ma): Ocorre orientada, subidiomórfica, definindo a foliação da rocha, com coloração castanho a castanho escuro às vezes com pseudoforma de hornblenda.

Mica-branca (Ms): Gerada principalmente de alteração dos feldspatos.

Epidoto (Ma): Ocorre euédrico dentro das biotitas assim como os zircões.

Hornblenda (Ma): São grãos euédricos a subédricos dispersos na rocha, também seguindo a orientação da rocha.

APÊNCIDE F – DESCRIÇÃO DE OPACOS

COMPLEXO FLORESTA

Os minerais opacos ocorrem com frequência nas amostras do Complexo Floresta, nas seções descritas foram identificados (em ordem de abundância) magnetita (Mag), hematita (Hem), ilmenita (Ilm) e rutilo (Rt).

Magnetita (Mag): São cristais octaédricos de coloração cinza róseo, dureza relativamente baixa, que ocorrem em duas fases, a primeira como porfiroblastos euédricos a subédricos, frequentemente martitizados, que chegam até 0,5 mm e são côncavos em relação aos minerais de ganga. A segunda fase ocorre em maior quantidade, são cristais maiores, chegando a quase 1mm e apresentando grãos alongados, que apresentam martitização e exsolução de ilmenitas.

Martitização - Transformação (oxidação) de magnetita (Fe_3O_4) em hematita (Fe_2O_3), mantendo a forma externa (pseudomorfose) octaédrica dos cristais de magnetita em variedade designada de martita.

Hematita (Hem): São cristais branco-acinzentados de alta dureza, com formas lamelares de até 200 μm que ocorrem como resultado da martitização.

Ilmenita (Ilm): São cristais de coloração cinza a róseo, com características petrográficas similares a magnetita. Ocorrem como exsolução, com hábitos lamelares e lenticulares e diferem-se da magnetita por apresenta forte anisotropia.

Rutilo (Rt): Ocorrem entre os grãos de magnetita, tem coloração acinzentada, alta dureza, são subidiomórficos, formas aciculares e chegam a no máximo 400 μm .

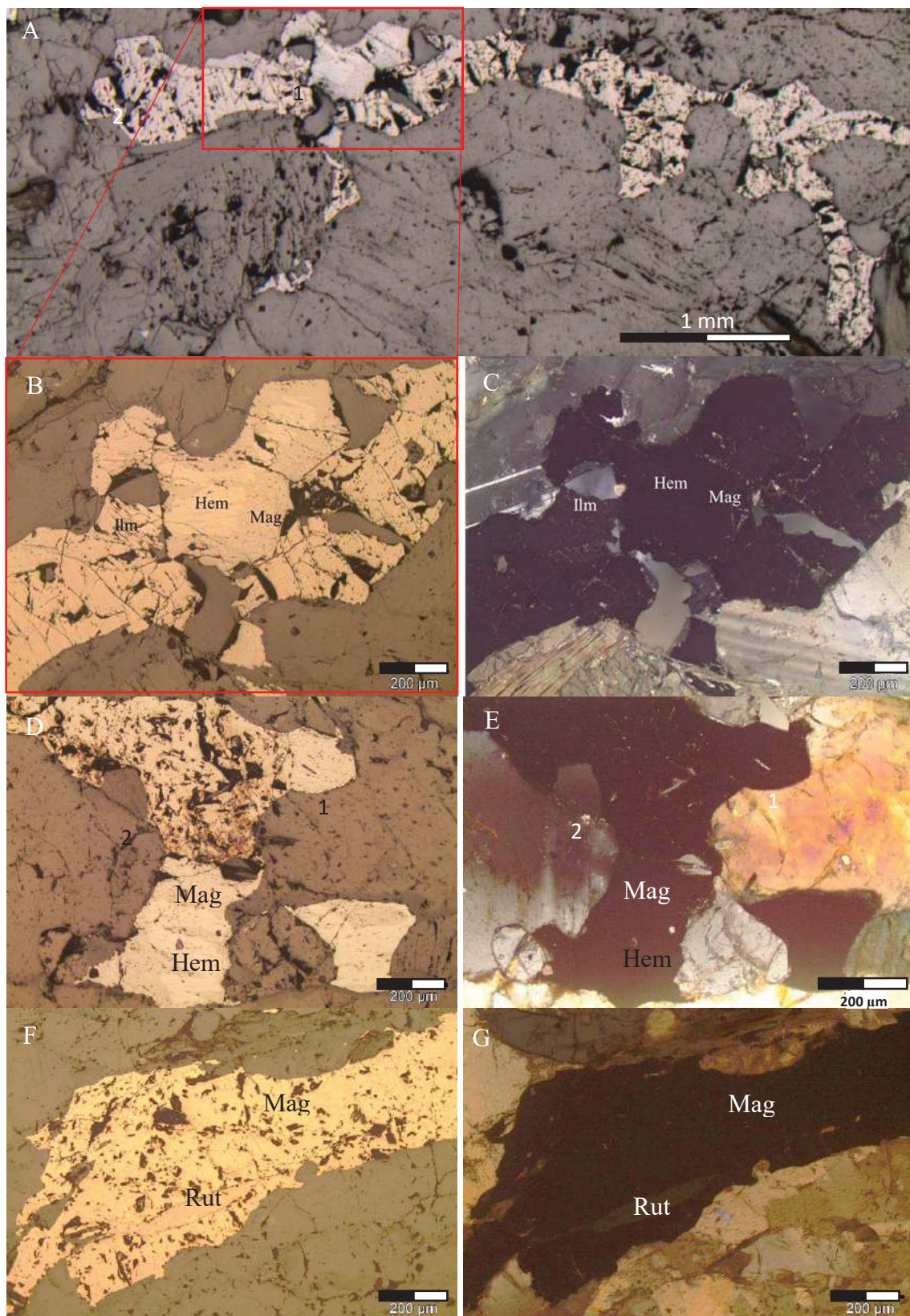


Figura 01: (A) Textura geral da rocha apresentando cristais de hematita (Hem), magnetita (Mag) e ilmenita (Ilm). (B e C) Cristais euédricos e subédricos de magnetita martitizados. (D e E) Cristais de magnetita (1) côncavas (euédricas) e (2) convexas (anédricas) em relação a ganga, mostrando duas fases de cristalização e (F e G) Cristais de rutilo entre os grãos de magnetita com alta dureza, e formas aciculares.

COMPLEXO BELÉM DE SÃO FRANCISCO

Os minerais opacos estão em pouca quantidade nas amostras do Complexo Belém de São Francisco, são dispersos e normalmente associados ao epidoto e biotita, nas seções descritas foram identificados (em ordem de abundância) magnetita (Mag), calcopirita? (Ccp) e Goethita (Goet).

Magnetita: São cristais subidiomórficos, de até 200 µm, que normalmente ocorrem convexos em relação a ganga (Fig. 2 A).

Calcopirita: Foi encontrado pequenos cristais de calcopiritas associadas nas bordas de uma biotita e cristais maiores dispersos na rocha com suas bordas alteradas para goethita (Fig. 2 C e E).

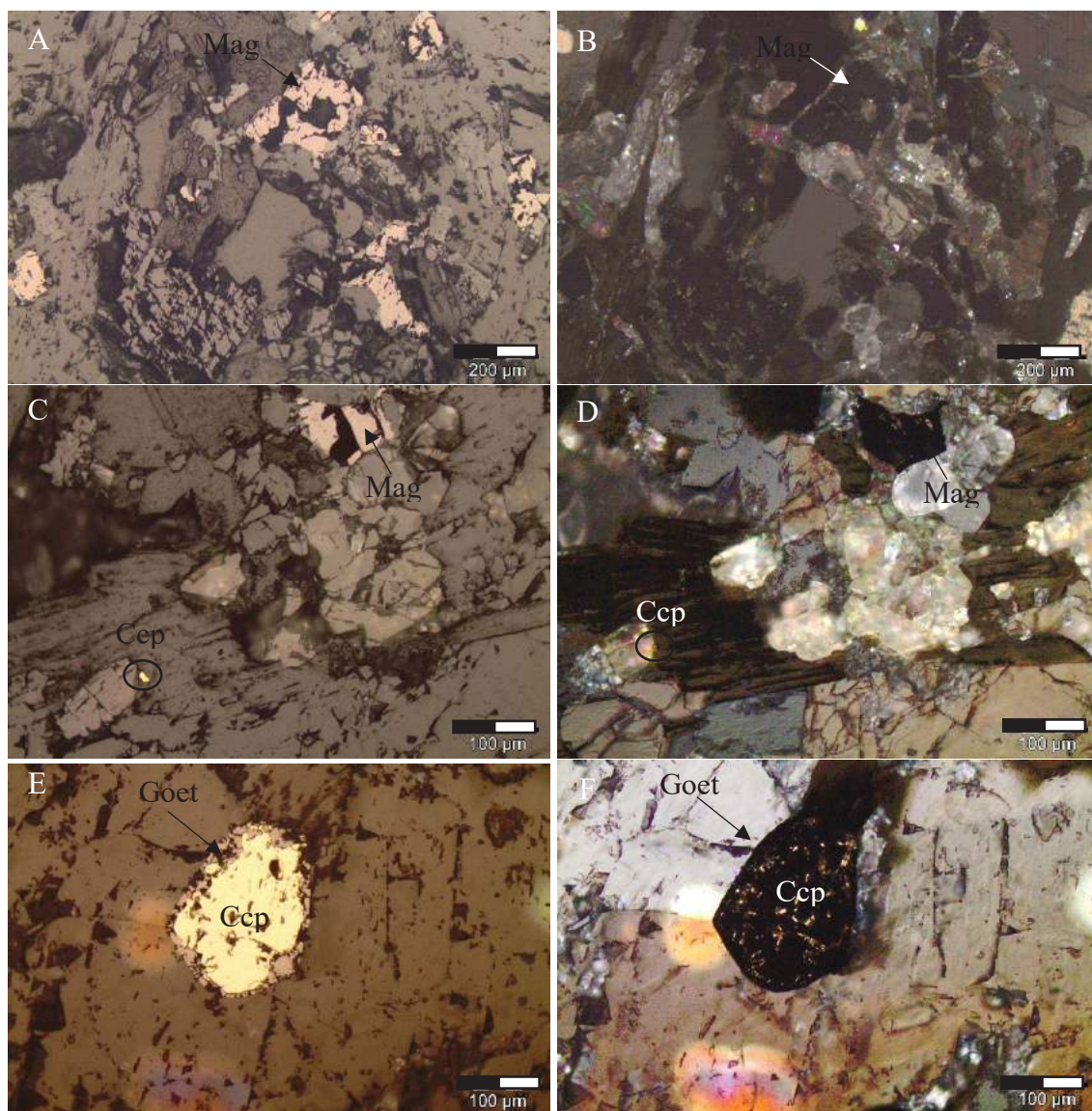


Figura 2: (A e B) Cristais subédricos de magnetita ocorrendo convexas em relação a ganga. (C e D) Cristal submilimétrico de calcopirita associado a biotita e (E e F) grande cristal com bordas alteradas para gorthita.

COMPLEXO AIRI

Os minerais opacos estão em pouca quantidade nas amostras do Complexo Airi, são dispersos e normalmente associados a titanita e biotita. Na seção descrita foi identificada a presença de ilmenita (Ilm) e magnetita? (Mag), este último em pouquíssima quantidade dispersa na rocha.

Ilmenita (Ilm): São cristais euédricos que ocorrem como pseudomorfos das titanitas, adquirindo suas formas durante o processo de alteração. Ocorrem tanto inclusas em biotitas (Fig. 3A e B), quanto dispersas na rocha. São cristais que variam de 400 μm a 1 mm, dependendo do tamanho das titanitas e apresentam reflexos internos.

Magnetita (Mag)?: São difíceis de se identificar por serem pequenos cristais normalmente submilimétricos que ocorrem subidiomórficos a xenomórficos dispersos na rocha (Fig 3).

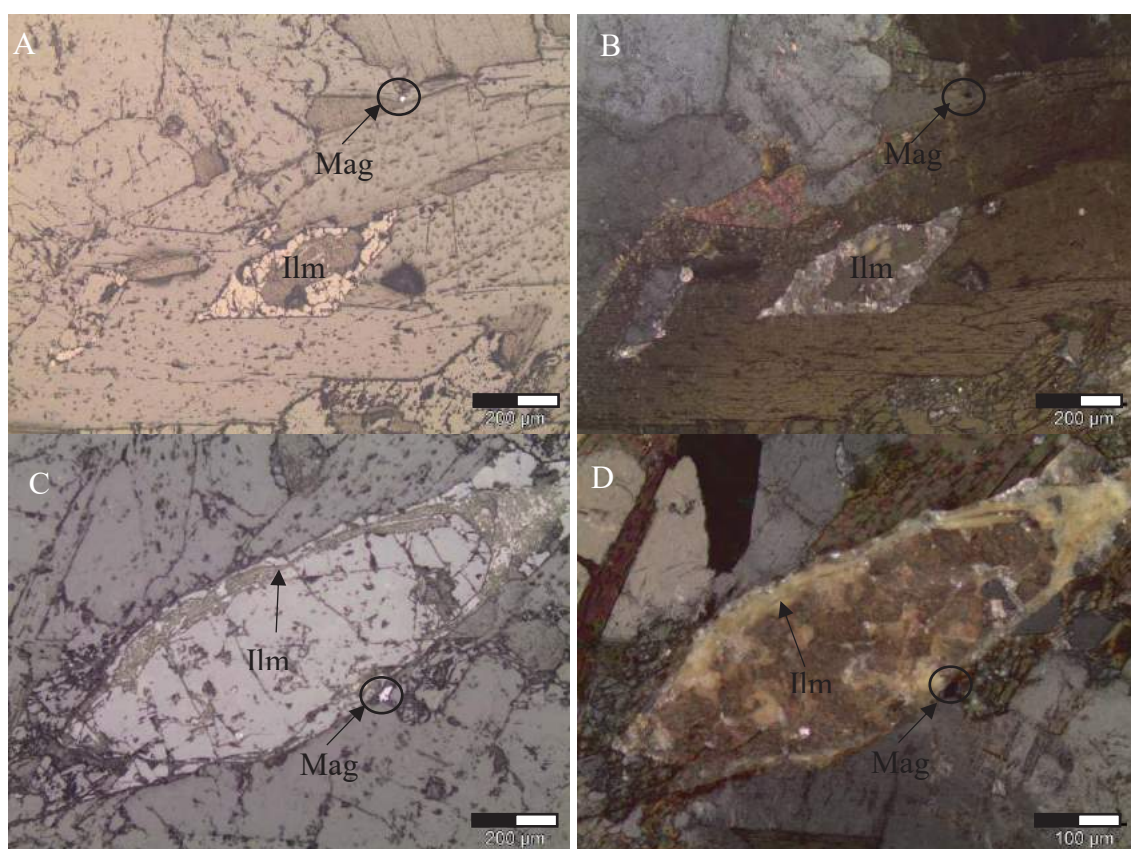


Figura 3: (A e B) Cristais de titanita inclusas em biotitas e (C e D) dispersas na rocha, apresentando pequenos cristais de magnetita? em preto.

PLUTON POÇO DA AREIA

Os minerais opacos nas amostras do Pluton Poço da Areia ocorrem dispersos na e normalmente associados ao epidoto, rutilo e biotita. Nas seções descritas foram identificados (em ordem de abundância) magnetita (Mag), calcopirita? (Ccp), esfalerita (Sp) e Hematita (Hem).

Esfarelita: São pequenos cristais idiomórficos que ocorrem associados a calcopirita, como característica de identificação tem-se a baixa dureza e os reflexos internos vermelhos (Fig. 4A e B).

Calcopirita: Foi identificado um pequeno grão associado a esfarelita.

Magnetita: Encontram-se como cristais anédricos de coloração cinza róseo, dureza relativamente baixa, que ocorrem frequentemente martitizados, que chegam até 150 μm e são convexos em relação aos minerais de ganga e em alguns locais ocorre martitização, onde os minerais de hematita apresentam forte anisotropia (Fig. 4 C e D).

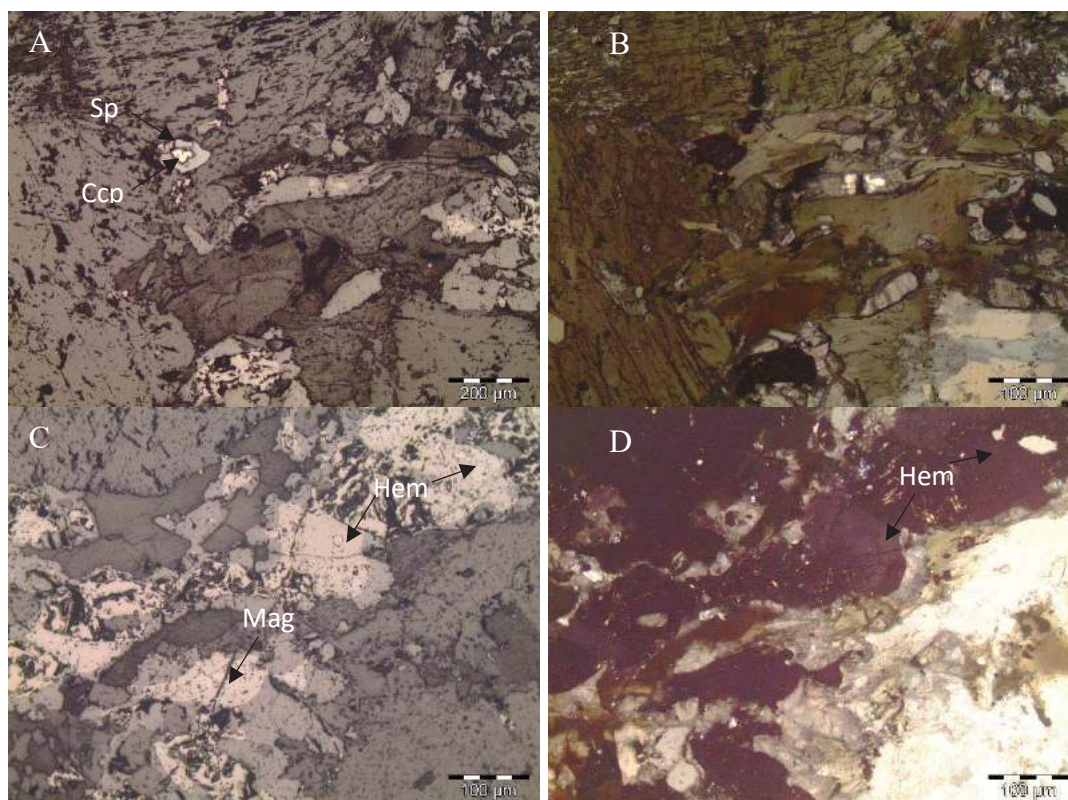


Figura 4: (A e B) Cristais de calcopirita e esfalerita anepedricos dispersos na rocha e (C e D) cristais de magnetita martitizados produzindo hematita.