

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

TIAGO AUGUSTO SOARES DOS SANTOS

**ASPECTOS ESTRUTURAIS E MICROESTRUTURAIS DA ZONA DE
CISALHAMENTO CAIÇARA, DOMÍNIO ALTO MOXOTÓ DA PROVÍNCIA
BORBOREMA: implicações tectônicas**

Recife

2021

TIAGO AUGUSTO SOARES DOS SANTOS

**ASPECTOS ESTRUTURAIS E MICROESTRUTURAIS DA ZONA DE
CISALHAMENTO CAIÇARA, DOMÍNIO ALTO MOXOTÓ DA PROVÍNCIA
BORBOREMA: implicações tectônicas**

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: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves.

Recife

2021

S237a Santos, Tiago Augusto Soares dos.
Aspectos estruturais e microestruturais da zona de cisalhamento Caiçara, domínio Alto Moxotó da Província Borborema: implicações tectônicas / Tiago Augusto Soares dos Santos. – 2021.
111 f. : il., fig.

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Recife, 2021.
Inclui referências e apêndices.

1. Geociências. 2. Zona de cisalhamento. 3. Critérios de cisalhamento. 4. Província Borborema. 5. Domínio Alto Moxotó. I. Neves, Sérgio Pacheco (Orientador). II. Título

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2022-331

TIAGO AUGUSTO SOARES DOS SANTOS

**ASPECTOS ESTRUTURAIS E MICROESTRUTURAIS DA ZONA DE
CISALHAMENTO CAIÇARA, DOMÍNIO ALTO MOXOTÓ DA PROVÍNCIA
BORBOREMA: implicações tectônicas**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, Centro de Tecnologia e Geociências, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências. Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

Aprovado em: 29/12/2021.

BANCA EXAMINADORA

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

Prof. Dr. Tiago Siqueira de Miranda (Examinador interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Luís Gustavo Ferreira Viegas (Examinador externo)
Universidade de Brasília

Dedicado à Maria Auxiliadora Soares, Helena Soares e Caroline Brito. Mulheres da minha vida.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a minha família, em especial a minha mãe Maria Auxiliadora Soares, pelo apoio em todos os momentos da minha vida, e a minha tia e segunda mãe Helena Soares.

Agradeço a minha namorada, companheira e melhor amiga, Caroline de Brito Alves, pela compreensão nos períodos em que estive ausente e pelos conselhos que muito me ajudaram em todas as dificuldades encontradas nessa jornada.

Agradeço aos professores do departamento de Geologia da UFPE (DGEO-PPGEOC), em especial ao professor Sérgio Pacheco Neves, pela oportunidade e pela orientação desde a iniciação científica, pela paciência, pela liberdade me dada na elaboração deste trabalho e pelo apoio financeiro. Agradeço também ao professor Maurício Rangel, pelo auxílio na recuperação do microscópio petrográfico necessário para a obtenção dos eixos-c de quartzo, na montagem da platina universal e pelos ensinamentos sobre essa metodologia. Ao professor Andrés Bustamante e ao professor Gorki Mariano pelo incentivo e pelas trocas de informações.

À bióloga Sônia Agostinho, pelo apoio que me foi dado durante as idas à universidade no período de pandemia e pelas conversas nos corredores do DGEO.

A todos os amigos do DGEO, agora espalhados pelo Brasil, os quais levarei para o resto da vida. Às colegas Ingrid e Vanessa pelo auxílio nas atividades de campo e ao amigo e Geólogo Cayo, pela ajuda na conversão dos dados de eixo-c.

Agradeço também à empresa Geolab Soluções em Geologia, nas pessoas de João Pedro, Rafaela e Jailson, pela qualidade e pontualidade na confecção das seções delgadas que muito acrescentaram a este trabalho.

Por fim, agradeço ao CNPq pela concessão da bolsa de mestrado e a todos que tornaram este trabalho possível.

RESUMO

A Zona de Cisalhamento Caiçara (ZCCA) está localizada no Domínio Alto Moxotó, Subprovíncia Central da Província Borborema, que é caracterizada por um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes conjugadas com direções E-W e NE-SW. A ZCCA possui 30 km de comprimento e integra o grupo das zonas de cisalhamento transcorrentes subsidiárias, com *trend* NE. Este trabalho objetiva a caracterização estrutural da ZCCA através de análises cinemáticas, microestruturais e das tramas dos eixos-c de quartzo. As litologias afetadas pela ZCCA são ortognaisses quartzofeldspáticos, biotita xistos, sillimanita-biotita-muscovita xistos, quartzitos impuros, rochas calssilicáticas e granitos sin-transcorrentes. A zona milonítica consiste predominantemente de milonitos, representados por tectonitos LS e SL. A foliação milonítica apresenta pouca variação de atitude, com direção predominante NE-SW e mergulho que varia de médio a alto para NW. Fora da zona milonítica, a foliação regional de baixo ângulo apresenta critérios cinemáticos que indicam transporte tectônico com topo para WSW e SW e é afetada por dobras NW-SE com linha de charneira apresentando caimento fraco a moderado. Em escala de mapa, observa-se que a foliação regional é truncada pela foliação milonítica, e que apresenta uma rotação anti-horária ao aproximar-se da ZCCA, o que indica cinemática sinistral. A lineação de estiramento é definida por micas, quartzo, feldspato potássico e sillimanita, possuindo caimento de baixo ângulo, com sentido majoritariamente SW. Critérios cinemáticos mesoscópicos, como porfiroclastos assimétricos, vergência de dobras, trama SC e bandas de cisalhamento C', são condizentes com cinemática sinistral. Em escala microscópica, além de critérios cinemáticos sinistrais, ocorrem, também, critérios que indicam cinemática dextral. Dentro da zona milonítica observam-se dois principais grupos de dobras: o primeiro consiste em dobras NE-SW, apertadas, com plano axial paralelo à foliação milonítica e linha de charneira horizontalizada; o segundo é formado por dobras também NE-SW que variam de abertas a apertadas, com linha de charneira com caimento forte. As microestruturas indicam que a deformação intracristalina é representada majoritariamente pela formação de subgrãos e extinção xadrez em quartzo. A recrystalização é incipiente, porém, nos cristais de quartzo, ocorre recrystalização por migração de borda de grão (GBM) e por rotação de subgrão (SGR), e nos cristais de feldspato ocorre recrystalização por bulging (BLG) e SGR. As tramas dos eixos-c de quartzo mostram padrões assimétricos em relação ao eixo X do elipsoide de deformação, indicando cinemática sinistral e dextral. As feições microestruturais indicam que a deformação iniciou em temperaturas maiores que 600 °C, com temperaturas máximas da ordem 700 °C. A trama dos eixos-c de quartzo e a presença de

critérios cinemáticos opostos indicam um importante componente de cisalhamento puro. A superposição da trama regional pela trama milonítica indica que a nucleação da ZCCA foi subsequente à tectônica de baixo ângulo. No entanto, a temperatura elevada registrada nos milonitos sugere uma pequena diferença temporal entre os dois eventos. A localização da deformação na ZCCA provavelmente foi favorecida pela descontinuidade reológica representada pelo contato entre rochas metassedimentares e os ortognaisses. A temperatura elevada da deformação possibilitou a fusão parcial das rochas metassedimentares e o alojamento de corpos graníticos sin-transcorrentes. Esses resultados apontam que o desenvolvimento da ZCCA se deu como produto de uma deformação progressiva, através de uma transição entre a tectônica contracional para a tectônica transpressional.

Palavras-chave: zona de cisalhamento; critérios de cisalhamento; Província Borborema; Domínio Alto Moxotó.

ABSTRACT

The Caiçara Shear Zone (CSZ) is located in the Alto Moxotó Domain of the Central Subprovince of the Borborema Province. The Borborema Province main feature is a system of conjugated E-W and NE-SW transcurrent shear zones. The CSZ has 30 km in length and is part of the secondary group of the shear zones, with NE trend. This work aims to characterize the structural features of the CSZ using kinematic analysis, including field and microstructural observations and measurement of quartz c-axes. The rocks affected by the CSZ comprise quartz-feldspatic orthogneiss, biotite schist, sillimanite-biotite-muscovite schist, impure quartzite, calcisilicate rocks, and sin-transcurrent granites. The mylonitic zone consists mainly of LS and SL mylonites. The mylonitic foliation is monotonous showing NE-SW strike and moderate to strong dip to NW. In the wall-rocks, the regional shallow dipping foliation shows kinematic criteria indicating top-to-WSW and SW tectonic transport and is affected by NW-SE folds with shallowly to moderately plunging hinge lines. In map scale, the mylonitic foliation truncates the regional foliation, which display anticlockwise rotation close to the CSZ, consistent with sinistral kinematics. The stretching lineation in the mylonites is defined by mica, quartz, potassic feldspar and sillimanite, mostly showing shallow plunge to SW. Outcrop-scale kinematic criteria (asymmetric porphyroclasts, S-C fabric, asymmetric folds, C' shear bands) are consistent with sinistral shear sense. On the microscale, despite the predominancy of sinistral kinematic criteria, dextral kinematics criteria are also present. Inside the shear zone, NE-SW folds comprise tight folds with axial plane parallel to the foliation and horizontal hinge lines and open to tight folds with steeply plunging hinge lines. The microstructures show that the intracrystalline deformation is represented by subgrain formation and chessboard extinction in quartz. Recrystallization is incipient and includes grain boundary migration (GBM) and subgrain rotation (SGR) in quartz and bulging (BLG) and SGR in potassic feldspar. The crystallographic preferred orientation (CPO) of quartz c-axes show asymmetric patterns, indicating sinistral shear sense in some samples and dextral shear in others. The microstructures indicate that the deformation has occurred in high T stage occurring at temperatures higher than 600°C and up to c. 700°C. The CPO fabric and the presence of opposite shear senses indicate an important pure shear component in the CSZ. The overprinting of the regional fabric by the mylonitic foliation indicates the development of the CSZ after the low-angle tectonics. However, the high T recorded in the CSZ suggests that a large temporal gap does not separate the two events. Strain localization in the CSZ probably resulted from a rheological heterogeneity represented by the contact between

metasedimentary rocks and orthogneisses, serving as a conduit to the emplacement of syn-transcurrent granitic bodies. These results point that the CSZ has developed as a product of progressive deformation, through the transition of contractional to transpressional deformation.

Keywords: shear zone; kinematic criteria; Borborema Province; Alto Moxotó Domain.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.20
- Figura 2 – a) Contexto geotectônico pré-drift da parte oeste do supercontinente Gondwana. O retângulo vermelho indica a localização da Província Borborema. b) Subdivisão da Província Borborema nas subprovíncias Norte (SN), Central (SC) e Sul (SS). c) Mapa simplificado de parte das subprovíncias Central e Sul e seus diferentes domínios. Domínios: RC (Rio Capibaribe); AM (Alto Moxotó); AP (Alto Pajeú); PAB (Piancó-Alto Brígida); PEAL (Pernambuco-Alagoas). Zonas de Cisalhamento: ZCPA (Patos); ZCPO (Pernambuco Oeste); ZCPL (Pernambuco Leste); ZCC (Congo); ZCCN (Cruzeiro do Nordeste); ZCAI (Afogados da Ingazeira); ZCCG (Campina Grande); ZCCo (Coxixola); ZCRP (Remígio Pocinhos); ZCSC (Serra do Caboclo).....22
- Figura 3 – Mapa aerogeofísico de amplitude do sinal analítico (ASA) da área de estudo (retângulo vermelho), zonas de cisalhamento adjacentes, e do Padrão de Interferência Caroolina. Zonas de cisalhamento: ZCC (Congo); ZCCN (Cruzeiro do Nordeste); ZCCO (Conceição); ZCCA (Caiçara).27
- Figura 4 – Mapa geológico da área de estudo, mostrando os limites da ZCCA (linha vermelha em tracejado). Os retângulos em amarelo correspondem às áreas mostradas em mais detalhe nas figs. 13 e 14.28
- Figura 5 – Feições de campo dos ortognaisses monzograníticos a granodioríticos com magnetita A) Ortognaisse migmatítico com dobra em S indicando cinemática sinistral. B) Ortognaisse migmatítico com bandamento composicional afetado por dobras abertas e fechadas. C) leucossoma quartzofeldspático com magnetita e anfibólio. D) lente máfica, composta por biotita, anfibólio e plagioclásio. Pontos: a) e d) VA-02; b) VA-33; c) C2-10.29
- Figura 6 – A) ortognaisse migmatítico com mesossoma granodiorítico. B) ortognaisse migmatítico estromático com leucossoma de composição sienogranítica. Pontos: a) TIN-57; b) VA-25.....30
- Figura 7 – A) e B) muscovita, bitotita xistos com xistosidade bem definida. C) Porfiroblasto de sillimanita (Sill) em sillimanita, granada, muscovita, biotita xisto. D) Porfiroblastos centimétricos de granada (Grt) em granada, muscovita, biotita xisto. Pontos: a) TIN-22; b) TIN-82; c) TIN-81; d) VA-12.....31

Figura 8 – Fotomicrografias em luz polarizada plana (c e d) e cruzada (a e b) dos xistos da região exterior à ZCCA. A) seção delgada evidenciando a intercalação de níveis ricos em biotita e níveis ricos em quartzo e feldspato. B) cristais de sillimanita fibrosa (fibrolita) dispostos nos níveis ricos em biotita. C) porfiroblasto de granada com inclusões de biotita. D) porfiroblasto de granada com inclusões orientadas de quartzo e biotita. Pontos: a) e c) TIN-81; b) e d) VA-12.	32
Figura 9 – A) quartzito impuro com muscovita. B) quartzito impuro com foliação bem marcada e mergulho de médio ângulo. Pontos: a) TIN-75; b) TIN-77.	33
Figura 10 – A) lente de mármore apresentando dobramento desarmônico. B) lente de rocha calcissilicática com epidoto, titanita e anfibólio (notar porções lenticulares mais escuras, com maior concentração de epidoto e anfibólio). Pontos: a) TIN-80; b) TIN-16.	33
Figura 11 – A) projeções estereográficas dos polos das foliações da região exterior à zona milonítica. B) projeções estereográficas das lineações da região exterior à zona milonítica.	34
Figura 12 – A) lineação de estiramento de biotita em ortogneiss. B) lineação de estiramento de muscovita em quartzito impuro. C) e D) lineação mineral de sillimanita em muscovita, biotita xisto. Pontos: a) TIN-57; b) TIN-75; c) TIN-82; d) VA-12. Siglas: f, foliação (<i>dip, dip direction</i>); l, lineação (sentido de caimento).....	35
Figura 13 – Mapa geológico do segmento norte da ZCCA.	36
Figura 14 – Mapa geológico do segmento central da ZCCA.	37
Figura 15 – Mapa geológico do segmento sul da ZCCA.	38
Figura 16 – A) lente de quartzo sigmoidal, assimétrico, em foliação de baixo ângulo, indicando transporte tectônico com topo para WSW. B) Porfiroblasto assimétrico de granada indicando transporte tectônico com topo para SW. Pontos: a) VA-11; b) VA-12.....	39
Figura 17 – A) projeção estereográfica das linhas de charneira das dobras da área de estudo. B) projeção estereográfica dos polos dos planos axiais das dobras da área de estudo.....	40
Figura 18 – A) dobra aberta com linha de charneira com caimento suave para NE. B) dobra suave com eixo β apresentando caimento suave para SW. C) dobra intrafolial, isoclinal, com plano axial paralelo à foliação de transposição, com linha de charneira com caimento suave para NE. D) dobra apertada com plano axial paralelo à foliação principal e caimento fraco para NE. E) dobra suave com eixo β	

apresentando caimento moderado para SW. F) dobra suave com traço axial de *trend* NE. Lc, linha de charneira. Pontos: a) TIN-81; b) TIN-82; c) e d) TIN-21; e) TIN-83; f) TIN-76.41

Figura 19 – A) e B) dobras inclinadas, apertadas, com linha de charneira apresentando caimento fraco para NW. C) Dobra intrafolial, NW-SE, com plano axial paralelo à foliação. D) dobras pitigmáticas em ortognaisse migmatítico, com linha de charneira apresentando caimento suave para WNW e plano axial verticalizado. E) dobra mesoscópica, suave, em biotita xisto, com fraturas de extensão preenchidas por corpo granítico, e eixo β com caimento para ESE e plano axial verticalizado. Lc, linha de charneira. Pontos: a) TIN-01; b) e c) TIN-12; d) C2-12; e) TIN-14.42

Figura 20 – A) dobra aberta com linha de charneira com caimento fraco para W em zona de baixo strain no interior da ZCCA. B) dobras apertadas com linha de charneira com caimento fraco para SW e plano axial paralelo à foliação milonítica. C) Dobra isoclinal com plano axial paralelo à foliação milonítica e linha de charneira com caimento suave para NE. D) dobra suave com eixo β apresentando caimento suave para NE. E) dobra aberta com linha de charneira com caimento forte para NNE. F) dobra aberta com eixo β apresentando caimento moderado para NW. G) dobra aberta com linha de charneira apresentando caimento forte para ESE. H) dobra suave com linha de charneira com caimento moderado para SW. Lc, linha de charneira. Pontos: a) TIN-86; b) TIN-87; c) TIN-90; d) VA-22; e) VA-17; f) VA-13; g) TIN-90; h) TIN-84.....44

Figura 21 – Afloramento de milonito migmatítico, intensamente dobrado, apresentando dobras em bainha aproximadamente no plano perpendicular à foliação milonítica (plano YZ). Fm, foliação milonítica. Ponto: TIN-87.....45

Figura 22 – Fotografias de ortognaisses no interior da zona milonítica. A) ortognaisse milonítico, monzogranítico, com alternância de níveis cinza claro e cinza escuro, granulação média. B) ortognaisse milonítico, sienogranítico, com níveis róseos de granulação grossa ricos em porfiroclastos e níveis cinza escuro quartzo feldspáticos. C) e D) ortognaisses miloníticos com porfiroclastos de feldspato sigmoidais. Pontos: a) VA-22; b) VA-01; c) TIN-89; d) VA-31.....46

Figura 23 – Fotomicrografias em luz polarizada cruzada dos ortognaisses miloníticos. A) ortognaisse granodiorítico milonítico. B) ortognaisse monzogranítico, milonítico

- (notar formação de subgrãos nos cristais de quartzo). C) ortognaisse monzogranítico, milonítico, à duas micas. D) ortognaisse sienogranítico milonítico (notar cristais de quartzo recristalizados, na borda do porfiroclasto de feldspato potássico). Pontos: a) TIN-31; b) TIN-87; c) TIN-88; d) VA-04.48
- Figura 24 – Fotografias de xisto e paragnaisse milonitizados. A) muscovita, biotita xisto, no plano XZ, com dobra assimétrica, em S, em nível de quartzo, indicando cinemática sinistral. B) paragnaisse milonítico com bandas alternadas de composições ricas em biotita e de composições ricas em quartzo e feldspato. Pontos: (a) TIN-86; (b) VA-22.49
- Figura 25 – A) Contato (linha tracejada) do paragnaisse (esq.) com ortognaisse monzogranítico (dir.). B) fotografia mostrando intercalações de xistos com corpos graníticos. Pontos: a) VA-22; b) TIN-30.49
- Figura 26 – Fotomicrografias em luz polarizada plana (a) e cruzada (b, c e d) dos xistos miloníticos. A) granada (Grt) muscovita (Ms) biotita (Bt) xisto milonítico, com porfiroblastos de granada associados aos níveis micáceos. B) granada muscovita biotita xisto milonítico com micas apresentando microestrutura *mica fish*. C) granada muscovita biotita xisto milonítico, com allanita (Aln) apresentando halo pleocróico em cristal de biotita. D) muscovita biotita xisto com epidoto (Ep) associado aos níveis de biotita. Pontos: a) TIN-29; b) e c) TIN-25; d) TIN-30. ..50
- Figura 27 – A) muscovita quartzito de coloração branca com foliação subvertical. B) quartzito impuro, com epidoto, de coloração cinza esverdeado (escala paralela à lineação de estiramento). C) fotomicrografia em luz polarizada cruzada de quartzito impuro, milonítico, com quartzo recristalizado por SGR e *mica fish* de muscovita. D) fotomicrografia em luz polarizada cruzada de quartzito impuro, milonítico, apresentando cristais de quartzo recristalizados por GBM. Pontos: a) TIN-85; b) e c) TIN-86; d) VA-30.51
- Figura 28 – Fotomicrografias em luz refletida de quartzito milonítico, evidenciando a presença de mineral opaco, interpretado como pirita (Py). Ponto: TIN-85.51
- Figura 29 – A) fotografia no plano de observação (plano XZ) de granito milonítico. B) fotografia no plano perpendicular ao plano de cisalhamento (plano YZ) de granito milonítico. Pontos: a) TIN-25; b) TIN-30.....52
- Figura 30 – A) xenólito de muscovita, biotita xisto em sienogranito milonítico. B) detalhe de parte da figura (a), mostrando o contato reto entre o xenólito e o sienogranito. C) xenólito centimétrico de biotita xisto em sienogranito. Ponto: TIN-25.....53

- Figura 31 – Fotomicrografias em luz polarizada cruzada (a e b) e fotomicrografia em luz refletida (d) de granito sin transcorrente. A) Cristais alongados de quartzo apresentando deformação intracristalina, caracterizada pela por extinção ondulante e bandas de deformação. B) cristal de quartzo com extinção xadrez. D) cristal de pirita em granito sin-transcorrente. Bt (biotita); Kf (feldspato potássico); Qtz (quartzo); Py (pirita). Pontos: a), b) e c) TIN-25.54
- Figura 32 – A) Granitos sin-tectônicos da área de estudo (amostras TIN-30G e TIN-25G) plotados no diagrama de Frost et. al. (2001). B) padrões de distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo condrito. C) Diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo.....55
- Figura 33 – A) projeções estereográficas dos polos das foliações milonítica da ZCCA. B) projeções estereográficas das lineações da ZCCA.....55
- Figura 34 – A) lineação de estiramento de biotita (Bt) e quartzo em ortognaisse. B) lineação de estiramento de muscovita (Ms) em quartzito. C) porfiroblastos de turmalina (Tur), em quartzito, definindo uma lineação mineral. D) lineações de estiramento de feldspato potássico (Kf) e biotita (Bt) em granito sin-transcorrente. Pontos: a) TIN-25; b) e c) TIN-86; d) VA-15.....56
- Figura 35 – A) trama SC, banda de cisalhamento C' e porfiroclastos assimétricos e simétricos, em ortognaisse milonítico, condizentes com cinemática sinistral. B) porfiroclastos simétricos e assimétricos e banda de cisalhamento C', em ortognaisse milonítico, condizentes com cinemática sinistral. C) rotação anti-horária da foliação (regional?) em ortognaisse milonítico indicando cinemática sinistral. D) porfiroclastos assimétricos, em ortognaisse, indicando cinemática sinistral. Pontos: a) VA-04; b) VA-01; c) TIN-84; d) TIN-26.57
- Figura 36 – A) lentes de quartzo sigmoidais em paragnaisse, indicando cinemática sinistral. B) lente de quartzo sigmoidal assimétrico em biotita xisto, condizente com cinemática sinistral. C) e D) dobras assimétricas em S indicando cinemática sinistral. Siglas: ta, traço axial; fm, foliação milonítica. Pontos: a) VA-22; b) TIN-90; c) e d) VA-19.57
- Figura 37 – Fotomicrografias em luz polarizada cruzada mostrando as diferentes feições de deformação intracristalina em cristais de quartzo. A) Extinção ondulante em granito sin-transcorrente. B) bandas de deformação em granito sin-transcorrente. C) formação de subgrãos em granito sin-transcorrente. D) extinção xadrez em cristal de quartzo bordejado por neoblastos recristalizados por rotação de

subgrãos, em ortognaisse milonítico. Pontos: a) e c) TIN-90; b) TIN-30; d) TIN-87..... 59

Figura 38 – Fotomicrografias em luz polarizada cruzada, mostrando as diferentes feições de recristalização em cristais de quartzo. A) Processo de recristalização por SGR na borda de cristal de quartzo com extinção xadrez, em granito sin-transcorrente. B) neoblastos de quartzo, na borda de cristal maior alongado, com características de recristalização por SGR, em quartzito. C) cristais de quartzo recristalizados por SGR e GBM, na borda de cristal maior, alongado, que apresenta formação de subgrãos, em ortognaisse milonítico. D) neoblastos de quartzo com contato lobado/interdigitado, condizentes com recristalização por GBM, em quartzito. Pontos: a) TIN-25; b) TIN-85; c) TIN-87; d) TIN-77. 60

Figura 39 – Fotomicrografias em luz polarizada cruzada mostrando as diferentes feições de recristalização em feldspato potássico. A) recristalização do tipo BLG nas bordas dos cristais de feldspato potássico (Kf), em ortognaisse milonítico. B) e C) neoblastos equidimensionais de feldspato potássico na borda de porfiroclastos, indicando recristalização por SGR, em ortognaises. D) agregados poligonais de cristais de feldspato potássico, em granito sintranscorrente. Pontos: a) VA-04; b) TIN-26; c) VA-01; d) TIN-25..... 61

Figura 40 – Critérios cinemáticos microestruturais dos ortognaises miloníticos. A) Porfiroclasto assimétrico de feldspato potássico, com cauda de recristalização, indicando cinemática sinistral. B) geminação dobrada, assimétrica, em cristal de plagioclásio, indicando cinemática sinistral, bordejado por cristais de quartzo recristalizados por SGR. Pontos: a) TIN-31; b) TIN-87..... 62

Figura 41 – Critérios cinemáticos microestruturais dos xistos (a) e paragnaises (b) miloníticos. A) dobra assimétrica, em cristal de muscovita, cuja vergência indica cinemática sinistral. B) mirmequitas em setores perpendiculares à direção de máximo encurtamento, condizente com cinemática sinistral. Pontos: a) TIN-25; b) VA-22..... 62

Figura 42 – Critérios cinemáticos microestruturais dos quartzitos miloníticos. A), B) e C) cristais de muscovita do tipo *fish*, bordejados por cristais de quartzo recristalizados por GBM e SGR, condizentes com cinemática sinistral. D) dobra assimétrica em cristal de muscovita, indicando cinemática sinistral. Pontos: a), b) e c) VA-30; d) TIN-85. 63

Figura 43 – A) banda de cisalhamento C', em quartzito impuro, condizente com cinemática destrai. B) fita de quartzo sigmoidal assimétrica, em xisto milonítico, condizente com cinemática destrai. C) porfiroclasto sigmoidal, em ortognaisse milonítico, com cauda de recristalização, indicando cinemática destrai. D) critérios cinemáticos contrastantes, em xisto milonítico, definidos por cristais de muscovita <i>fish</i> assimétricos. Pontos: a) TIN-86; b) TIN-25; c) TIN-88; d) TIN-29.	64
Figura 44 – Mapa evidenciando a localização das amostras submetidas à análise dos eixos-c de quartzo.	65
Figura 45 – Projeções estereográficas dos eixos-c de quartzo obtidos por meio da platina universal de cinco eixos, dos ortognaises miloníticos. R, diagrama rotacionado. TAA, temperatura do ângulo de abertura.	66
Figura 46 – Projeções estereográficas dos eixos-c de quartzo obtidos por meio da platina universal de cinco eixos, dos xistos (TIN-25X e TIN-30X) e paragnaises (VA-22X) miloníticos. TAA, temperatura do ângulo de abertura.	67
Figura 47 – Projeções estereográficas dos eixos-c de quartzo obtidos por meio da platina universal de cinco eixos, dos quartzitos. R, diagrama rotacionado. TAA, temperatura do ângulo de abertura.	67
Figura 48 - Projeções estereográficas dos eixos-c de quartzo obtidos por meio da platina universal de cinco eixos, dos granitos sin-transcorrentes. R, diagrama rotacionado. TAA, temperatura do ângulo de abertura.	68
Figura 49 – Padrões de CPO dos eixos-c de quartzo esperados para uma deformação coaxial, plotados no diagrama de Flinn.	69
Figura 50 – Modelo esquemático proposto para o desenvolvimento da ZCCA. A) tectônica pré-transcorrente, contracional, com topo para WSW. B) com a mudança do regime contracional para o regime transcorrente, o desenvolvimento das zonas de cisalhamento Congo (ZCC) e Cruzeiro do Nordeste (ZCCN), com cinemática sinistral e destrai, respectivamente, gera um esforço compressivo local, que reorienta a foliação pretérita e gera dobras NW-SE. C) por fim, a nucleação da ZCCA retrabalha essa configuração estrutural, rotacionando a foliação no sentido anti-horário. Corpos graníticos sin-transcorrentes, resultantes da fusão parcial das encaixantes, são alojados em descontinuidades geradas pela foliação milonítica.	74

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
1.1	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	20
1.2	METODOLOGIA.....	21
1.2.1	Trabalho de campo	21
1.2.2	Análise petrográfica e microestrutural.....	21
1.2.3	Eixos-c de quartzo.....	21
1.2.4	Geoquímica em rocha total	21
2	GEOLOGIA REGIONAL	22
2.1	SUBPROVÍNCIA CENTRAL	23
2.2	DOMÍNIO ALTO MOXOTÓ	24
2.3	TRABALHOS ANTERIORES	26
3	CONTEXTO GEOLÓGICO	28
3.1	TIPOS LITOLÓGICOS.....	29
3.2	TECTÔNICA PRÉ-TRANSCORRENTE.....	34
3.3	DOBRAS ASSOCIADAS	39
4	PROTÓLITOS, GEOMETRIA E CINEMÁTICA DA ZCCA	46
4.1	PROTÓLITOS DOS MILONITOS.....	46
4.2	GEOMETRIA E CINEMÁTICA	55
5	MICROESTRUTURAS	58
5.1	MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO	58
5.2	CRITÉRIOS CINEMÁTICOS MICROESTRUTURAIS	61
6	EIXOS-C DE QUARTZO.....	65
7	DISCUSSÃO	70
7.1	TEMPERATURA DE DEFORMAÇÃO	70
7.2	EVOLUÇÃO DA ZCCA.....	72
8	CONCLUSÃO.....	75

APÊNDICE A - DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS	82
APÊNDICE B - TABELA DE PONTOS E DADOS ESTRUTURAIS.....	108

1 INTRODUÇÃO

Zonas de cisalhamento são zonas onde a deformação é claramente maior do que a das rochas adjacentes (FOSSEN; CAVALCANTE, 2017 e referências nele citadas). Essas zonas definem importantes estruturas nas reconstruções tectônicas e atuam como uma fonte de informação sobre a movimentação relativa de grandes blocos crustais (CHETTY, 2017, p. 19).

A Província Borborema é um importante local para o estudo dessas estruturas, pois, sua principal feição consiste em um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes de escala continental (VAUCHEZ, A. *et al.*, 1995). Algumas dessas estruturas são utilizadas para compartimentar a Província Borborema, delimitando subprovíncias e domínios (ou terrenos) (BRITO NEVES, Benjamim Bley De; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R., 2000; NEVES, Sergio P., 2015, 2021; VAN SCHMUS, W. R. *et al.*, 1995; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH; BRITO NEVES, B. B. DE, 2011). Apesar de sua importância tectônica, poucas zonas de cisalhamento foram estudadas em detalhe. Por exemplo, Neves (1991) estudou a evolução estrutural, estimou o deslocamento e discutiu a gênese de granitos sintectônicos durante o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Tauá (CE). Silva e Mariano (2000) realizaram o estudo da Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira, definindo sua cinemática sinistral, utilizando-se de descrições macro e microestruturais. Neves e Mariano (1999) caracterizaram a faixa milonítica da Zona de Cisalhamento Pernambuco Leste, questionando o papel dessa feição durante a orogênese Brasileira. Archanjo *et al.* (2008) investigaram a evolução da Zona de Cisalhamento Patos e zonas de cisalhamento adjacentes, caracterizando a trama e idades de plútons graníticos pré- e sintectônicos, enquanto Viegas *et al.* (2014) definiram a idade de milonitização dessa zona de cisalhamento a partir de corpos sintectônicos, evidenciando também os mecanismos de deformação que atuaram durante o seu desenvolvimento. Como a caracterização estrutural em detalhe das zonas de cisalhamento de uma província tectônica contribui significativamente para o melhor entendimento da dinâmica atuante nos eventos orogenéticos, nesta dissertação detalharemos a Zona de Cisalhamento Caiçara (ZCCA).

A ZCCA está situada no Domínio Alto Moxotó (DAM), Subprovíncia Central (SC) da PB (NEVES, Sergio P., 2021; SANTOS, Lauro César Montefalco De Lira *et al.*, 2015). Trabalhos anteriores realizados nas proximidades da área de estudo (NEVES, Sergio P. *et al.*, 2018) descreveram um padrão de interferência (Padrão de Interferência de Carolina) intermediário entre os tipos 1 e 2 de Ramsay (1967), em um bloco bordejado a leste pelas

zonas de cisalhamento Congo e Cruzeiro do Nordeste, e a oeste pela ZCCA. Este trabalho apresenta os resultados obtidos na caracterização estrutural e microestrutural da ZCCA, através de mapeamento geológico, análise geométrica e cinemática, descrições microestruturais, análise de eixos-c de quartzo e geoquímica em rocha total de granitos sintectônicos. Com esses resultados, serão feitas estimativas da temperatura de milonitização, a determinação de sua influência no desenvolvimento de dobras em meso- e macroescala e proposta sua evolução e implicações tectônicas.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: O autor (2021).

A área de estudo está situada a cerca de 360 km da cidade do Recife e abrange parte dos municípios de Custódia e Betânia. O acesso se dá pela BR 232 até o município de Custódia, e, a partir daí, por estradas secundárias não pavimentadas (fig. 1). Parte da área é cortada pelo canal da transposição do Rio São Francisco, o qual, em toda sua extensão, é bordejado por estradas de acesso.

1.2 METODOLOGIA

Foram utilizados métodos de campo e laboratoriais, os quais estão elencados nos tópicos a seguir.

1.2.1 Trabalho de campo

Durante o trabalho de campo foram realizados perfis em estradas perpendiculares à ZCCA e ao longo do canal da transposição do Rio São Francisco, que contém afloramentos em ótimo grau de exposição. Ao todo, foram analisados 131 afloramentos.

Foram coletados dados estruturais, com bússola do tipo *Brunton* e *Clar*, amostras para análise geoquímica e amostras orientadas para a confecção de seções delgadas.

1.2.2 Análise petrográfica e microestrutural

Das amostras coletadas em campo, foram selecionadas vinte e seis amostras para a confecção de seções delgadas. Essas foram confeccionadas no plano paralelo à lineação (quando visíveis) e perpendicular à foliação, correspondendo ao plano XZ do elipsoide de deformação.

Além da petrografia tradicional, essas seções delgadas foram descritas com ênfase em feições deformacionais, como critérios cinemáticos e mecanismos de deformação.

1.2.3 Eixos-c de quartzo

As direções dos eixos-c de quartzo foram obtidas utilizando a platina universal de cinco eixos acoplada ao microscópio petrográfico, seguindo os procedimentos descritos em Passchier e Trouw (1998a).

Foram realizadas medições de eixos-c em dezessete seções delgadas e em cada uma delas, foram medidos, em média, cento e oitenta eixos-c de quartzo. Essas medições, oriundas da platina universal, foram convertidas em dados azimutais (linhas) utilizando o método retratado em Santoro e Ayub (1994) e, posteriormente plotadas nos *softwares Open Stereo* e *InnStereo*.

Com a trama obtida, foram traçados os *skeletons* (LISTER; WILLIAMS, 1979) e mensurados os respectivos ângulos de abertura para o cálculo da temperatura de deformação (FALEIROS, F. M. *et al.*, 2016; LAW, 2014).

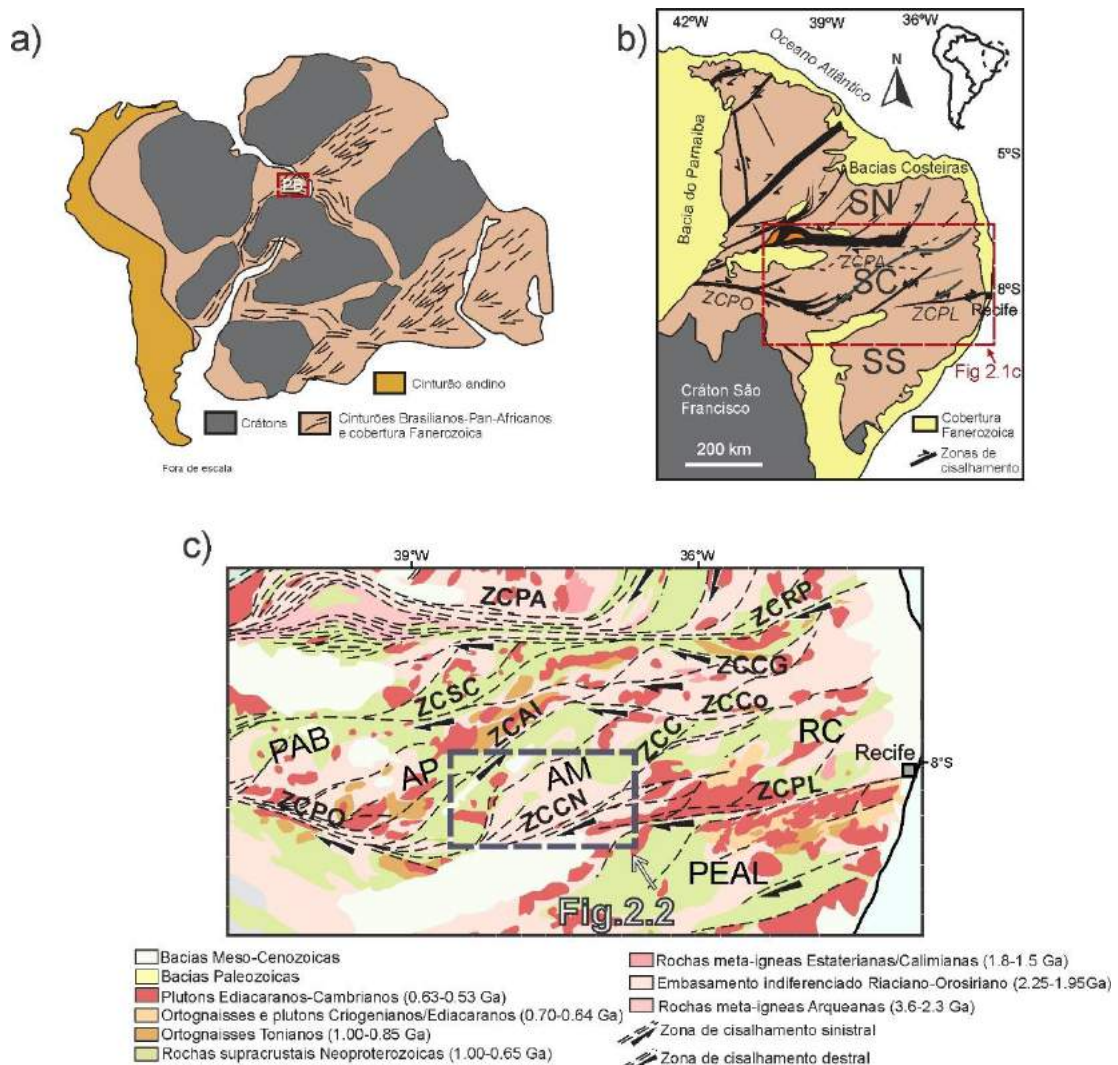
1.2.4 Geoquímica em rocha total

Duas amostras foram selecionadas para a análise de geoquímica em rocha total de granitos sincinemáticos. Essas amostras foram enviadas ao laboratório ACME (Canadá) e os resultados foram plotados em diagramas geoquímicos utilizando o *software* GCDKIT.

2 GEOLOGIA REGIONAL

A PB abrange uma área de cerca de 380,000 km² e é bordejada a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pela Bacia do Parnaíba e a norte e leste pelas bacias Costeiras (fig. 2, a, b) (ALMEIDA, DE *et al.*, 1981). Essa província é uma região de grande complexidade estrutural, que apresenta uma superposição de distintos eventos deformacionais, metamórficos e magmáticos, nos estágios colisionais a pós-colisionais (transcorrentes), da orogenia Brasiliana/Pan-Africana (625 Ma – 510 Ma) (CAXITO *et al.*, 2020 e referências).

Figura 2 – a) Contexto geotectônico pré-drift da parte oeste do supercontinente Gondwana. O retângulo vermelho indica a localização da Província Borborema. b) Subdivisão da Província Borborema nas subprovíncias Norte (SN), Central (SC) e Sul (SS). c) Mapa simplificado de parte das subprovíncias Central e Sul e seus diferentes domínios. Domínios: RC (Rio Capibaribe); AM (Alto Moxotó); AP (Alto Pajeú); PAB (Piancó-Alto Brígida); PEAL (Pernambuco-Alagoas). Zonas de Cisalhamento: ZCPA (Patos); ZCPO (Pernambuco Oeste); ZCPL (Pernambuco Leste); ZCC (Congo); ZCCN (Cruzeiro do Nordeste); ZCAI (Afogados da Ingazeira); ZCCG (Campina Grande); ZCCo (Coxixola); ZCRP (Remígio Pocinhos); ZCSC (Serra do Caboclo).



Fonte: Neves (2021) e Castellan (2021).

O embasamento da PB é composto por ortognaisses migmatíticos paleoproterozoicos com gênese correlata ao Ciclo Orogenético Transamazônico (2,2 Ga – 2,0 Ga) (BRITO NEVES, Benjamim Bley De; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R., 2000; NEVES, Sergio P., 2003; VAN SCHMUS, W. R. *et al.*, 1995). Ao longo da PB, encontram-se núcleos arqueanos associados a essas rochas (NEVES, Sergio P., 2021 e referências; SANTOS, L. C. M. De L. *et al.*, 2017).

O Neoproterozoico é evidenciado pelo Ciclo Orogenético Brasileiro, o qual afetou todas as unidades pré-existentes. As principais características geológicas desse ciclo consistem em uma intensa atividade magmática, representada por vários plútons e batólitos, que intrudem o embasamento gnáissico e a cobertura metassedimentar, e o desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes (NEVES, Sergio P., 2021 e referências).

Um evento magmático anterior ao Brasileiro, denominado Cariris Velhos, com período de atuação em torno de 1000 Ma a 920 Ma, é proposto por alguns autores como de caráter orogênico (BRITO NEVES, B. D. E. B. *et al.*, 1995). Porém, outros autores o interpretam como uma fase extensional (GUIMARÃES, Ignez Pinho *et al.*, 2012; NEVES, Sergio P., 2003).

2.1 SUBPROVÍNCIA CENTRAL

A Subprovíncia Central (ou Zona Transversal) é limitada a norte pela Zona de Cisalhamento Patos e a sul pelas zonas de cisalhamento Pernambuco Leste e Oeste, as quais são transcorrentes destrais e possuem direção E-W (fig. 2, c). Essas zonas de cisalhamento conjugam-se a zonas de cisalhamento transcorrentes NE-SW, com cinemática sinistral (fig. 2, c).

Essa subprovíncia é constituída pelo embasamento gnáissico-migmatítico, com idades predominantemente entre 2,2 e 2,0 Ga (U-Pb), por intrusões ígneas neoproterozoicas (650-530 Ma) e por associações de rochas supracrustais (NEVES, Sergio P. *et al.*, 2006; VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH; BRITO NEVES, B. B. DE, 2011). Localmente ocorrem núcleos arqueanos associados (SANTOS, Lauro César Montefalco De Lira *et al.*, 2017).

Santos (1996) e Santos e Medeiros (1999), utilizando o conceito de terrenos alóctones, propuseram uma subdivisão para a SC em quatro terrenos tectonoestratigráficos justapostos: Rio Capibaribe; Alto Moxotó; Alto Pajeú; Piancó-Alto Brígida (fig. 2, c). Essa subdivisão é embasada, majoritariamente, nas diferenças das assinaturas geoquímicas e nas idades dos litotipos dos quatros terrenos propostos, os quais têm seus limites definidos pelas zonas de cisalhamento NE-SW. Como o termo “terreno” denota uma implicação geodinâmica de

origem alóctone (CAXITO *et al.*, 2020 e referências), este trabalho adota a nomenclatura da subdivisão da PB em subprovíncias (VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH; BRITO NEVES, B. B. DE, 2011) e da Subprovíncia Central em domínios (NEVES, Sergio P., 2021; NEVES, Sérgio P.; SILVA, J. M. R. DA; BRUGUIER, 2017).

2.2 DOMÍNIO ALTO MOXOTÓ

O DAM é bordejado a leste pelo Domínio Rio Capibaribe (DRC) e a oeste pelo Domínio Alto Pajeú (DAP). O limite apontado entre o DAM e o DRC é o sistema de zonas de cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste-Coxixola (SANTOS, C. A. Dos, 2012; SANTOS, Edilton J.; MEDEIROS, Vladimir C., 1999). O limite entre o DAM e o DAP, proposto por alguns autores, coincide com o *nappe* Serra de Jabitacá (SANTOS, Edilton J.; MEDEIROS, Vladimir C., 1999; SANTOS, Lauro César M. De Lira *et al.*, 2017), porém, outros autores o definem como a Zona de Cisalhamento Afogados da Ingazeira (MEDEIROS, Vladimir Cruz De; MEDEIROS, W. E. De; SÁ, 2011).

O DAM consiste em um bloco crustal de alto grau metamórfico, composto por ortognaisses, migmatitos, metagranitos, rochas máficas e ultramáficas e rochas metassedimentares (SANTOS, Lauro César M. De Lira *et al.*, 2017 e referências). Em relação aos outros domínios da Subprovíncia Central, o DAM possui uma pequena quantidade de intrusões graníticas e essas estão localizadas majoritariamente nas regiões limítrofes desse com os domínios DRC e o DAP (GUIMARÃES, Ignez P. *et al.*, 2005).

O embasamento é representado majoritariamente pelos complexos Floresta e Cabaceiras (Santos, 1995; Neves *et al.*, 2015; Santos *et al.*, 2017), com núcleos arqueanos associados (Suite Riacho das Lajes) (SANTOS, Lauro César Montefalco De Lira *et al.*, 2017). A associação de rochas máficas e ultramáficas é descrita como a Suite Malhada Vermelha, a qual ocorre como corpos tabulares intrusivos no embasamento e nas rochas metassedimentares (SANTOS, Edilton José Dos, 1995; SANTOS, L. C. M. De L. *et al.*, 2018 e referências). As unidades supracrustais dominantes do DAM são os complexos Sertânia e São Caetano (SANTOS, Edilton José Dos; NUTMAN; NEVES, B. B. De B., 2004).

O Complexo Floresta é constituído por metagranitóides mesocráticos a leucocráticos, de granulação média a grossa, com composição predominantemente quartzodiorítica a tonalítica, com termos monzograníticos a granodioríticos (SANTOS, Edilton José Dos, 1995; SANTOS, Lauro César Montefalco De Lira *et al.*, 2017). Frequentemente apresentam-se parcialmente migmatizados e a idade de cristalização de seu protólito foi definida entre 2,11 e 2,09 Ga (U-Pb em zircão) (SANTOS, Lauro César Montefalco De Lira *et al.*, 2017). Na área de estudo,

Lima et. al. (2018) atribuíram a região correspondente a esse complexo ao Complexo Mulungu-Feliciano, interpretado com idade arqueana.

A Suíte Malhada Vermelha é composta por quartzo dioritos, biotita tonalitos e anortositos associados a lentes de corpos máficos/ultramáficos (hornblenditos, anfibolitos) (SANTOS, Edilton José Dos, 1995). Mineralização de Fe-Ti (titano-magnetita) ocorre dispersa nas rochas máficas. Esta unidade foi datada em 2,1 Ga (U-Pb em zircão) (SANTOS, L. C. M. De L. *et al.*, 2018 e referências).

O Complexo Cabaceiras é composto por gnaisses migmatíticos de composição granodiorítica/monzogranítica com termos graníticos a sieníticos (LAGES, Geysson De Almeida *et al.*, 2009). Apresenta granulometria grossa, sendo caracterizado por leucossomas róseos com presença frequente de magnetita. Enclaves centimétricos a decimétricos de lentes anfibolíticas também são observados (NEVES, Sérgio P. *et al.*, 2015). A diferença principal dessa unidade para os ortognaisses do Complexo Floresta é o enriquecimento relativo em feldspato potássico e a presença mais expressiva de magnetita. A idade de cristalização do protólito foi determinada em c. 2,05 Ga (U-Pb em zircão) (NEVES, Sérgio P. *et al.*, 2015).

O Complexo Sertânia é formado essencialmente por granada-biotita gnaisses, com ou sem sillimanita, intercalações de mármore, xisto vulcanoclástico, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos, e apresenta feições de migmatização de alto grau, com estruturas estromáticas e *schlieren* (SANTOS, Edilton José Dos; NUTMAN; NEVES, B. B. De B., 2004). A idade de deposição máxima dessa unidade ainda é objeto de discussão. Santos et. al. (2004) obtiveram idades, em zircões detríticos, de 1,87 a 2,2 Ga (U-Pb) e propuseram uma deposição paleoproterozoica, contemporânea à formação do Complexo Floresta. No entanto, Neves et. al. (2017) defendem que, pelo menos, parte da deposição desse complexo ocorreu no Neoproterozoico. Esse argumento é amparado pela presença de zircões detríticos com até 700 Ma em várias amostras, incluindo uma amostra próxima da localidade tipo.

O Complexo São Caetano é formado por paragnaisses com muscovita e biotita, com variações faciológicas para tipos xistosos e quartzo-feldspáticos, de protólitos siliciclásticos pelíticos ou arcosianos, podendo conter uma componente vulcânica ou vulcanoclástica (SALES *et al.*, 2011). Na área de estudo, a região correspondente a esta unidade foi mapeada na Folha Belém do São Francisco (SANTOS, Edilton José Dos, 1999), como pertencente ao Complexo Sertânia. Porém, mapeamentos recentes (LIMA, F. J. Da C.; BRASILINO, Roberta Galba; LAGES, Geysson De Almeida, 2018) a reinterpretem como pertencente ao Complexo São Caetano. A presença de sillimanita nesse complexo ainda não foi bem documentada no DAM, sugerindo grau metamórfico mais baixo que no Complexo Sertânia.

Dadas as distintas interpretações para uma mesma unidade e diferentes critérios de classificação utilizadas na bibliografia para a descrição das unidades aflorantes na área de estudo, neste trabalho as litologias serão descritas com base nas características petrográficas dos litotipos encontrados em campo, sem atribuição formal aos diferentes complexos definidos.

2.3 TRABALHOS ANTERIORES

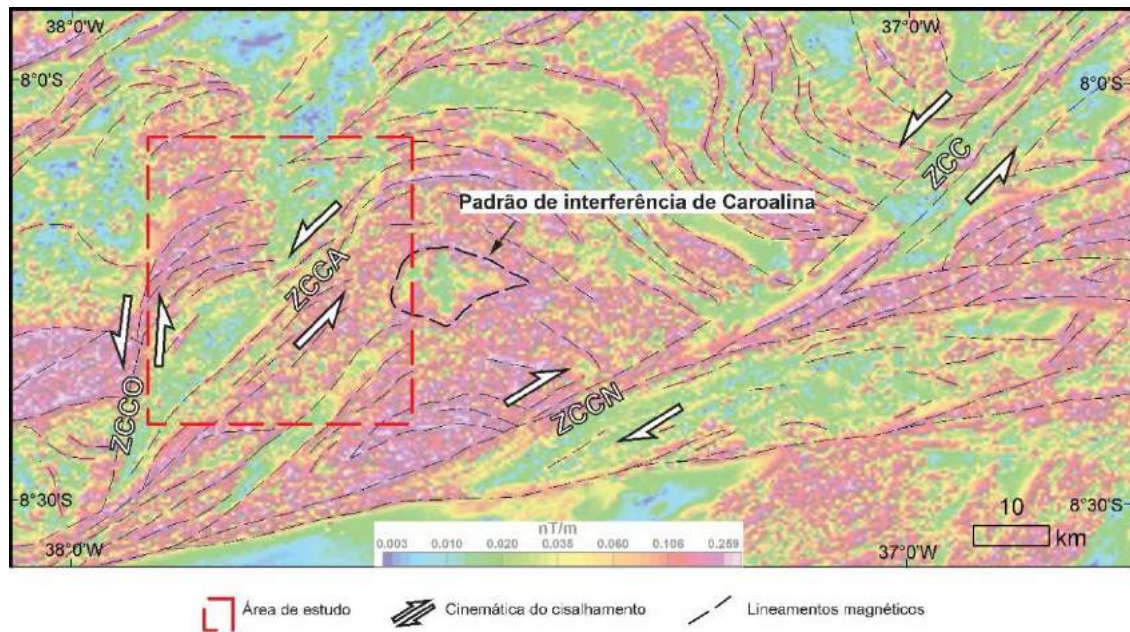
A ZCCA está localizada em um bloco tectônico bordejado a leste pelas zonas de cisalhamento transcorrentes Congo (ZCC) e Cruzeiro do Nordeste (ZCCN), e a oeste pela Zona de Cisalhamento Conceição (ZCCO) (fig. 3).

A ZCCO foi cartografada na Folha Belém do São Francisco (SANTOS, Edilton José Dos, 1999). Essa estrutura apresenta direção que varia de N-S a NNE-SSW e cinemática sinistral. Em escala de mapa, observa-se que a ZCCO deslocou, no sentido anti-horário, um corpo granítico, o que é bem evidenciado pelas anomalias magnéticas nas imagens aerogeofísicas (fig. 3).

A ZCC e a ZCCN foram interpretadas como um sistema de cisalhamento único de cinemática sinistral por Santos (2012). Datação U-Pb em zircão de granitos sin-transcorrentes forneceram uma idade de 590 Ma, interpretada como a idade de ativação dessas zonas de cisalhamento (SANTOS, C. A. Dos, 2012). Neves et. al. (2018), com base em levantamentos de campo e imagens aerogeofísicas, evidenciaram que a ZCC e a ZCCN são estruturas distintas, com cinemática sinistral e destal, respectivamente. Segundo esses autores, as cinemáticas opostas dessas zonas de cisalhamento geraram uma zona contracional responsável pelo desenvolvimento de dobras NW-SE. A ausência de deslocamento relativo entre essas estruturas é uma evidência de que o movimento cessou após elas se interceptarem, no estágio final dos seus desenvolvimentos, realocando a deformação em outro local. Assim, o desenvolvimento da ZCCA se dá, provavelmente, nesse contexto.

Durante o seu desenvolvimento, a atuação da ZCCA provavelmente retrabalhou as dobras NW-SE, anteriormente desenvolvidas, levando à formação do Padrão de Interferência de Carolína, o qual consiste em uma eminente feição estrutural desta porção do DAM (fig. 3).

Figura 3 – Mapa aerogeofísico de amplitude do sinal analítico (ASA) da área de estudo (retângulo vermelho), zonas de cisalhamento adjacentes, e do Padrão de Interferência Caroolina. Zonas de cisalhamento: ZCC (Congo); ZCCN (Cruzeiro do Nordeste); ZCCO (Conceição); ZCCA (Caiçara).



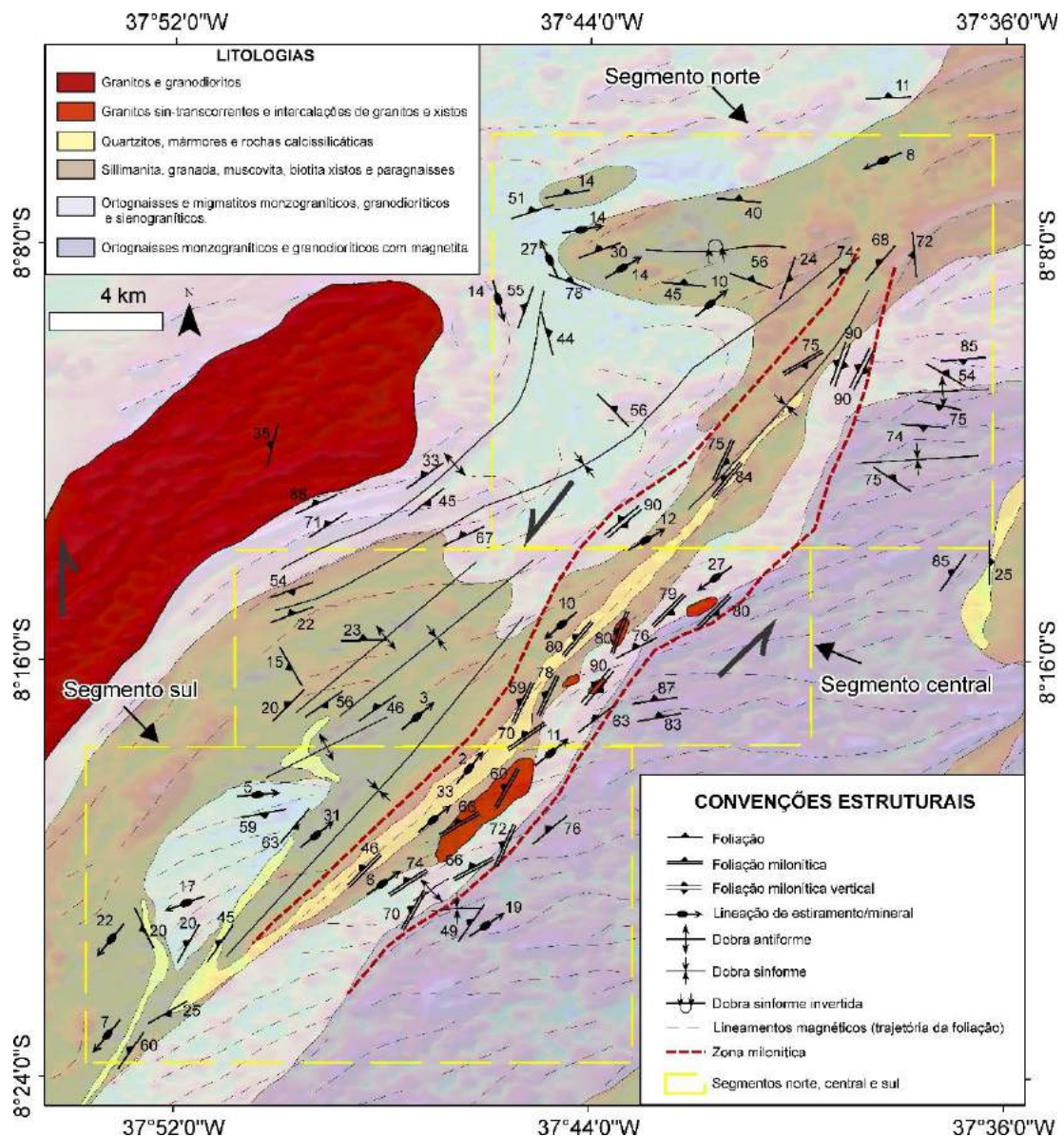
Fonte: O autor (2021). Imagem aerogeofísica: CPRM (2009).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

A ZCCA tem aproximadamente 35 quilômetros de extensão e compreende uma zona milonítica que varia de dois a cinco quilômetros de largura. Sua direção principal é NE-SW a NNE-SSW e apresenta mergulho forte a moderado predominantemente para NW e localmente para SE (fig. 4).

Neste capítulo será dada ênfase na descrição da região exterior à zona milonítica, ou rochas encaixantes (do inglês “wall rocks”). A descrição das litologias miloníticas será realizada no próximo capítulo (capítulo 4).

Figura 4 – Mapa geológico da área de estudo, mostrando os limites da ZCCA (linha vermelha em tracejado). Os retângulos em amarelo correspondem às áreas mostradas em mais detalhe nas figs. 13 e 14.



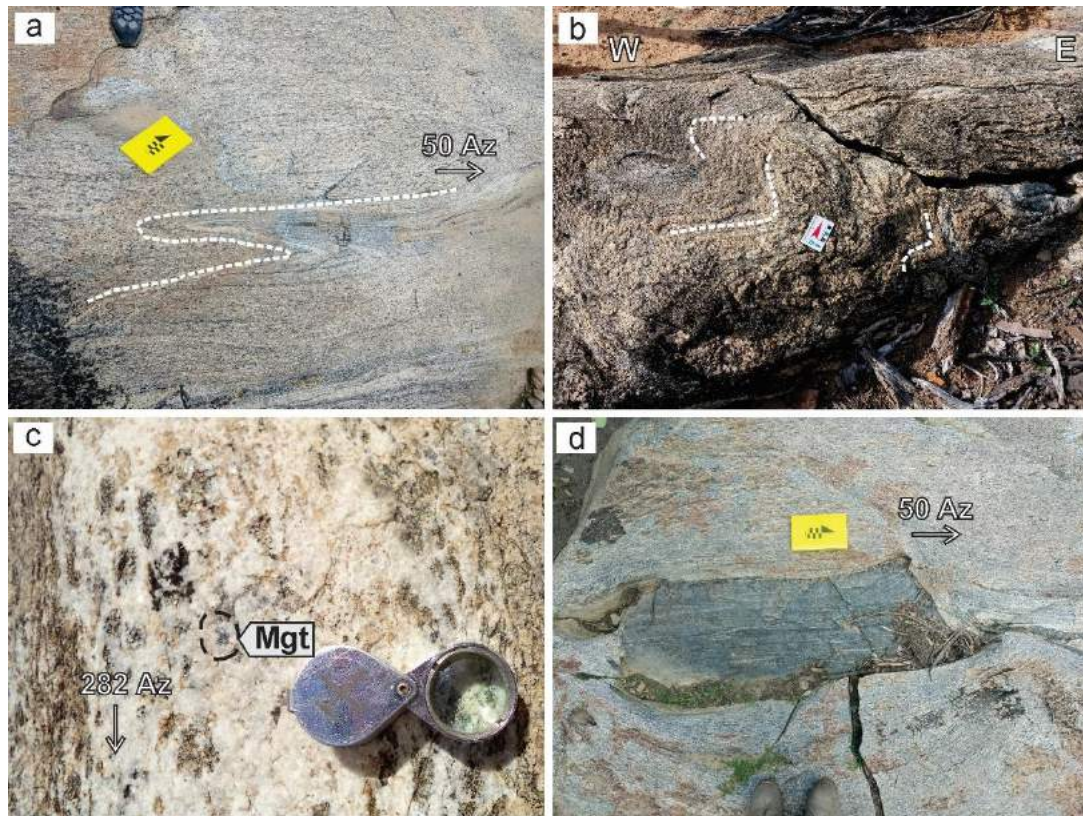
Fonte: O autor (2021).

3.1 TIPOS LITOLÓGICOS

As rochas encaixantes da ZCCA compreendem ortognaisses graníticos, xistos, granitos e granodioritos, quartzitos, mármore e rochas calcissilicáticas (fig. 4).

Os ortognaisses são os litotipos dominantes, ocorrendo nas porções SE, ESE, central e em partes das porções NW e SW. Quatro grupos composicionais distintos foram reconhecidos: ortognaisses monzograníticos, ortognaisses granodioríticos, ortognaisses sienograníticos e ortognaisses monzograníticos e granodioríticos com magnetita. Dada à escala do trabalho, não foi possível individualizar, no mapa geológico, a área de ocorrência de cada grupo, porém os ortognaisses com magnetita se distinguem dos demais, nas imagens aerogeofísicas, pela anomalia magnética positiva (cor roxo na fig. 4).

Figura 5 – Feições de campo dos ortognaisses monzograníticos a granodioríticos com magnetita A) Ortognaisse migmatítico com dobra em S indicando cinemática sinistral. B) Ortognaisse migmatítico com bandamento composicional afetado por dobras abertas e fechadas. C) leucossoma quartzofeldspático com magnetita e anfibólio. D) lente máfica, composta por biotita, anfibólio e plagioclásio. Pontos: a) e d) VA-02; b) VA-33; c) C2-10.



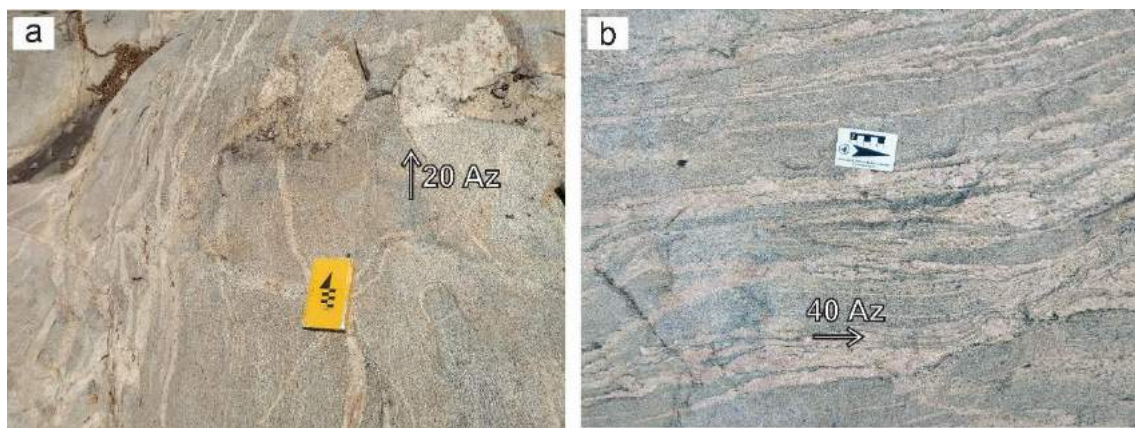
Fonte: O autor (2021).

Os ortognaisses com magnetita compreendem termos migmatíticos (fig. 5), com mesossoma de composição monzogranítica gradando a granodiorítica. A magnetita ocorre preferencialmente nos leucossomas, que apresentam composição quartzofeldspática com anfibólio. Frequentemente observam-se lentes máficas, com enriquecimento em biotita e

anfibólio, intercaladas nos ortognaisses (fig. 5, d). O bandamento composicional é centimétrico e a granulação varia de média a grossa, a coloração de cinza claro a cinza escuro e róseo.

Os outros grupos gnáissicos (cor cinza azulado na fig. 4) também são migmatíticos, majoritariamente com estrutura estromática (fig. 6). Apresentam um bandamento composicional bem definido e mesossoma de composição monzogranítica, granodiorítica (fig. 6, a) e sienogranítica (fig. 6, b). Os termos monzograníticos e granodioríticos possuem granulação média a grossa e coloração cinza claro a cinza escuro, já os termos sienograníticos possuem coloração cinza e róseo e granulação variando de média a grossa.

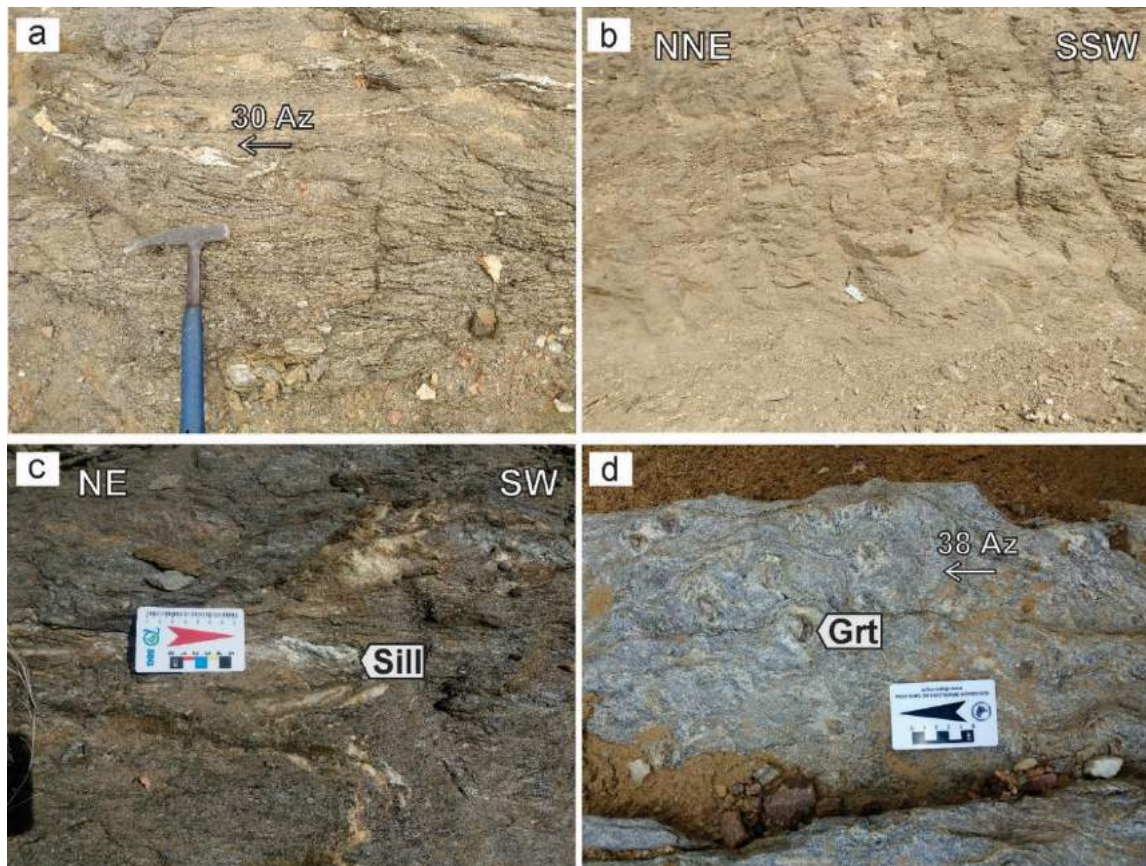
Figura 6 – A) ortogneisse migmatítico com mesossoma granodiorítico. B) ortogneisse migmatítico estromático com leucossoma de composição sienogranítica. Pontos: a) TIN-57; b) VA-25.



Fonte: O autor (2021).

Os xistos ocorrem na região central da área de estudo, e em parte das regiões SE e ESE (fig. 4). Consistem em muscovita biotita xistos, com uma foliação do tipo xistosidade bem definida (fig. 7, a, b). Possuem granulação média e coloração cinza claro, cinza escuro e marrom claro, podendo conter porfiroblastos centimétricos de sillimanita (fig. 7, c) e granada (fig. 7, d).

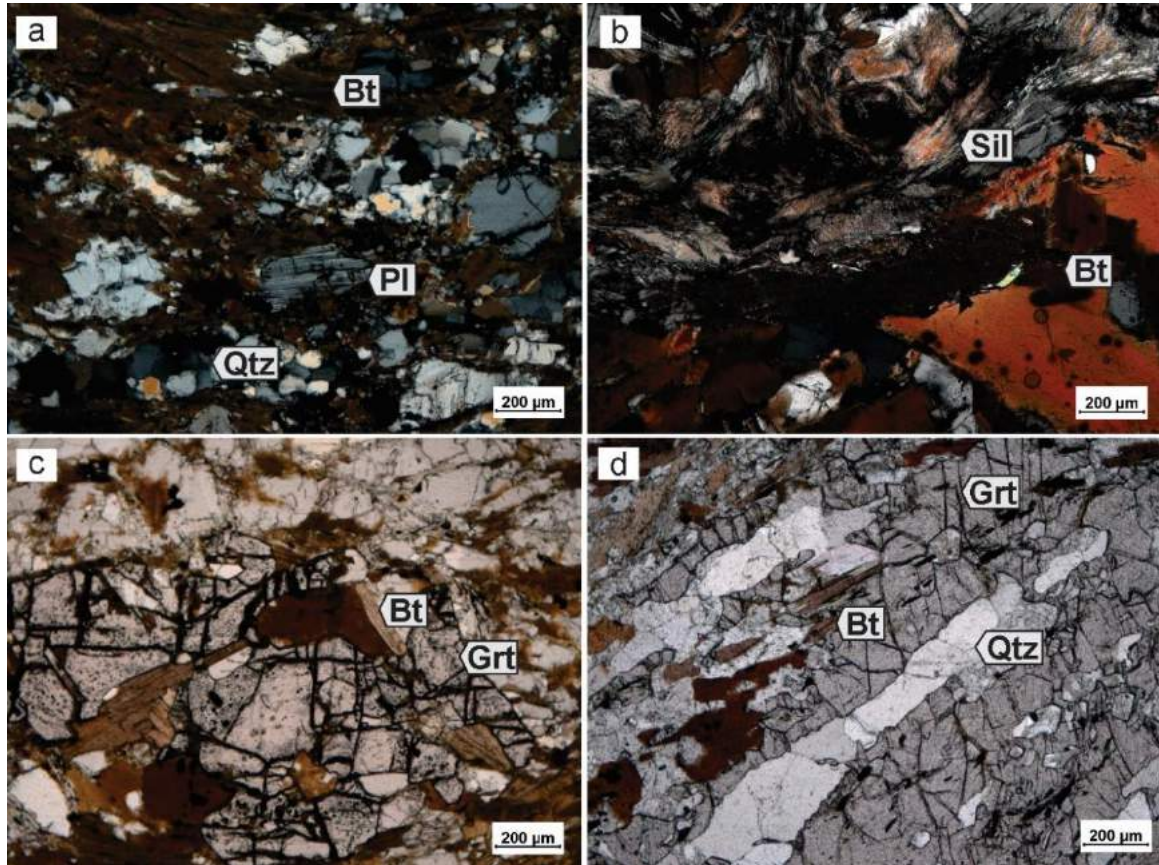
Figura 7 – A) e B) muscovita, bitotita xistos com xistosidade bem definida. C) Porfiroblasto de sillimanita (Sill) em sillimanita, granada, muscovita, biotita xisto. D) Porfiroblastos centimétricos de granada (Grt) em granada, muscovita, biotita xisto. Pontos: a) TIN-22; b) TIN-82; c) TIN-81; d) VA-12.



Fonte: O autor (2021).

Os xistos são compostos por sillimanita (0-5%), granada (0-15%), feldspato potássico (5%), plagioclásio (15-20%), quartzo (c. 20%), muscovita (c. 15%) e biotita (c. 30%). Exibem, majoritariamente, microestrutura granolepidoblástica (fig. 8, a), porém, é possível observar termos com microestrutura porfiroblástica, com porfiroblastos de granada em uma matriz lepidogranoblástica (fig. 8, c, d). Os cristais de quartzo são xenoblásticos, inequigranulares, com contato lobado. Os cristais de sillimanita ocorrem na forma fibrosa (fibrolita), associada aos níveis de biotita (fig. 8, b). Os porfiroblastos de granada são subidioblásticos a xenoblásticos, com até 1 cm de diâmetro (fig. 8, c), e apresentam inclusões de quartzo, feldspato e biotita (fig. 8, d). Essas inclusões encontram-se rotacionadas em relação à matriz, indicando que os porfiroblastos são sin-tectônicos. Essa associação mineralógica é característica de metamorfismo na fácies anfibolito alto (BUCHER; GRAPES, 2011).

Figura 8 – Fotomicrografias em luz polarizada plana (c e d) e cruzada (a e b) dos xistos da região exterior à ZCCA. A) seção delgada evidenciando a intercalação de níveis ricos em biotita e níveis ricos em quartzo e feldspato. B) cristais de sillimanita fibrosa (fibrolita) dispostos nos níveis ricos em biotita. C) porfiroblasto de granada com inclusões de biotita. D) porfiroblasto de granada com inclusões orientadas de quartzo e biotita. Pontos: a) e c) TIN-81; b) e d) VA-12.



Fonte: O autor (2021).

Quartzitos, mármore e rochas calcissilicáticas ocorrem, majoritariamente, formando elevações topográficas orientadas concordantemente à direção da ZCCA (cor amarelo na fig. 4) na região central da área de estudo. Os quartzitos são os litotipos mais frequentes, compreendendo quartzitos impuros, com epidoto, feldspato potássico e muscovita, variegados, com coloração cinza claro (fig. 9, a) a cinza esverdeado (fig. 9, b).

Figura 9 – A) quartzito impuro com muscovita. B) quartzito impuro com foliação bem marcada e mergulho de médio ângulo. Pontos: a) TIN-75; b) TIN-77.



Fonte: O autor (2021).

Os mármore e rochas calcissilicáticas ocorrem como corpos lenticulares nos quartzitos, variando de essencialmente carbonáticos (fig. 10, a) a termos carbonáticos com epidoto, titanita e anfibólio (fig. 10, b).

Figura 10 – A) lente de mármore apresentando dobramento desarmônico. B) lente de rocha calcissilicática com epidoto, titanita e anfibólio (notar porções lenticulares mais escuras, com maior concentração de epidoto e anfibólio). Pontos: a) TIN-80; b) TIN-16.



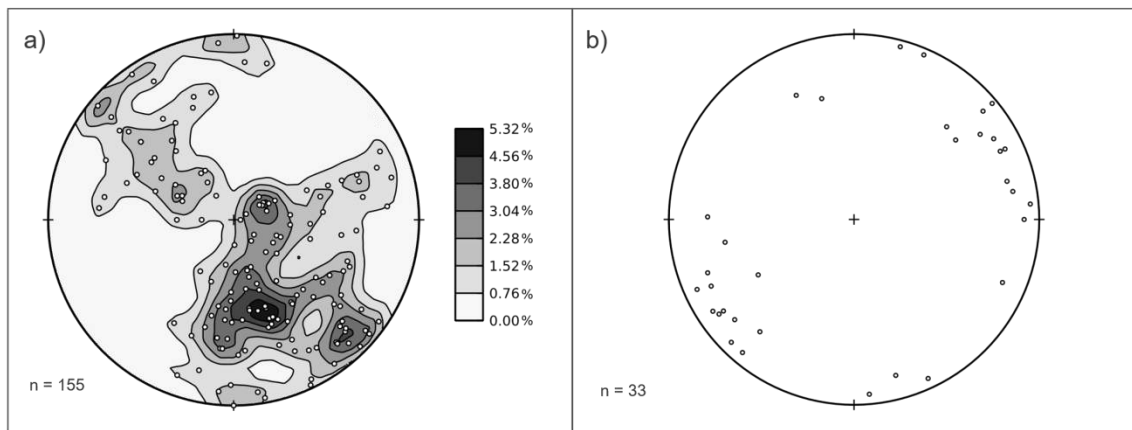
Fonte: O autor (2021).

Na parte oeste da área de estudo ocorre um plúton alongado, com trend NE, composto por granitos e granodioritos (cor vermelho da fig. 4) (LIMA, F. J. Da C.; BRASILINO, Roberta Galba; LAGES, Geysson De Almeida, 2018).

3.2 TECTÔNICA PRÉ-TRANSCORRENTE

Nas proximidades da ZCCA, a foliação regional foi retrabalhada, observando-se, em escala de mapa (fig. 4), sua rotação no sentido anti-horário, condizente com a cinemática sinistral da zona de cisalhamento. Devido a esta rotação e à presença de dobras macroscópicas, a atitude da foliação regional apresenta uma dispersão acentuada (fig. 11), com direções principais variando de NE-SW a NW-SE e mergulho de fraco a forte para NW, SE e SW.

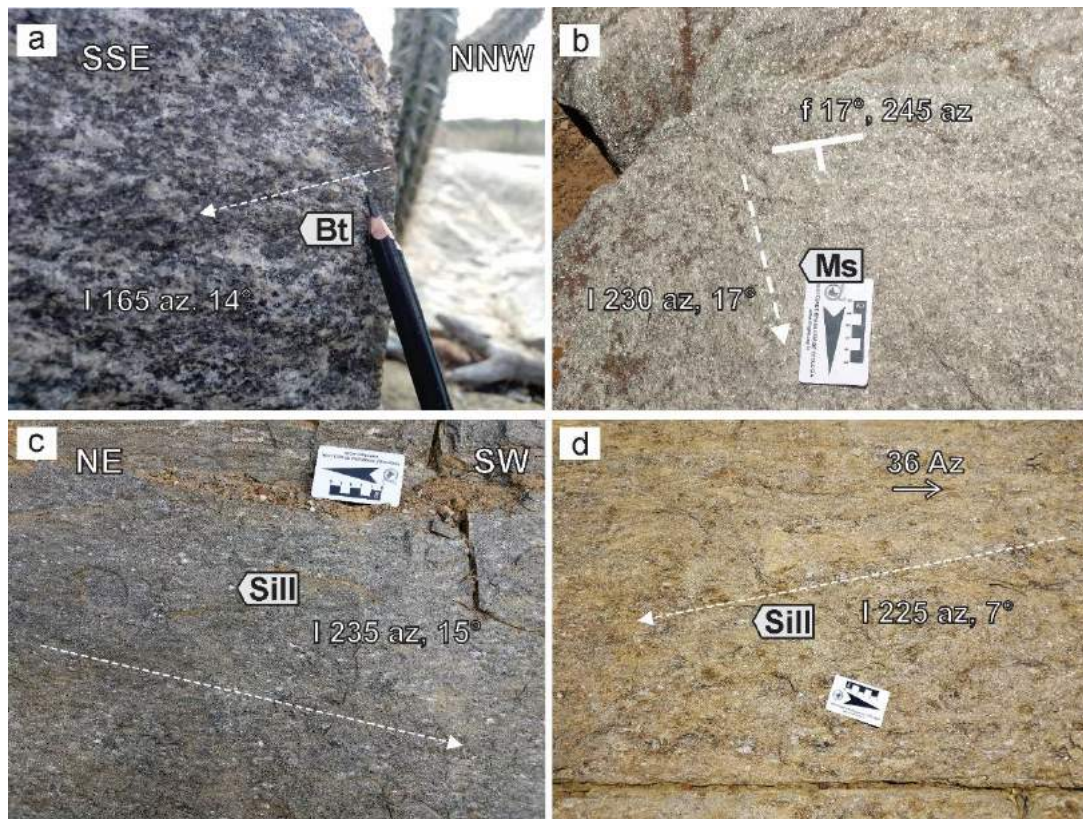
Figura 11 – A) projeções estereográficas dos polos das foliações da região exterior à zona milonítica. B) projeções estereográficas das lineações da região exterior à zona milonítica.



Fonte: O autor (2021).

Apesar de apresentarem caimentos com maior frequência para os sentidos NE e SW, as atitudes das lineações também apresentam uma dispersão, com caimento fraco para todos os quadrantes. Essas lineações são do tipo mineral e de estiramento (fig. 12), com lineações bem definidas de biotita (fig. 12, a), muscovita (fig. 12, b) e sillimanita (fig. 12, c, d). Localmente observa-se uma lineação aproximadamente *down-dip* de muscovita em epidoto, muscovita quartzito (fig. 12, b).

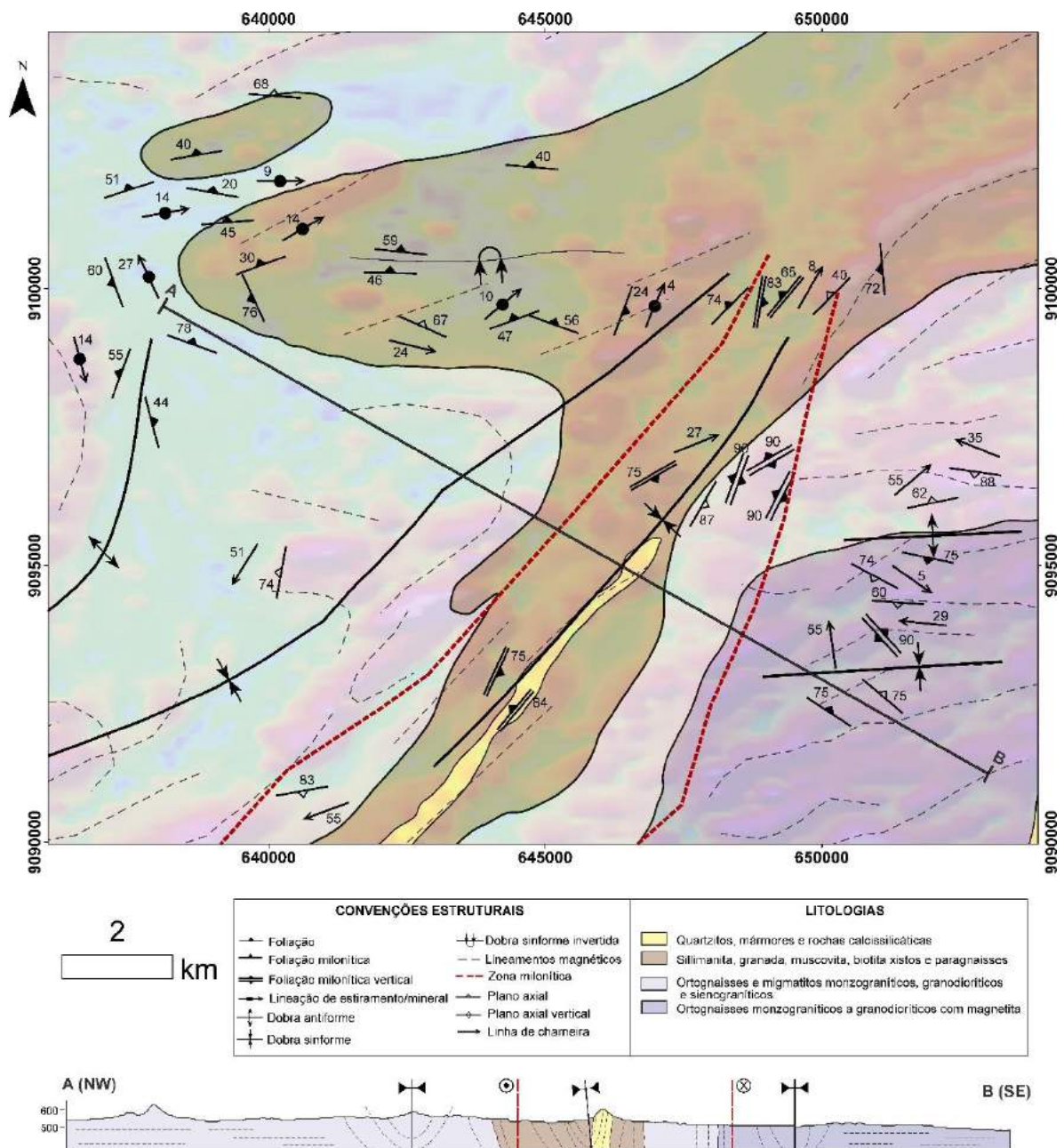
Figura 12 – A) lineação de estiramento de biotita em ortogneisse. B) lineação de estiramento de muscovita em quartzito impuro. C) e D) lineação mineral de sillimanita em muscovita, biotita xisto. Pontos: a) TIN-57; b) TIN-75; c) TIN-82; d) VA-12. Siglas: f, foliação (*dip, dip direction*); l, lineação (sentido de caimento).



Fonte: O autor (2021).

Para uma melhor caracterização das feições estruturais macroscópicas, mapas geológicos dos segmentos norte, central e sul (retângulos amarelos na fig. 4) da ZCCA e seu entorno são mostrados nas figuras 7, 8 e 9, respectivamente. A figura 13 mostra que, fora da zona milonítica, a foliação regional tem *trend* NW a WNW, sendo truncada pela foliação milonítica, com *trend* NE e mergulho vertical a forte para NW e SE. Nota-se, também, que a foliação regional é intensamente retrabalhada por dobramentos com diferentes orientações (ver tópico 3.3).

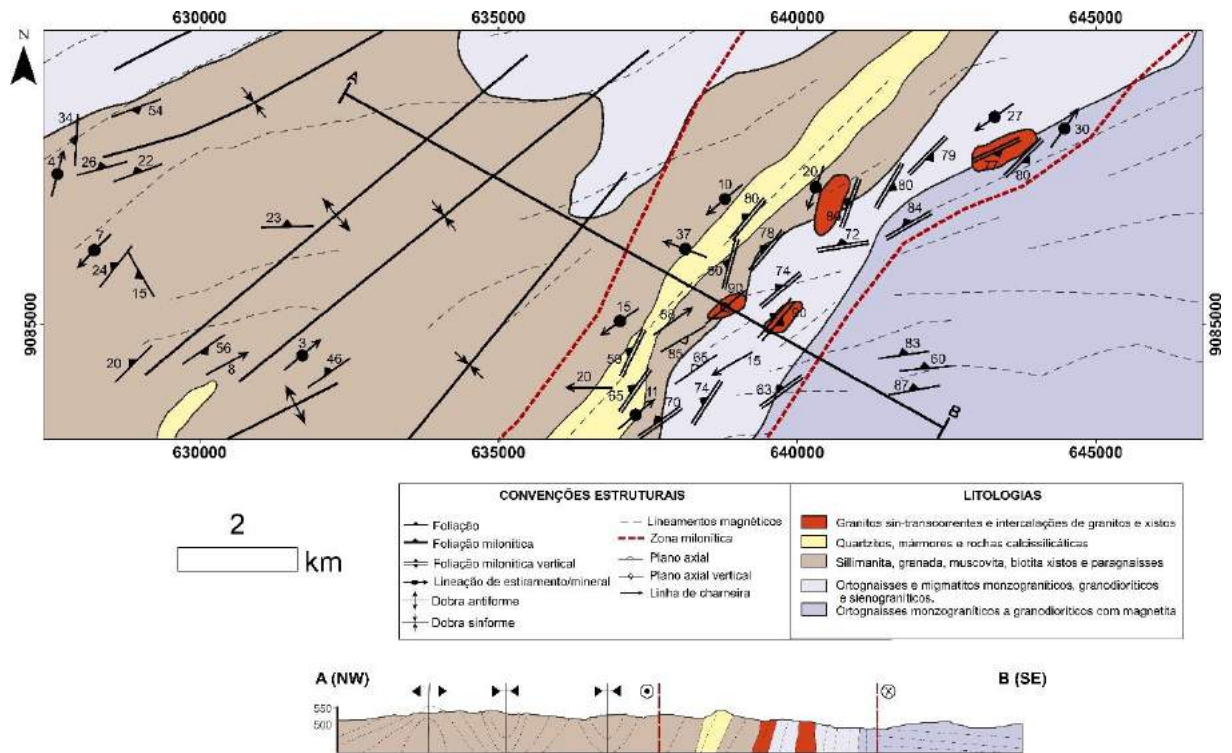
Figura 13 – Mapa geológico do segmento norte da ZCCA.



Fonte: O autor (2021).

No segmento central (fig. 14), a foliação regional apresenta direção predominantemente E-W a ENE-WSW e mergulhos de moderado a fraco.

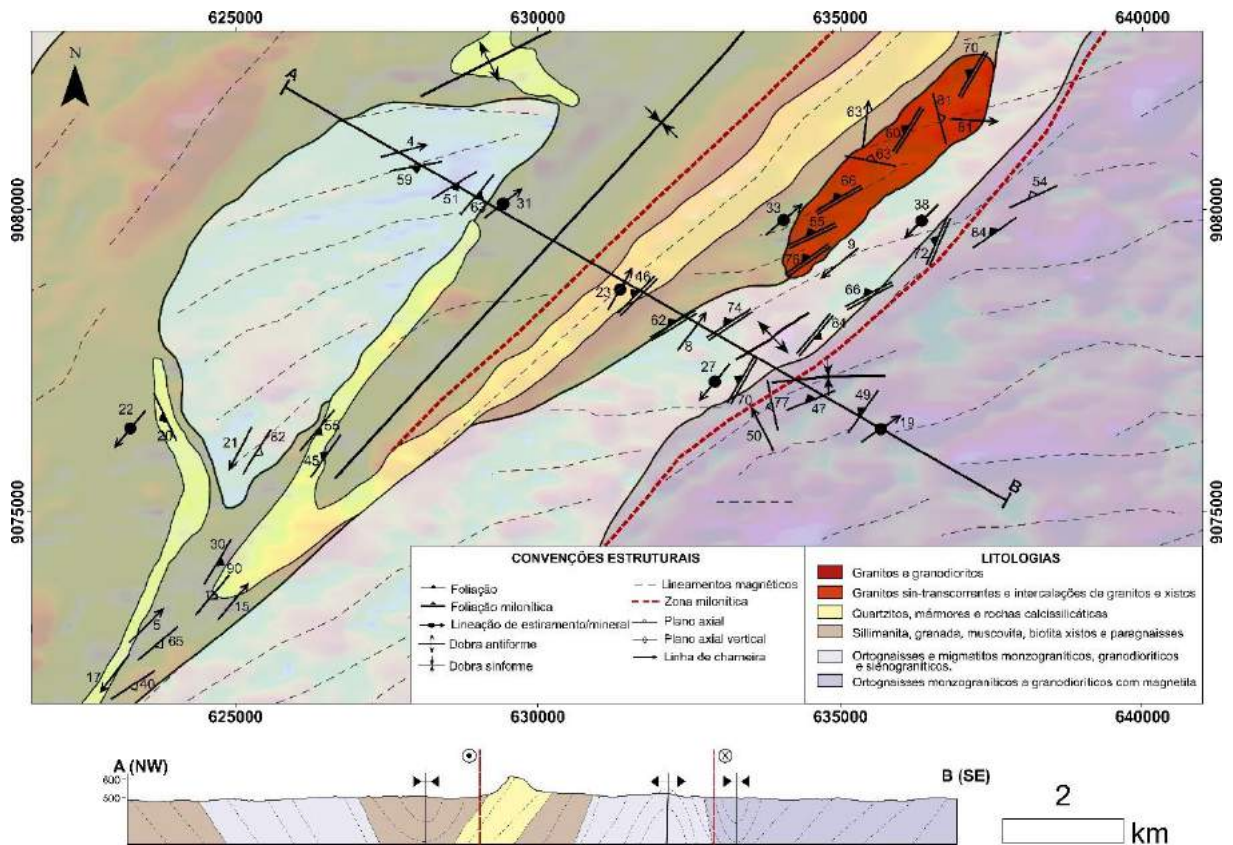
Figura 14 – Mapa geológico do segmento central da ZCCA.



Fonte: O autor (2021).

Por fim, no segmento sul (fig. 15), a foliação regional também possui direção principal ENE-WSW e, localmente, NW-SE, com mergulho moderado a fraco.

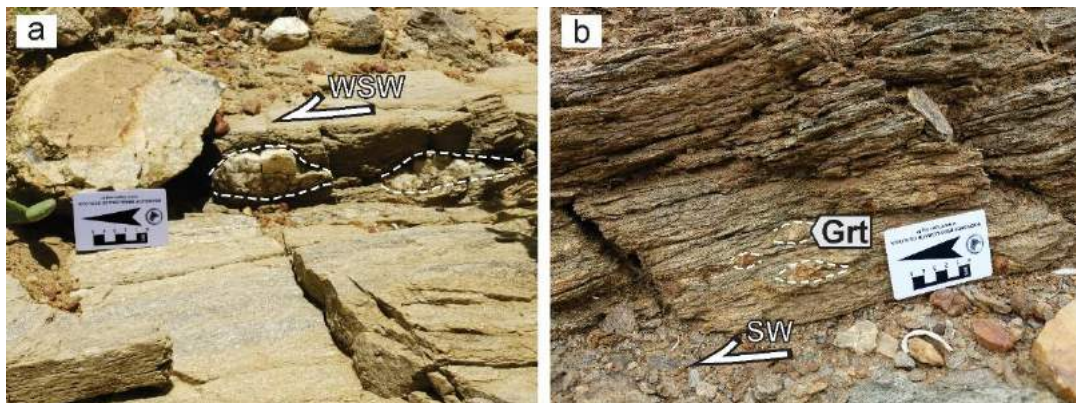
Figura 15 – Mapa geológico do segmento sul da ZCCA.



Fonte: O autor (2021).

Nos xistos, em regiões menos afetadas pela deformação relacionada à tectônica transcorrente, a foliação regional de baixo ângulo encontra-se preservada. Nessas localidades, foram observados critérios cinemáticos, como lentes de quartzo sigmoidais (fig. 16, a) e porfiroblastos assimétricos de granada (fig. 16, b), condizentes com a tectônica contracional. Essas feições indicam transporte tectônico com topo para SW e WSW. No ponto TIN-75, apesar de haver uma lineação *down-dip* associada a uma foliação de baixo ângulo com mergulho para SW (fig. 12, b), não foi possível observar critérios cinemáticos, no plano de observação, que indiquem uma zona de empurrão.

Figura 16 – A) lente de quartzo sigmoidal, assimétrico, em foliação de baixo ângulo, indicando transporte tectônico com topo para WSW. B) Porfiroblasto assimétrico de granada indicando transporte tectônico com topo para SW. Pontos: a) VA-11; b) VA-12.



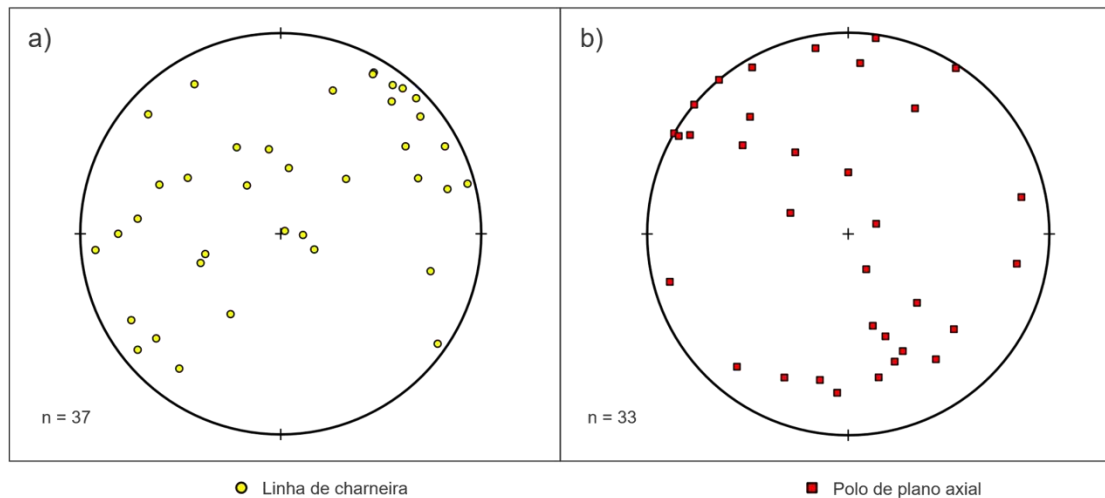
Fonte: O autor (2021).

3.3 DOBRAS ASSOCIADAS

Na área de estudo foram identificadas dobras em escala de afloramento e em escala de mapa, tanto na zona milonítica como no seu entorno. Dois grupos de dobras macroscópicas são observados (fig. 4): o primeiro é composto por dobras antiformes e sinformes, com direção NE-SW, que se tornam mais apertadas ao se aproximar da ZCCA; o segundo é composto por dobras E-W a WSW-ENE, sinformes e antiformes, ocorrendo também uma dobra sinforme invertida.

A figura 17 mostra as projeções estereográficas das atitudes das linhas de charneira e planos axiais das dobras medidas em campo (ver figs. 13 a 15 para visão em mapa). As linhas de charneira (fig. 17, a) apresentam predominantemente caimento para NE e SW, variando de fraco a forte. Os planos axiais possuem majoritariamente direção NE-SW com mergulho médio a forte para SE e NW (fig. 17, b).

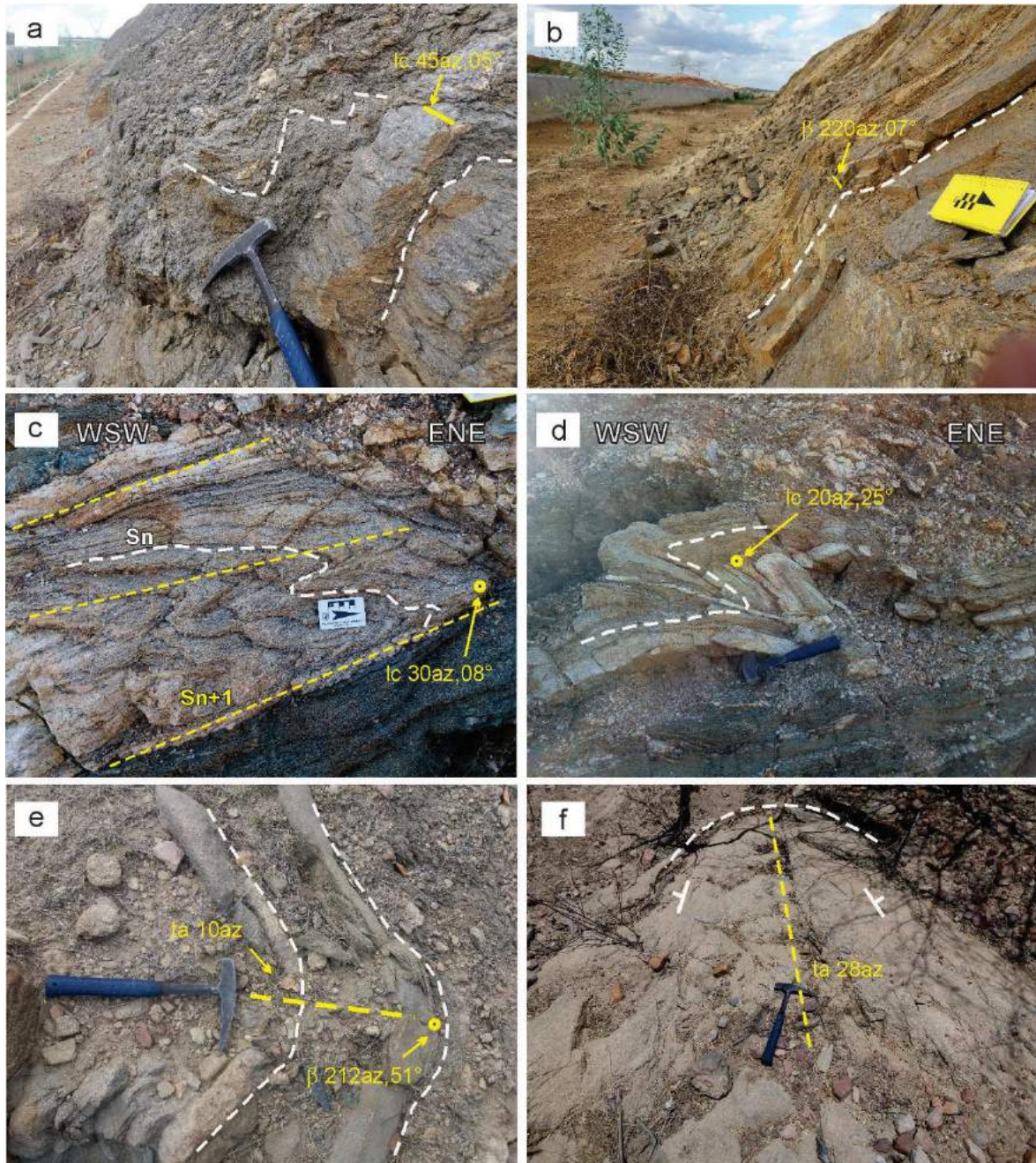
Figura 17 – A) projeção estereográfica das linhas de charneira das dobras da área de estudo. B) projeção estereográfica dos polos dos planos axiais das dobras da área de estudo.



Fonte: O autor (2021).

No entorno da zona milonítica, as dobras que retrabalham a foliação regional foram classificadas em três grupos. O primeiro grupo é o grupo principal, constituído por dobras NE-SW, que variam de suaves a isoclinais, inclinadas, apresentando majoritariamente linha de charneira e eixo β com caimento suave a moderado para NE e SW (fig. 18). Também é possível observar dobras intrafoliais, que ocorrem associadas a uma foliação de transposição bem desenvolvida (fig. 18, c, d). O segundo grupo é formado por dobras fechadas a apertadas, suavemente inclinadas, com linha de charneira apresentando caimento fraco para NW (fig. 19, a, b). Localmente, associada a esse grupo, pode-se observar uma dobra intrafolial NW-SE, apertada, com plano axial paralelo à foliação, indicando uma transposição da foliação (fig. 19, c). O terceiro grupo é composto por dobras ESE-WNW com planos axiais com inclinação alta a normais (fig. 19, d, e).

Figura 18 – A) dobra aberta com linha de charneira com caimento suave para NE. B) dobra suave com eixo β apresentando caimento suave para SW. C) dobra intrafolial, isoclinal, com plano axial paralelo à foliação de transposição, com linha de charneira com caimento suave para NE. D) dobra apertada com plano axial paralelo à foliação principal e caimento fraco para NE. E) dobra suave com eixo β apresentando caimento moderado para SW. F) dobra suave com traço axial de *trend* NE. Lc, linha de charneira. Pontos: a) TIN-81; b) TIN-82; c) e d) TIN-21; e) TIN-83; f) TIN-76.



Fonte: O autor (2021).

Figura 19 – A) e B) dobras inclinadas, apertadas, com linha de charneira apresentando caimento fraco para NW. C) Dobra intrafolial, NW-SE, com plano axial paralelo à foliação. D) dobras pitigmáticas em ortogneisse migmatítico, com linha de charneira apresentando caimento suave para WNW e plano axial verticalizado. E) dobra mesoscópica, suave, em biotita xisto, com fraturas de extensão preenchidas por corpo granítico, e eixo β com caimento para ESE e plano axial verticalizado. Lc, linha de charneira. Pontos: a) TIN-01; b) e c) TIN-12; d) C2-12; e) TIN-14.



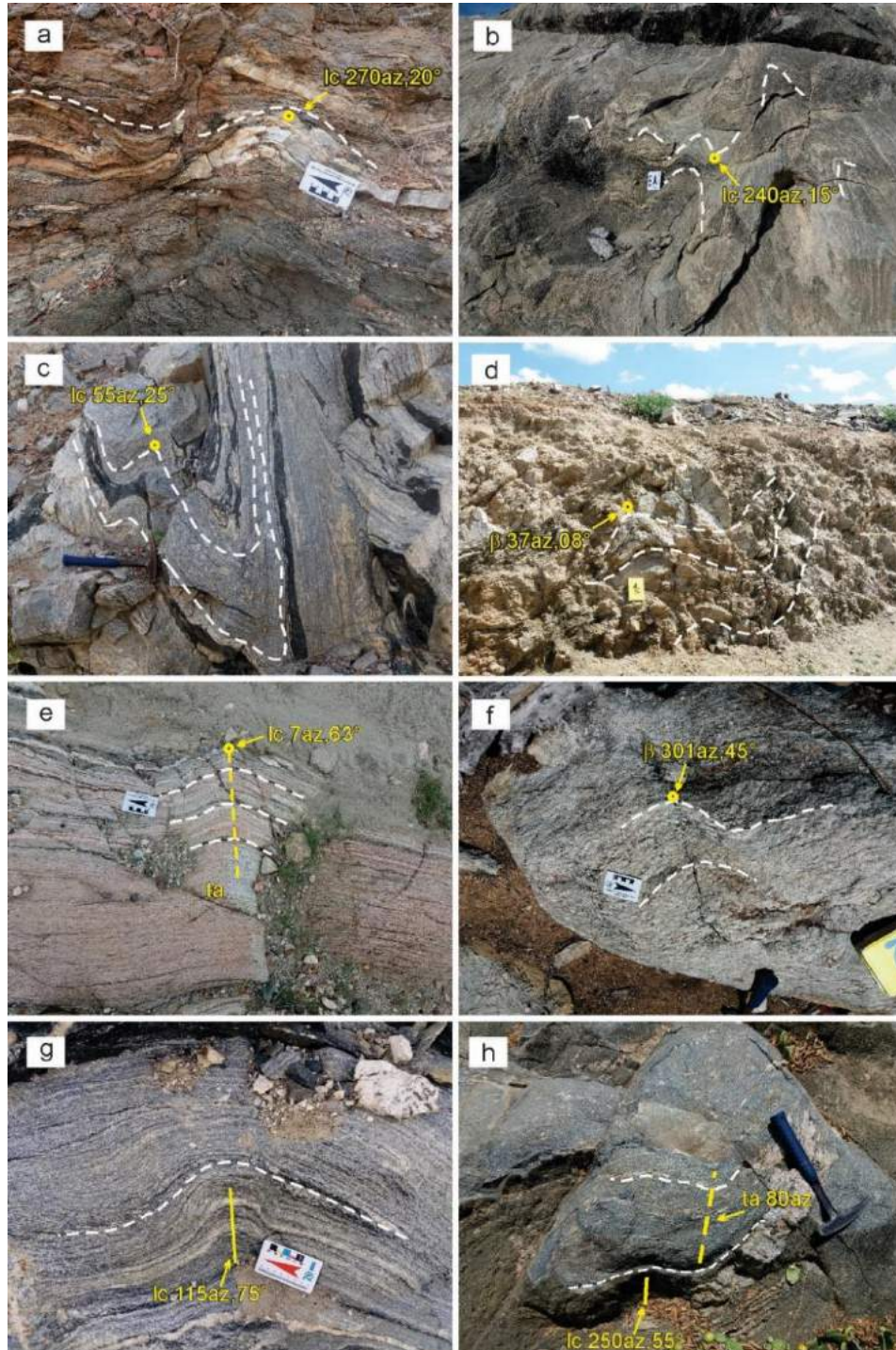
Fonte: O autor (2021).

Dentro da zona milonítica foi possível classificar as dobras em dois grupos principais, utilizando como critério a intensidade de caimento das linhas de charneira. O primeiro grupo é composto por dobras que apresentam linha de charneira e eixo β com caimento fraco para NE, SW e W (fig. 20, a-d). Variam de abertas, em regiões de baixo *strain*, a apertadas, por vezes

com o plano axial paralelo à foliação milonítica (NE-SW). O segundo grupo é constituído por dobras com linha de charneira e eixo β com caimento moderado a forte, sendo essa a característica principal de dobras formadas em zonas de cisalhamento (NEVES, Sergio P. *et al.*, 2018 e referências). Variam de suaves e abertas, em regiões de baixo *strain*, a apertadas (fig. 20, c, d, e-h), com planos axiais majoritariamente NE-SW e linhas de charneira com caimento para todos os quadrantes.

Localmente, em uma região de maior deformação, dobras em bainha estão presentes (fig. 21), apresentando a característica estrutura elíptica em formato de olho (*eye-shape*) no plano perpendicular à foliação milonítica (plano YZ) e seu formato reflete o padrão do tipo A de Alsop e Holdsworth (2006).

Figura 20 – A) dobra aberta com linha de charneira com caimento fraco para W em zona de baixo strain no interior da ZCCA. B) dobras apertadas com linha de charneira com caimento fraco para SW e plano axial paralelo à foliação milonítica. C) Dobra isoclinal com plano axial paralelo à foliação milonítica e linha de charneira com caimento suave para NE. D) dobra suave com eixo β apresentando caimento suave para NE. E) dobra aberta com linha de charneira com caimento forte para NNE. F) dobra aberta com eixo β apresentando caimento moderado para NW. G) dobra aberta com linha de charneira apresentando caimento forte para ESE. H) dobra suave com linha de charneira com caimento moderado para SW. Lc, linha de charneira. Pontos: a) TIN-86; b) TIN-87; c) TIN-90; d) VA-22; e) VA-17; f) VA-13; g) TIN-90; h) TIN-84.



Fonte: O autor (2021).

Figura 21 – Afloramento de milonito migmatítico, intensamente dobrado, apresentando dobras em bainha aproximadamente no plano perpendicular à foliação milonítica (plano YZ). Fm, foliação milonítica. Ponto: TIN-87.



Fonte: O autor (2021).

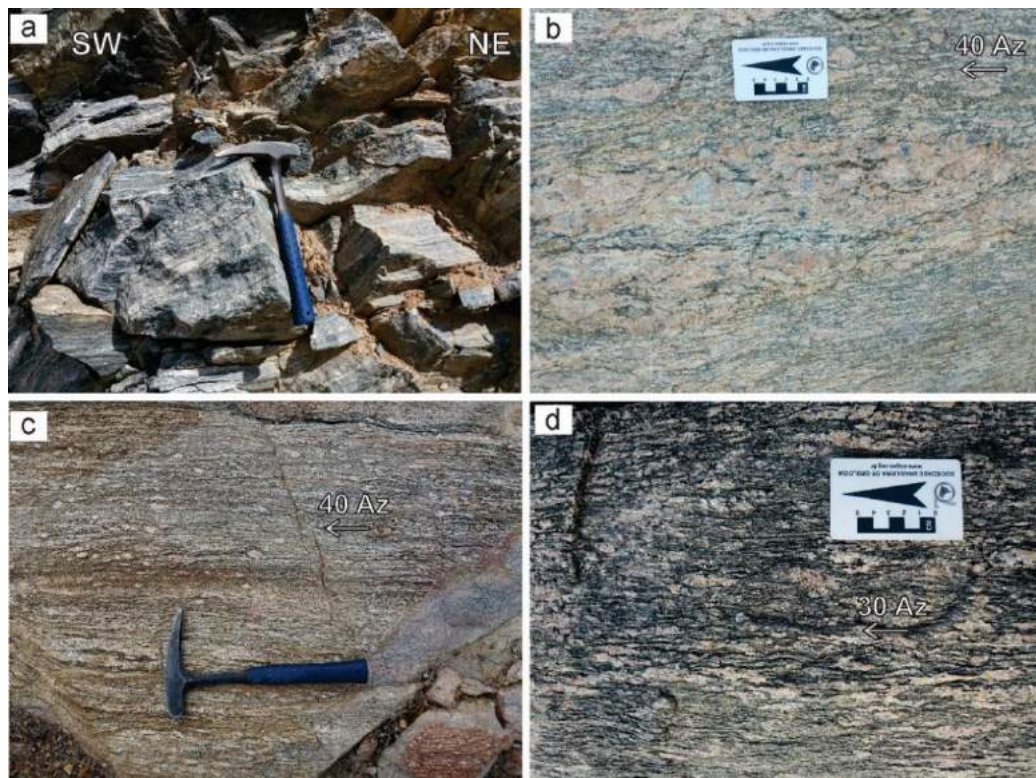
4 PROTÓLITOS, GEOMETRIA E CINEMÁTICA DA ZCCA

A ZCCA é constituída por milonitos que possuem como protólitos ortognaisses, granada muscovita biotita xistos e paragnaisses, quartzitos impuros e granitos sin-transcorrentes.

4.1 PROTÓLITOS DOS MILONITOS

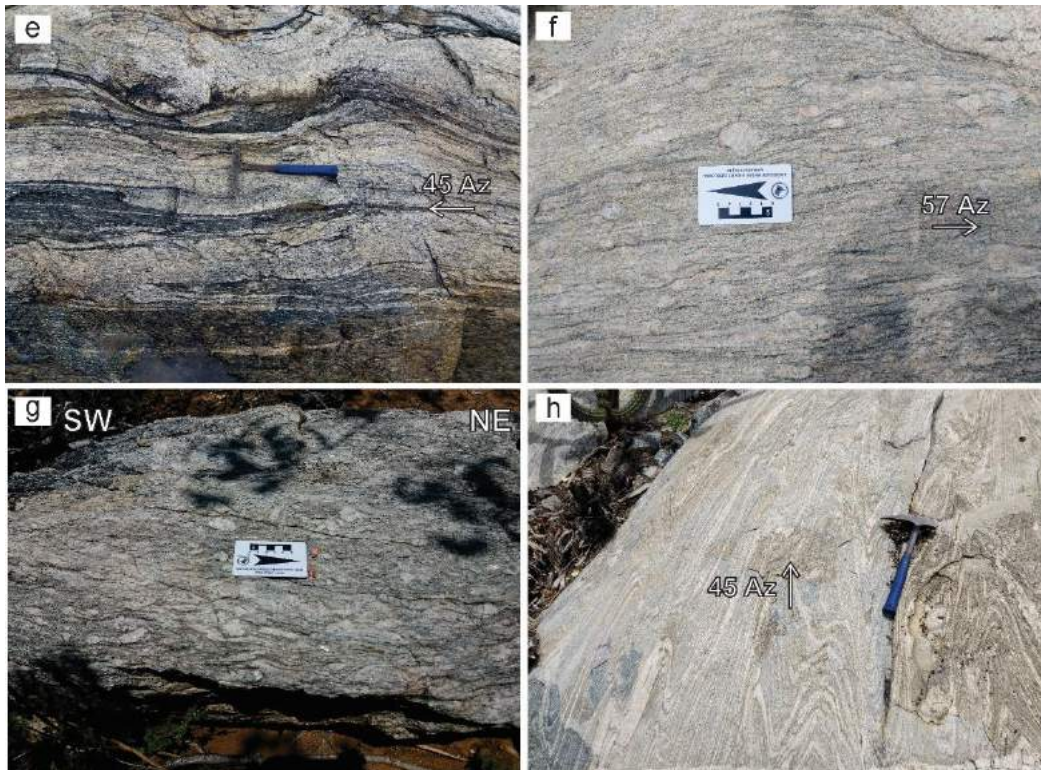
Os ortognaisses miloníticos estão dispostos na região central e na porção sudeste da ZCCA. Apresentam tonalidade variando de cinza claro/escuro a róseo e granulação média a grossa (fig. 22). Majoritariamente, apresentam um bandamento composicional bem definido e, por vezes, níveis anfibolíticos intercalados (fig. 22, e). Localmente, observam-se *augen* gnaisses (fig 22, f, g) e estrutura estromática dobrada transposta pela foliação milonítica (fig. 22, h).

Figura 22 – Fotografias de ortognaisses no interior da zona milonítica. A) ortogneisse milonítico, monzogranítico, com alternância de níveis cinza claro e cinza escuro, granulação média. B) ortogneisse milonítico, sienogranítico, com níveis róseos de granulação grossa ricos em porfiroclastos e níveis cinza escuro quartzo feldspáticos. C) e D) ortognaisses miloníticos com porfiroclastos de feldspato sigmoidais. Pontos: a) VA-22; b) VA-01; c) TIN-89; d) VA-31.



Fonte: O autor (2021).

Figura 22 - Continuação: E) ortogneisse granodiorítico, milonítico, intercalado com níveis anfibolíticos. F) e G) ortogneisses miloníticos (augen gnaisses) com composição sienogranítica. H) milonito de migmatito estromático apresentando dobras harmônicas transpostas por foliação milonítica NE-SW. Pontos: e) TIN-31; f) VA-29; g) VA-13; h) TIN-87.

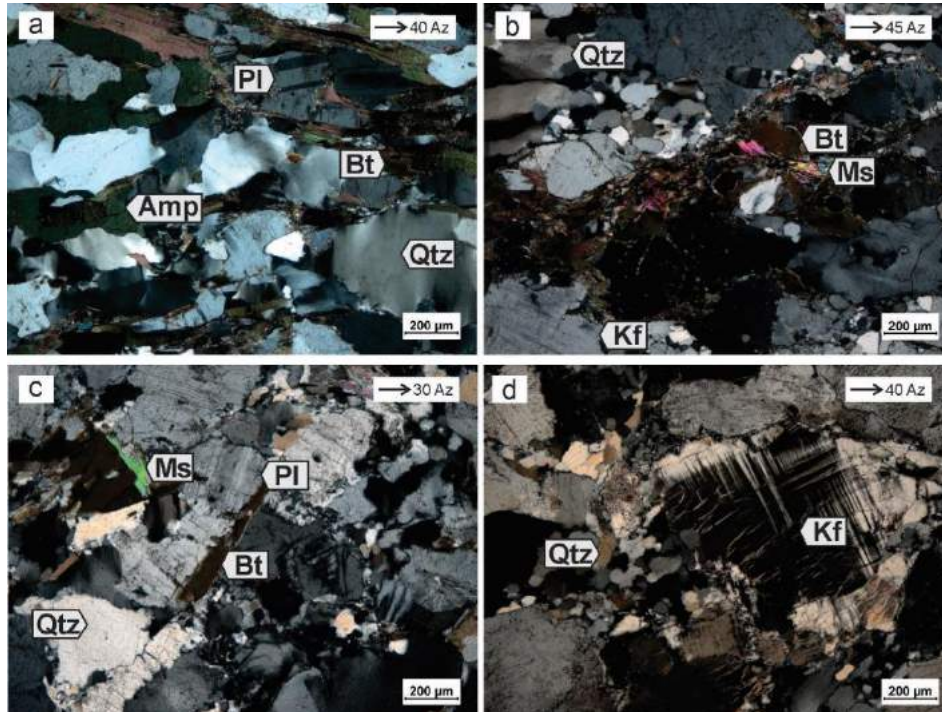


Fonte: O autor (2021).

Dos quatro grupos composicionais identificados nos ortogneisses, na zona milonítica ocorrem apenas três, sendo esses, monzograníticos com e sem magnetita (fig. 22, a, c, h), granodioríticos (fig. 22, e) e sienograníticos (fig. 22, b, d, f, g). Os ortogneisses miloníticos monzograníticos são compostos por muscovita (5-10%), biotita (10-15%), plagioclásio (c. 25%), quartzo (c. 25%) e feldspato potássico (c. 35%) (fig. 23, b, c). Os termos granodioríticos são compostos por anfibólio (5-20%), biotita (15-20%), feldspato potássico (c. 15%), quartzo (c. 25%) e plagioclásio (c. 30%) (fig. 23, a). Os ortogneisses miloníticos sienograníticos têm sua mineralogia representada por biotita (c. 10%), plagioclásio (c. 15%), quartzo (c. 20%) e feldspato potássico (c. 55%) (fig. 23, d).

Com relação aos aspectos microestruturais, os ortogneisses miloníticos apresentam pouca variação. Possuem microestrutura granoblástica e porfiroclástica (fig. 24, a-d) e orientação preferencial dos cristais de biotita definindo uma foliação contínua suave (fig. 23, a). Os cristais de quartzo são alongados e contatos variando de reto a lobado, enquanto os cristais de feldspato são mais equidimensionais.

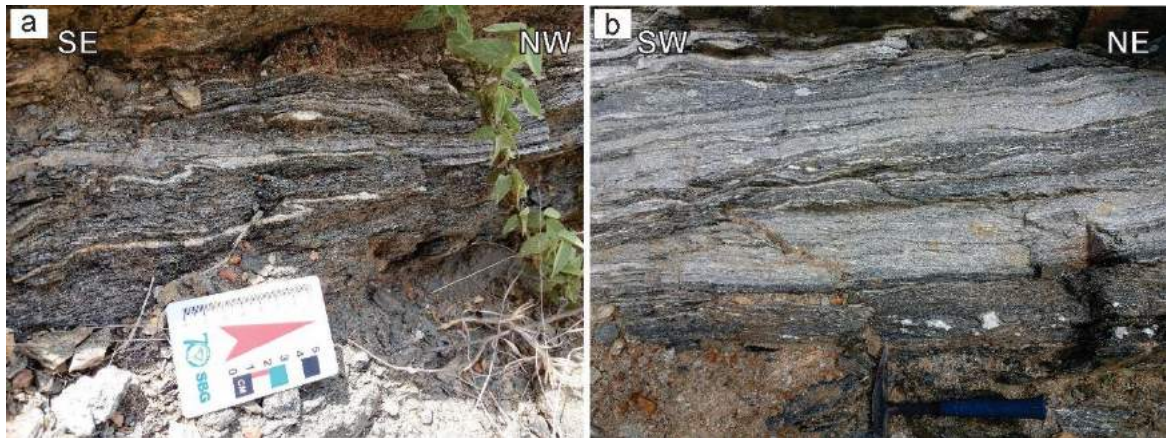
Figura 23 – Fotomicrografias em luz polarizada cruzada dos ortognaisses miloníticos. A) ortogneisse granodiorítico milonítico. B) ortogneisse monzogranítico, milonítico (notar formação de subgrãos nos cristais de quartzo). C) ortogneisse monzogranítico, milonítico, à duas micas. D) ortogneisse sienogranítico milonítico (notar cristais de quartzo recrystalizados, na borda do porfiroclasto de feldspato potássico). Pontos: a) TIN-31; b) TIN-87; c) TIN-88; d) VA-04.



Fonte: O autor (2021).

Xistos e paragneisses miloníticos ocorrem na região central e na borda noroeste da ZCCA. Os xistos apresentam uma xistosidade definida por biotita e muscovita (fig. 24, a), coloração cinza escuro e granulação média. Já os paragneisses apresentam um bandamento composicional centimétrico a decimétrico (fig. 24, b), com níveis ricos em quartzo e feldspato e outros níveis com uma maior quantidade de biotita e muscovita, coloração cinza claro a cinza escuro e granulação média a grossa.

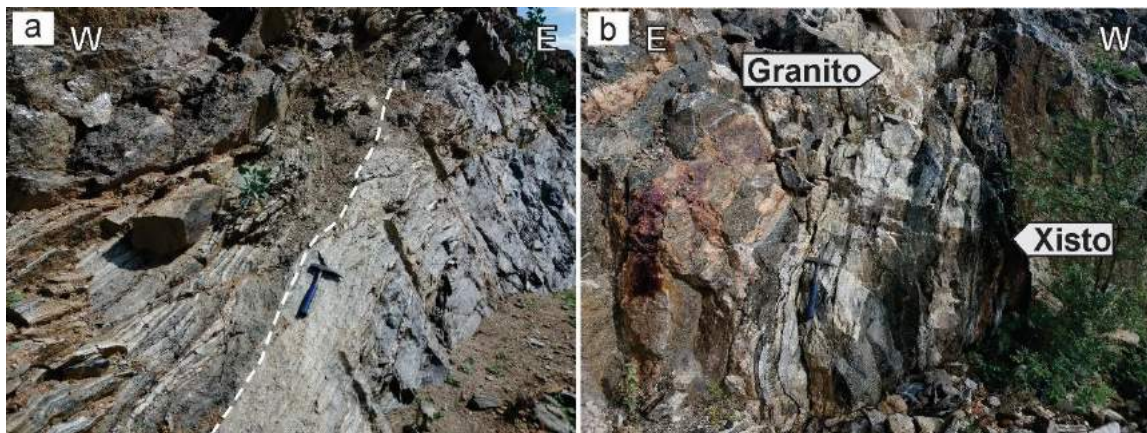
Figura 24 – Fotografias de xisto e paragnaisse milonitizados. A) muscovita, biotita xisto, no plano XZ, com dobra assimétrica, em S, em nível de quartzo, indicando cinemática sinistral. B) paragnaisse milonítico com bandas alternadas de composições ricas em biotita e de composições ricas em quartzo e feldspato. Pontos: (a) TIN-86; (b) VA-22.



Fonte: O autor (2021)

Quando observado, o contato entre paragnaisse e ortognaisse monzogranítico é reto, como resultado da deformação cisalhante (fig. 25, a). Os xistos e paragnaises apresentam frequentemente intercalações de corpos graníticos (fig. 25, b).

Figura 25 – A) Contato (linha tracejada) do paragnaisse (esq.) com ortognaisse monzogranítico (dir.). B) fotografia mostrando intercalações de xistos com corpos graníticos. Pontos: a) VA-22; b) TIN-30.

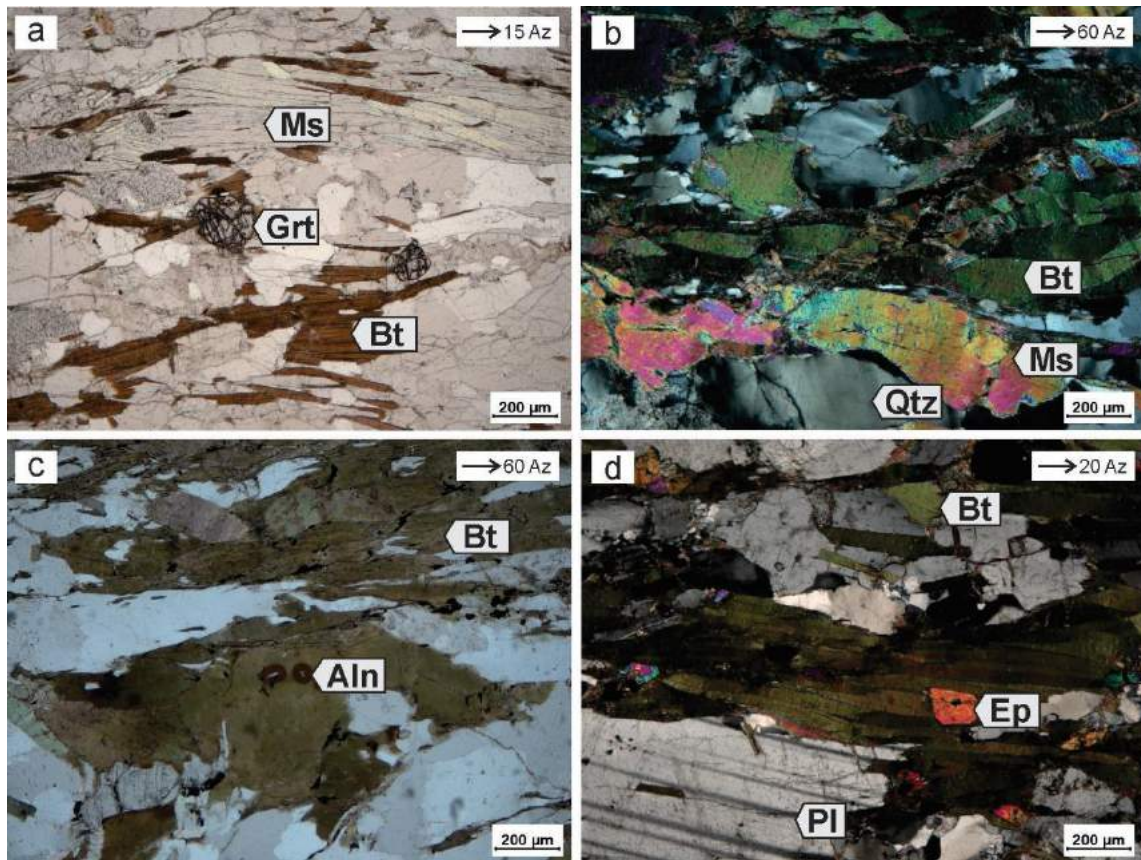


Fonte: O autor (2021).

Em contraste com os xistos nas rochas encaixantes, não foi constatada a presença de sillimanita nos litotipos miloníticos. Os xistos são caracterizados por níveis ricos em quartzo e feldspato separados por níveis ricos em micas (fig. 26), sendo compostos por granada (3-5%), feldspato potássico (c. 10%), plagioclásio (c. 15%), quartzo (c. 20%), muscovita (c. 20%) e biotita (25-30%). Allanita e epidoto ocorrem como minerais acessórios, associados aos níveis ricos em micas, sendo esse último um produto de alteração da biotita. Os paragnaises apresentam uma variação composicional, com níveis quartzofeldspáticos e níveis ricos em micas. Os níveis quartzofeldspáticos são compostos por quartzo (c. 85%), feldspato potássico

(c. 10%) e plagioclásio (c. 5%), e os níveis ricos em micas compostos por biotita (c. 90%) e muscovita (c. 10%). Apresentam forte orientação preferencial de muscovita (fig. 26, a, b) biotita (fig. 26, a-d) e quartzo (fig. 26, c). Os cristais de quartzo apresentam subgrãos com contato interlobado e reto (fig. 26, c).

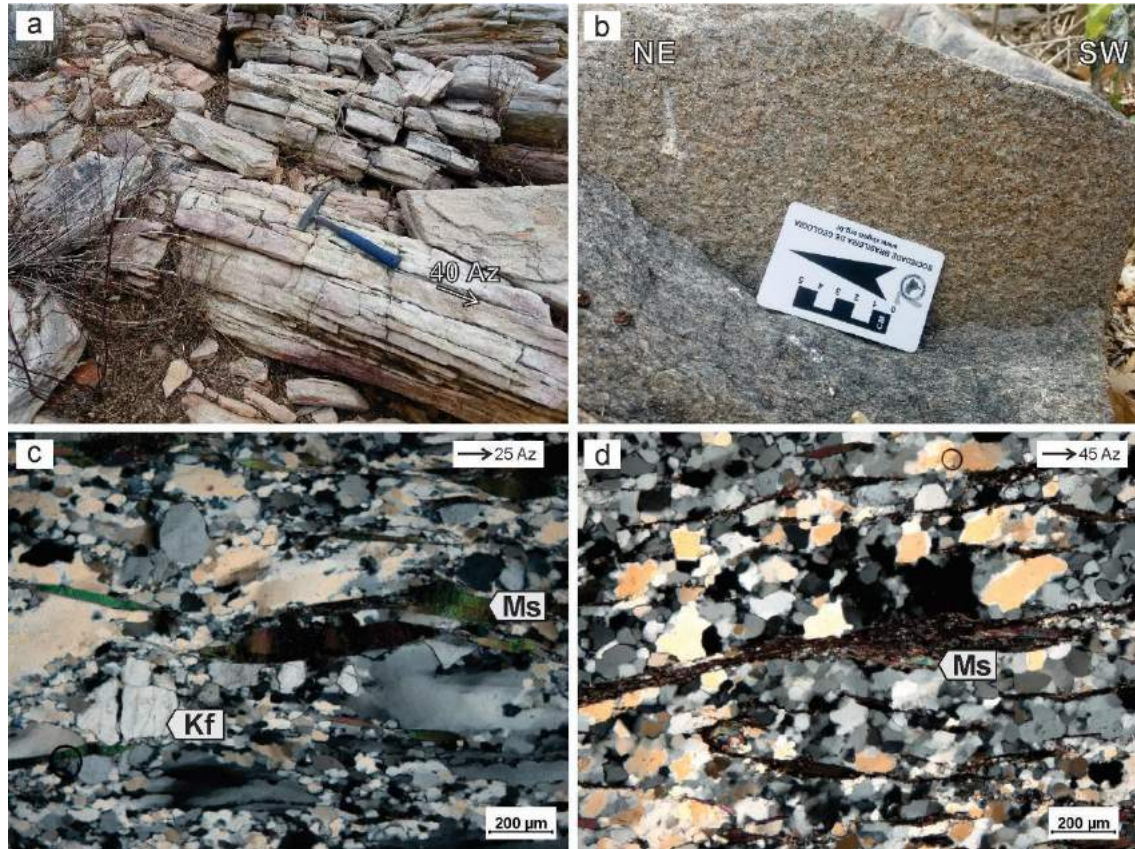
Figura 26 – Fotomicrografias em luz polarizada plana (a) e cruzada (b, c e d) dos xistos miloníticos. A) granada (Grt) muscovita (Ms) biotita (Bt) xisto milonítico, com porfiroblastos de granada associados aos níveis micáceos. B) granada muscovita biotita xisto milonítico com micas apresentando microestrutura *mica fish*. C) granada muscovita biotita xisto milonítico, com allanita (Aln) apresentando halo pleocróico em cristal de biotita. D) muscovita biotita xisto com epidoto (Ep) associado aos níveis de biotita. Pontos: a) TIN-29; b) e c) TIN-25; d) TIN-30.



Fonte: O autor (2021).

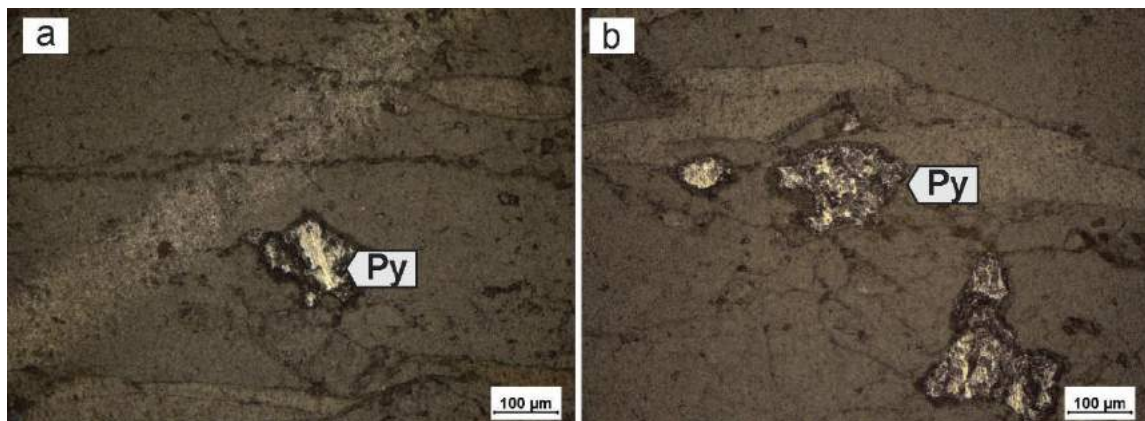
Os quartzitos miloníticos ocorrem na região central e na borda noroeste da ZCCA. Similarmente ao observado nas rochas encaixantes, são quartzitos variegados, com coloração cinza esverdeada (fig. 27, b), porém ocorrem termos com coloração branca (fig. 27, a). Os quartzitos são compostos por epidoto (2-5%), feldspato potássico (c. 5%), muscovita (c. 10%) e quartzo (c. 80%) (fig. 27, c, d). Além desses, ocorrem minerais opacos disseminados em todas as amostras (5-10%), sendo interpretados como pirita (fig. 28, a, b), e, localmente, porfiroblastos de turmalina (fig. 34, c). Possuem microestrutura milonítica caracterizada por avançada recrystalização dinâmica de quartzo (fig. 27, c, d) e níveis de muscovita apresentando forte orientação preferencial definindo uma foliação contínua (fig. 27, d).

Figura 27 – A) muscovita quartzito de coloração branca com foliação subvertical. B) quartzito impuro, com epidoto, de coloração cinza esverdeado (escala paralela à lineação de estiramento). C) fotomicrografia em luz polarizada cruzada de quartzito impuro, milonítico, com quartzo recristalizado por SGR e *mica fish* de muscovita. D) fotomicrografia em luz polarizada cruzada de quartzito impuro, milonítico, apresentando cristais de quartzo recristalizados por GBM. Pontos: a) TIN-85; b) e c) TIN-86; d) VA-30.



Fonte: O autor (2021).

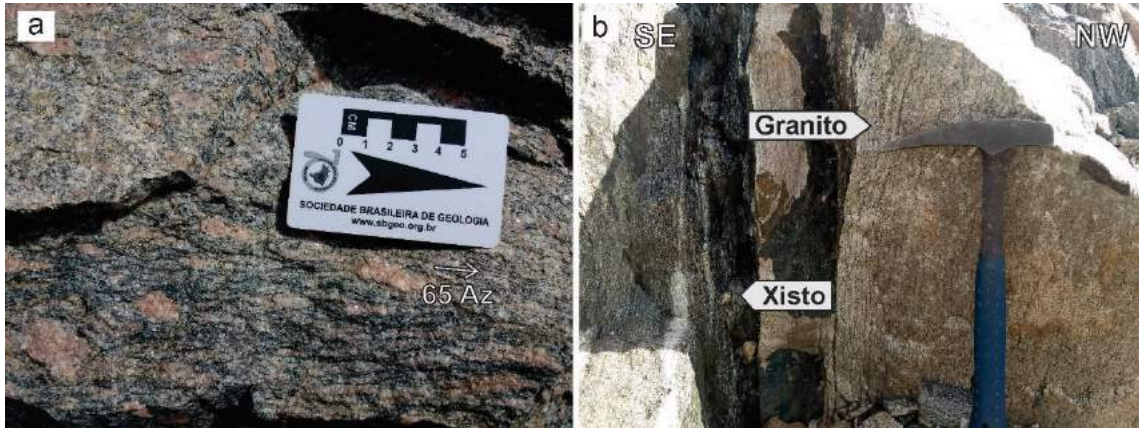
Figura 28 – Fotomicrografias em luz refletida de quartzito milonítico, evidenciando a presença de mineral opaco, interpretado como pirita (Py). Ponto: TIN-85.



Fonte: O autor (2021)

Os corpos graníticos são miloníticos, têm coloração cinza escuro a róseos (fig. 29, a) e cinza claro (fig. 29, b) e granulação grossa. Sua principal feição é a presença de porfiroclastos de feldspato potássico, localmente preservando contornos subédricos (fig. 29, a).

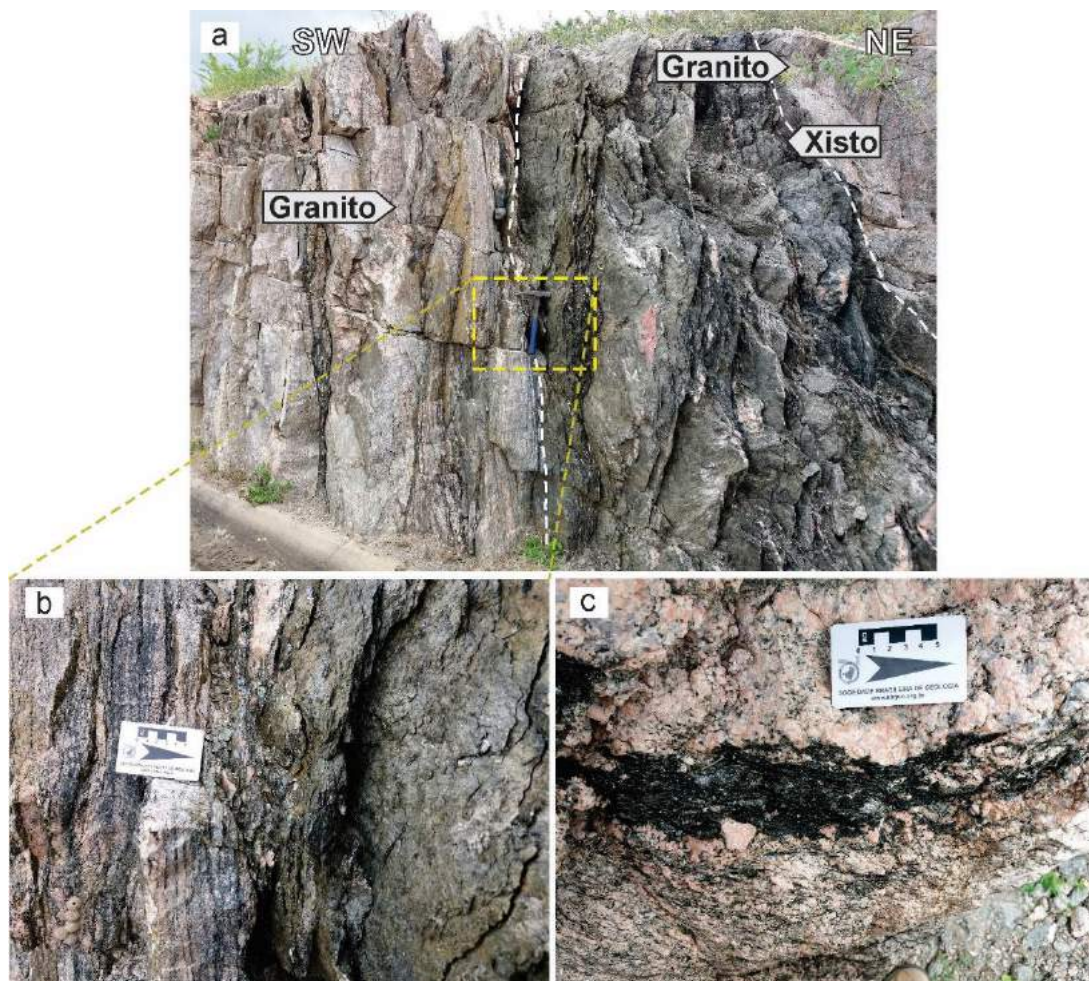
Figura 29 – A) fotografia no plano de observação (plano XZ) de granito milonítico. B) fotografia no plano perpendicular ao plano de cisalhamento (plano YZ) de granito milonítico. Pontos: a) TIN-25; b) TIN-30.



Fonte: O autor (2021).

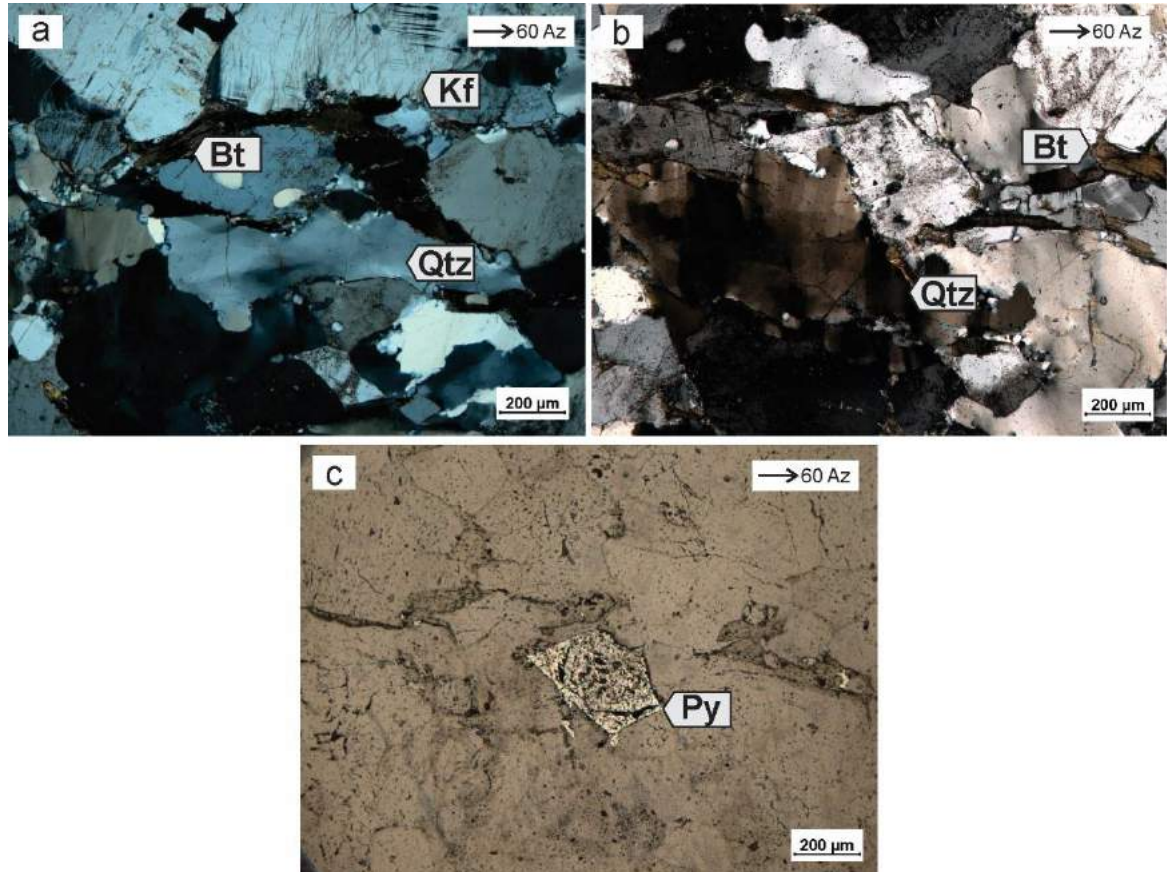
A intercalação de granitos e xistos é frequente, com os granitos exibindo principalmente forma tabular e dimensões variando de trinta centímetros a um metro (figs. 25, b e 29, b). Um corpo granítico maior, com xenólitos métricos e centimétricos de muscovita biotita xisto (fig. 30, a-c), foi cartografado na porção sul da ZCCA. Petrograficamente, são sienogranitos a álcali feldspato granitos compostos por muscovita (0-5%), plagioclásio (6-30%), biotita (c. 15%), quartzo (c. 25%) e feldspato potássico (c. 50%) (fig. 31). Minerais opacos ocorrem como minerais acessórios, interpretados como pirita (fig. 31, c).

Figura 30 – A) xenólito de muscotita, biotita xisto em sienogranito milonítico. B) detalhe de parte da figura (a), mostrando o contato reto entre o xenólito e o sienogranito. C) xenólito centimétrico de biotita xisto em sienogranito. Ponto: TIN-25.



Fonte: O autor (2021).

Figura 31 – Fotomicrografias em luz polarizada cruzada (a e b) e fotomicrografia em luz refletida (d) de granito sin transcorrente. A) Cristais alongados de quartzo apresentando deformação intracristalina, caracterizada pela por extinção ondulante e bandas de deformação. B) cristal de quartzo com extinção xadrez. D) cristal de pirita em granito sin-transcorrente. Bt (biotita); Kf (feldspato potássico); Qtz (quartzo); Py (pirita). Pontos: a), b) e c) TIN-25.

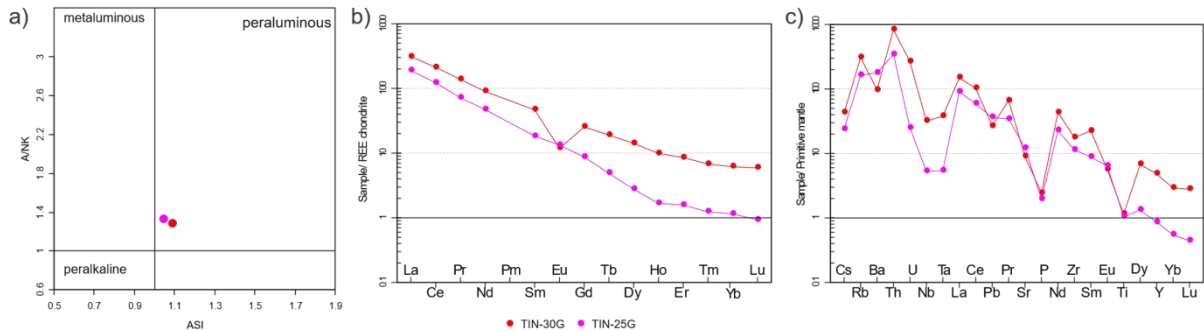


Fonte: O autor (2021).

Duas amostras de granitos foram analisadas para elementos maiores e traços (pontos TIN-25 e TIN-30). Ambas são peraluminosas (fig. 32, a), consistente com a presença de muscovita modal, sugerindo fusão parcial de rochas metassedimentares na sua gênese. No entanto, os padrões de distribuição dos elementos terras raras (ETR) normalizados pelo condrito (BOYNTON, 1984) e os diagramas multielementos normalizados pelo manto primitivo (MCDONOUGH; SUN, 1995) são distintos (fig. 32, b, c). A amostra TIN-30 apresenta uma maior concentração dos elementos incompatíveis, fracionamento menos acentuado dos elementos terras raras e anomalia negativa de Eu, sugerindo retenção de plagioclásio na fonte. Estas feições são consistentes com fusão parcial de uma fonte metassedimentar. Em contraste, a amostra TIN-25G mostra empobrecimento nos elementos terras raras pesados e HFSE, com marcantes anomalias negativas de Nb e Ta. Essas feições sugerem retenção de anfibólio na fonte e são mais típicas de granitos derivados de protólitos metaígneos com assinatura cálcio-alcálica, sugerindo derivação por fusão parcial dos

ortognaisses do embasamento do DAM, que apresentam características semelhantes (NEVES, Sérgio P. *et al.*, 2015; SANTOS, Lauro César Montefalco De Lira *et al.*, 2017).

Figura 32 – A) Granitos sin-tectônicos da área de estudo (amostras TIN-30G e TIN-25G) plotados no diagrama de Frost *et al.* (2001). B) padrões de distribuição dos elementos terras raras normalizados pelo condrito. C) Diagramas multielementares normalizados pelo manto primitivo.

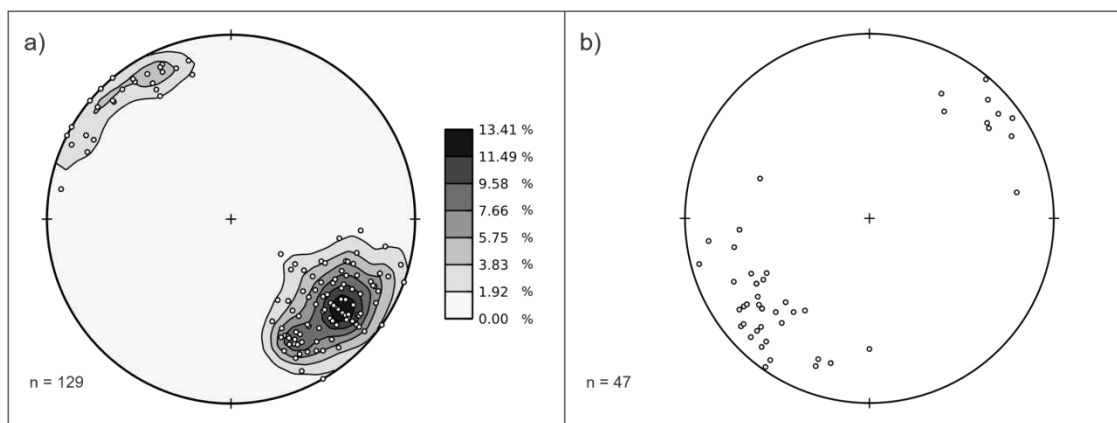


Fonte: O autor (2021); Diagramas: a) Frost *et al.* (2001); b) Boynton (1984); c) McDonough e Sun (1995).

4.2 GEOMETRIA E CINEMÁTICA

A foliação milonítica apresenta pouca variação de atitude, tendo direção NE-SW e mergulho moderado a forte predominantemente para NW (fig. 33, a). As lineações também apresentam pouca dispersão, com um caimento fraco majoritariamente para SW, (fig. 33, b). Localmente observam-se lineações com caimento para NW e para S.

Figura 33 – A) projeções estereográficas dos polos das foliações milonítica da ZCCA. B) projeções estereográficas das lineações da ZCCA.

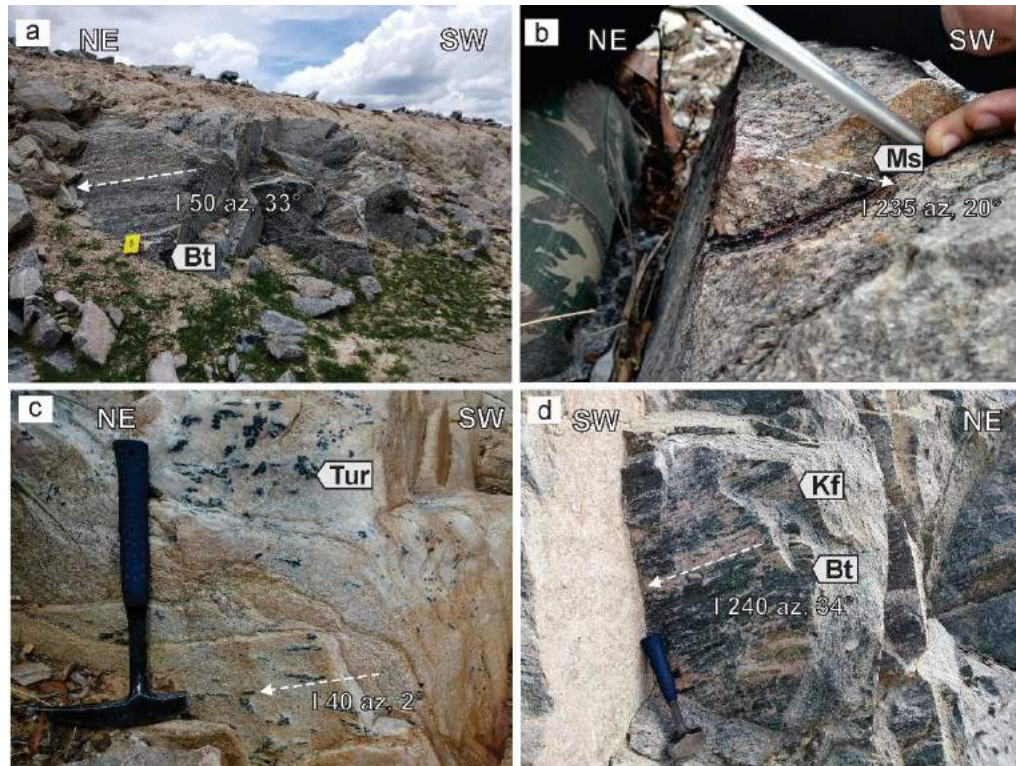


Fonte: O autor (2021).

Nos ortognaisses miloníticos a lineação de estiramento é definida por quartzo e biotita (fig. 34, a). Nas rochas metassedimentares ocorrem lineações de estiramento marcadas por biotita, nos xistos, e muscovita (fig. 34, b), no quartzito. Localmente, no quartzito, observa-se uma lineação mineral formada por porfiroblastos de turmalina (fig. 34, c). Nos granitos sin-

transcorrentes, observam-se lineações de estiramento marcada por biotita e feldspato potássico (fig. 34, d).

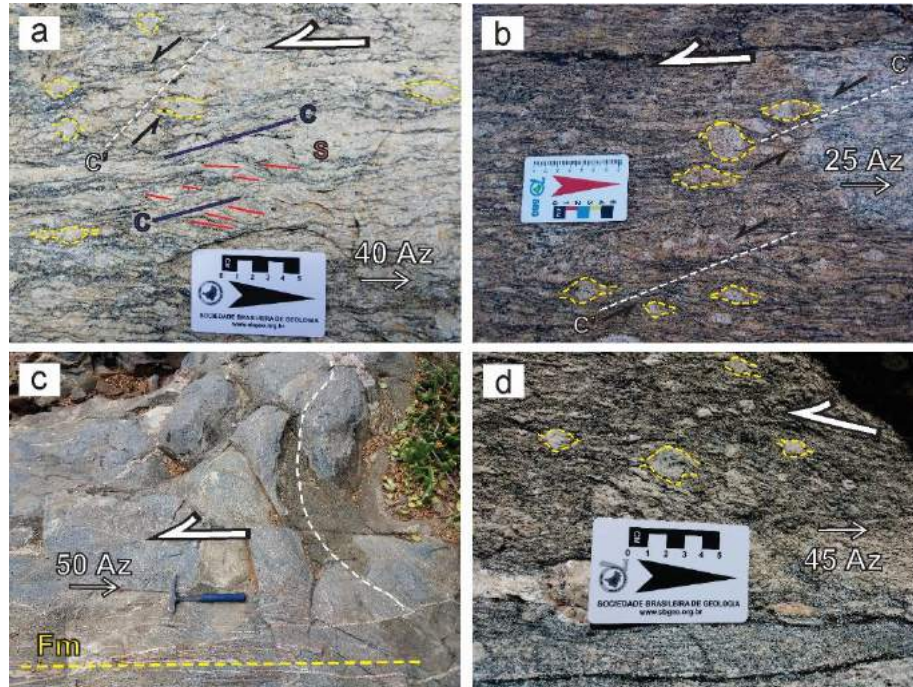
Figura 34 – A) lineação de estiramento de biotita (Bt) e quartzo em ortogneisse. B) lineação de estiramento de muscovita (Ms) em quartzito. C) porfiroblastos de turmalina (Tur), em quartzito, definindo uma lineação mineral. D) lineações de estiramento de feldspato potássico (Kf) e biotita (Bt) em granito sin-transcorrente. Pontos: a) TIN-25; b) e c) TIN-86; d) VA-15.



Fonte: O autor (2021).

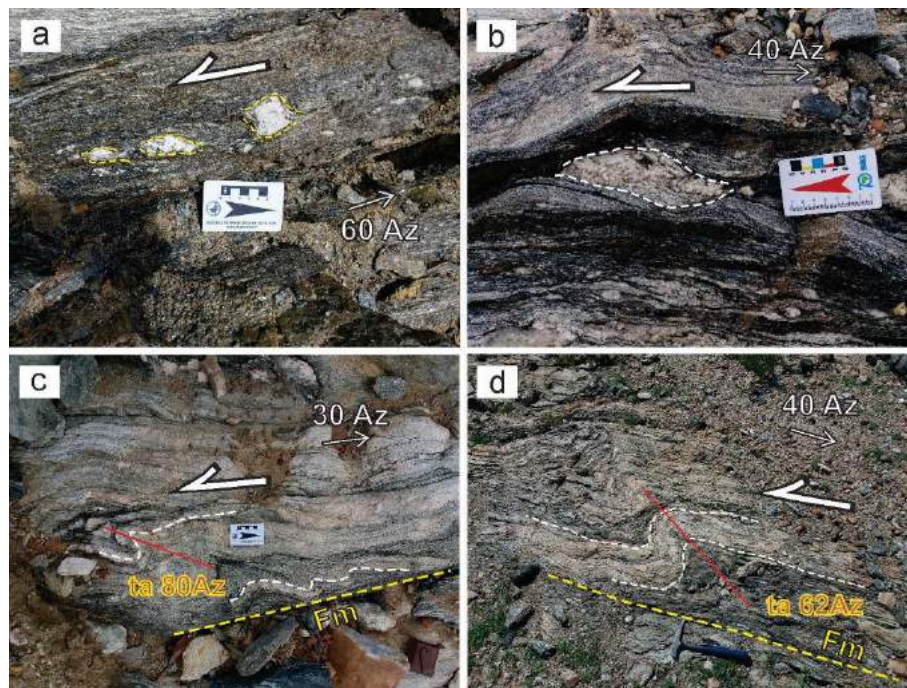
Em escala de afloramento, foram identificados diversos critérios cinemáticos indicando cinemática sinistral. Nos ortogneisses, foram observadas tramas SC (fig. 35, a), bandas de cisalhamento C' (fig. 35, a, b), porfiroclastos assimétricos do tipo sigma (σ) (fig. 35, a, b, d) e delta (δ) (fig. 35, b) e rotação anti-horária da foliação (fig. 35, c). Nos xistos e paragneisses são observadas lentes de quartzo sigmoidais (fig. 36, a, b) e dobras assimétricas em S (fig. 36, c, d). Nos quartzitos e nos granitos, critérios cinemáticos são pouco claros.

Figura 35 – A) trama SC, banda de cisalhamento C' e porfiroclastos assimétricos e simétricos, em ortognaisse milonítico, condizentes com cinemática sinistral. B) porfiroclastos simétricos e assimétricos e banda de cisalhamento C', em ortognaisse milonítico, condizentes com cinemática sinistral. C) rotação anti-horária da foliação (regional?) em ortognaisse milonítico indicando cinemática sinistral. D) porfiroclastos assimétricos, em ortognaisse, indicando cinemática sinistral. Pontos: a) VA-04; b) VA-01; c) TIN-84; d) TIN-26.



Fonte: O autor (2021).

Figura 36 – A) lentes de quartzo sigmoidais em paragnaisse, indicando cinemática sinistral. B) lente de quartzo sigmoidal assimétrico em biotita xisto, condizente com cinemática sinistral. C) e D) dobras assimétricas em S indicando cinemática sinistral. Siglas: ta, traço axial; fm, foliação milonítica. Pontos: a) VA-22; b) TIN-90; c) e d) VA-19.



Fonte: O autor (2021).

5 MICROESTRUTURAS

Neste capítulo serão descritos os aspectos microestruturais como os mecanismos de deformação e os critérios cinemáticos em microescala dos milonitos da ZCCA.

5.1 MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO

Na deformação dúctil de rochas, os mecanismos de deformação são os que reduzem os danos impostos durante os processos deformacionais (PASSCHIER; TROUW, 1998b). Existem dois grupos principais de mecanismos de deformação: recuperação e recristalização (PASSCHIER; TROUW, 1998b).

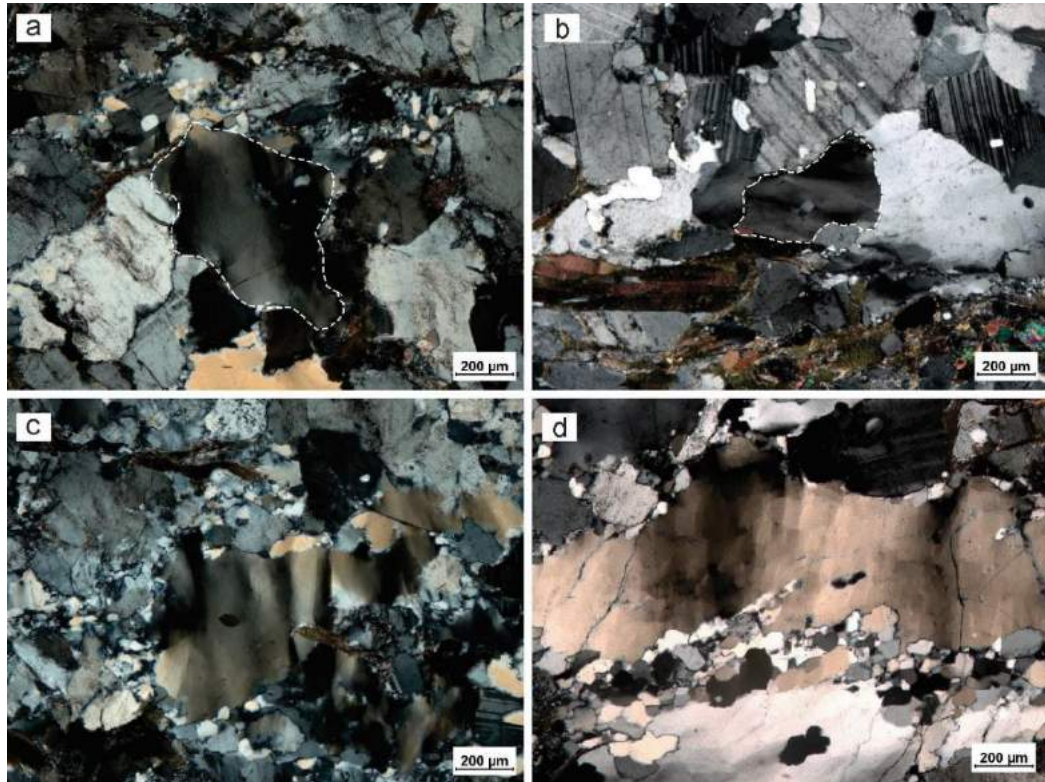
O mecanismo de recuperação é responsável pela remoção de discordâncias (*dislocation*), ou defeitos cristalinos, dentro da estrutura cristalina. Esse processo reduz a densidade de discordâncias e tende a agrupá-las em concentrados lineares. Como resultado desse mecanismo pode-se observar a presença de extinção ondulante, que grada para banda de deformação e para formação de subgrãos (PASSCHIER; TROUW, 1998b).

Uma deformação a temperatura alta resulta em uma microestrutura distinta. Essa feição é denominada extinção xadrez e ocorre nos cristais de quartzo quando a deformação atua nos eixos-c e nos eixos-a desse mineral (VERNON, 2018).

Nos milonitos da ZCCA, é frequente a presença de feições de recuperação em todos os tipos litológicos. Nos cristais de quartzo, observa-se extinção ondulante (fig. 37, a), banda de deformação (fig. 37, b) e formação de subgrãos (fig. 37, c). Frequentemente se observa cristais de quartzo com extinção xadrez bem definida (fig. 37, d).

Apesar de ocorrerem majoritariamente nos cristais de quartzo, é possível observar extinção ondulante em alguns cristais de feldspato potássico.

Figura 37 – Fotomicrografias em luz polarizada cruzada mostrando as diferentes feições de deformação intracristalina em cristais de quartzo. A) Extinção ondulante em granito sin-transcorrente. B) bandas de deformação em granito sin-transcorrente. C) formação de subgrãos em granito sin-transcorrente. D) extinção xadrez em cristal de quartzo bordejado por neoblastos recristalizados por rotação de subgrãos, em ortogneisse milonítico. Pontos: a) e c) TIN-90; b) TIN-30; d) TIN-87.



Fonte: O autor (2021).

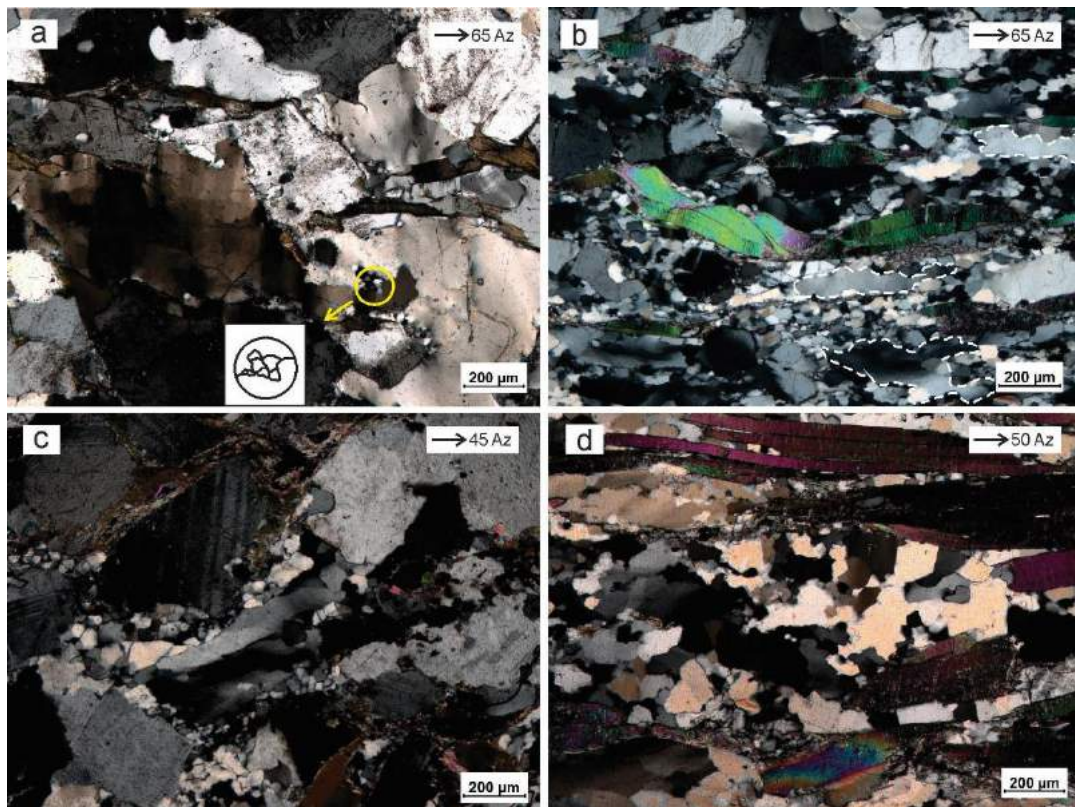
O processo de recristalização consiste na reorganização da estrutura dos minerais acarretando em mudanças no tamanho do grão, forma e orientação (PASSCHIER; TROUW, 1998b). Também chamado de recristalização dinâmica, esse processo gera novos grãos (neoblastos), os quais ocorrem comumente nas bordas dos cristais maiores originais (BLENKINSOP, 2000). Existem três mecanismos de recristalização que podem operar durante a deformação e que são dependentes da temperatura e do esforço diferencial. Esses mecanismos são *bulging* (BLG), rotação de subgrãos (SGR) e migração de borda de grão (GBM), com o BLG atuando em temperaturas menores e o GBM em maiores temperaturas (PASSCHIER; TROUW, 1998b).

Os neoblastos geralmente são poligonais, em minerais com estrutura cristalina relativamente uniforme, por exemplo quartzo e feldspato. Nos milonitos da ZCCA as feições de recristalização ocorrem subsidiariamente às feições de recuperação, porém, estão presentes em cristais de quartzo, majoritariamente, e feldspato potássico.

Nos cristais de quartzo recristalização ocorre por SGR e GBM. Os cristais recristalizados por SGR possuem a mesma forma e tamanho (PASSCHIER; TROUW, 1998b)

e normalmente ocorrem dispostos nas bordas dos cristais antigos, que apresentam forma alongada (fig. 38, a-c). A recrystalização por GBM produz cristais com contato lobado, que possuem dimensões variadas (fig. 38, c, d).

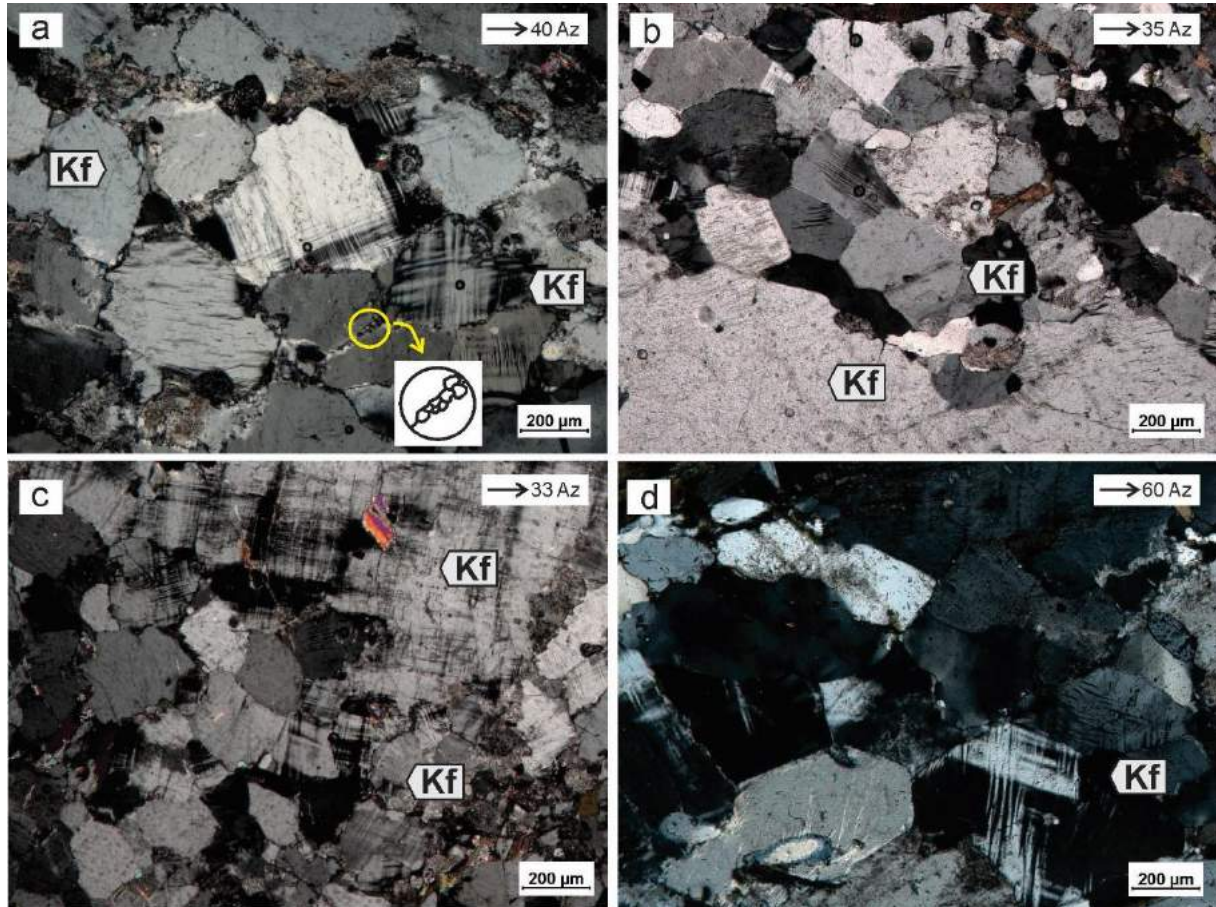
Figura 38 – Fotomicrografias em luz polarizada cruzada, mostrando as diferentes feições de recrystalização em cristais de quartzo. A) Processo de recrystalização por SGR na borda de cristal de quartzo com extinção xadrez, em granito sin-transcorrente. B) neoblastos de quartzo, na borda de cristal maior alongado, com características de recrystalização por SGR, em quartzito. C) cristais de quartzo recrystalizados por SGR e GBM, na borda de cristal maior, alongado, que apresenta formação de subgrãos, em ortogneisse milonítico. D) neoblastos de quartzo com contato lobado/interdigitado, condizentes com recrystalização por GBM, em quartzito. Pontos: a) TIN-25; b) TIN-85; c) TIN-87; d) TIN-77.



Fonte: O autor (2021).

Em feldspato potássico, agregados finos que bordejam os porfiroclastos são condizentes com a recrystalização por BLG (fig. 39, a). Neoblastos de feldspato potássico com forma e tamanho majoritariamente iguais na borda de porfiroclastos indicam recrystalização por SGR (fig. 39, b, c). Agregados poligonais de cristais de feldspato potássico que apresentam contato reto (fig. 39, d) são condizentes com redução da área de borda de grão (GBAR) (PASSCHIER; TROUW, 1998b), que ocorre predominantemente após a deformação cessar, especialmente em altas temperaturas (PASSCHIER; TROUW, 1998b).

Figura 39 – Fotomicrografias em luz polarizada cruzada mostrando as diferentes feições de recrystalização em feldspato potássico. A) recrystalização do tipo BLG nas bordas dos cristais de feldspato potássico (Kf), em ortognaisse milonítico. B) e C) neoblastos equidimensionais de feldspato potássico na borda de porfiroclastos, indicando recrystalização por SGR, em ortognaisses. D) agregados poligonais de cristais de feldspato potássico, em granito sintranscorrente. Pontos: a) VA-04; b) TIN-26; c) VA-01; d) TIN-25.

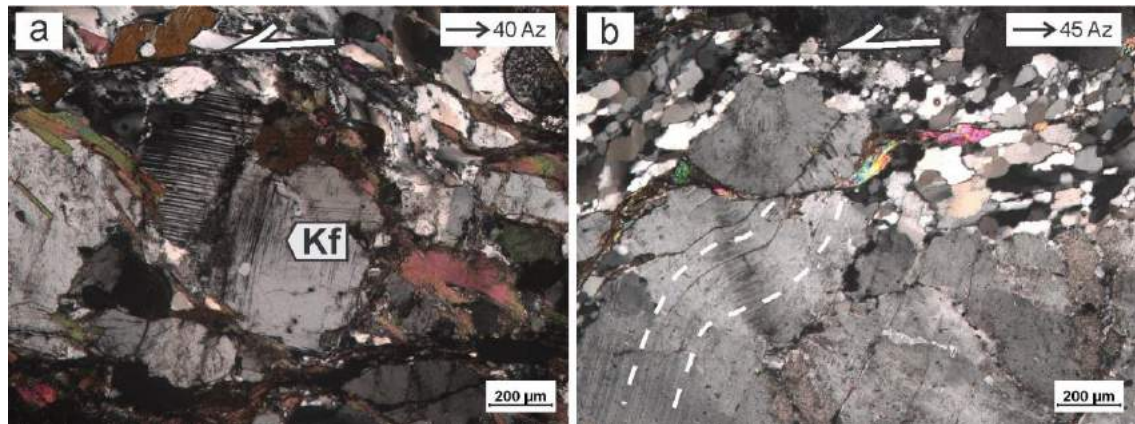


Fonte: O autor (2021).

5.2 CRITÉRIOS CINEMÁTICOS MICROESTRUTURAIS

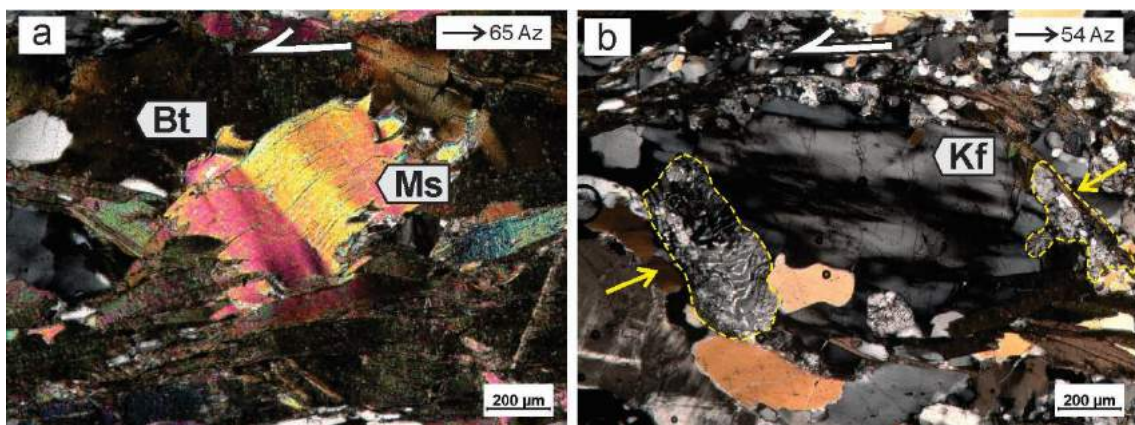
Vários critérios cinemáticos condizentes com cinemática sinistral foram observados em microescala. No entanto, localmente, foram também observados indicadores cinemáticos com cinemática destal, que ocorrem em partes da região central e em partes da borda ENE da ZCCA. Nos ortognaisses, porfiroclastos assimétricos de feldspato (fig. 40, a) e encurvamento da geminação em cristais de plagioclásio (fig. 40, b) indicam cinemática sinistral. No entanto, critérios cinemáticos são mais evidentes nos xistos (fig. 41) e nos quartzitos (fig. 42). Nos xistos, ocorrem *kinks* (fig. 41, a) e mica *fish* e, nos paragnaisses, além desses, mirmequitas em setores perpendiculares à direção de máximo encurtamento (fig. 41, b). Nos quartzitos, é comum a presença de cristais de muscovita do tipo *fish* (fig. 42, a-c) e cristais de muscovita em ângulo forte com a foliação que apresentam encurvamento (fig. 42, d).

Figura 40 – Critérios cinemáticos microestruturais dos ortognaisses miloníticos. A) Porfiroclasto assimétrico de feldspato potássico, com cauda de recrystalização, indicando cinemática sinistral. B) geminação dobrada, assimétrica, em cristal de plagioclásio, indicando cinemática sinistral, bordejado por cristais de quartzo recrystalizados por SGR. Pontos: a) TIN-31; b) TIN-87.



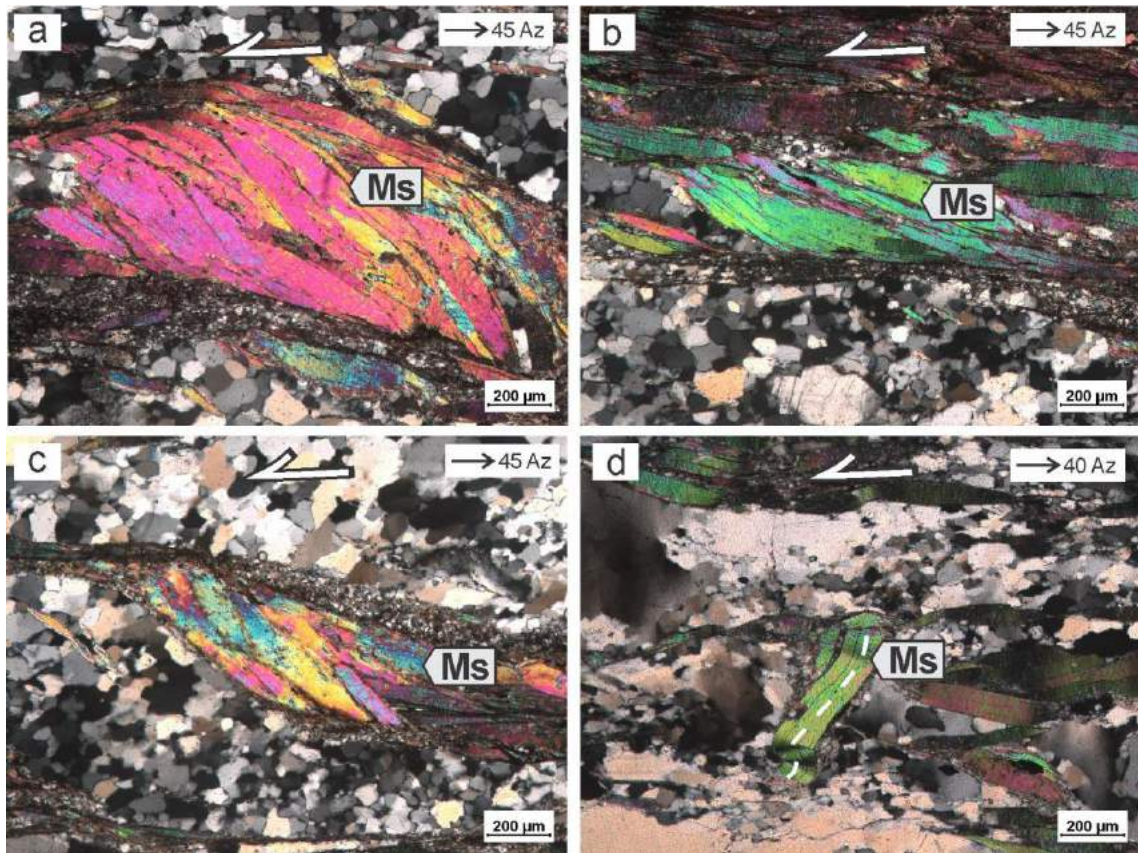
Fonte: O autor (2021).

Figura 41 – Critérios cinemáticos microestruturais dos xistos (a) e paragneisses (b) miloníticos. A) dobra assimétrica, em cristal de muscovita, cuja vergência indica cinemática sinistral. B) mirmequitas em setores perpendiculares à direção de máximo encurtamento, condizente com cinemática sinistral. Pontos: a) TIN-25; b) VA-22.



Fonte: O autor (2021).

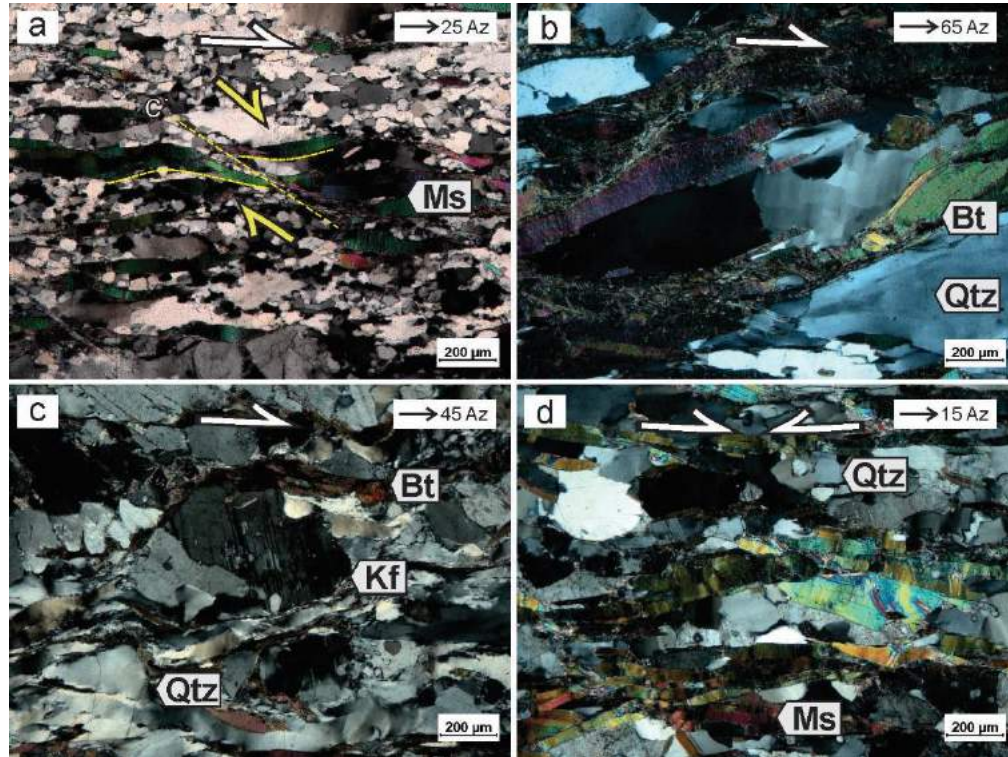
Figura 42 – Critérios cinemáticos microestruturais dos quartzitos miloníticos. A), B) e C) cristais de muscovita do tipo *fish*, bordejados por cristais de quartzo recrystalizados por GBM e SGR, condizentes com cinemática sinistral. D) dobra assimétrica em cristal de muscovita, indicando cinemática sinistral. Pontos: a), b) e c) VA-30; d) TIN-85.



Fonte: O autor (2021).

Os critérios cinemáticos indicando cinemática dextral são representados na figura 43 e incluem bandas de cisalhamento C', fitas de quartzo sigmoidais e porfiroclastos assimétricos de feldspato com cauda de recrystalização. Localmente, ocorrem critérios cinemáticos contrastantes, condizentes com cinemática dextral e sinistral, definidos por cristais de muscovita *fish* assimétricos para a esquerda e para a direita (fig. 43, d).

Figura 43 – A) banda de cisalhamento C', em quartzito impuro, condizente com cinemática destal. B) fita de quartzo sigmoidal assimétrica, em xisto milonítico, condizente com cinemática destal. C) porfiroclasto sigmoidal, em ortogneisse milonítico, com cauda de recristalização, indicando cinemática destal. D) critérios cinemáticos contrastantes, em xisto milonítico, definidos por cristais de muscovita *fish* assimétricos. Pontos: a) TIN-86; b) TIN-25; c) TIN-88; d) TIN-29.

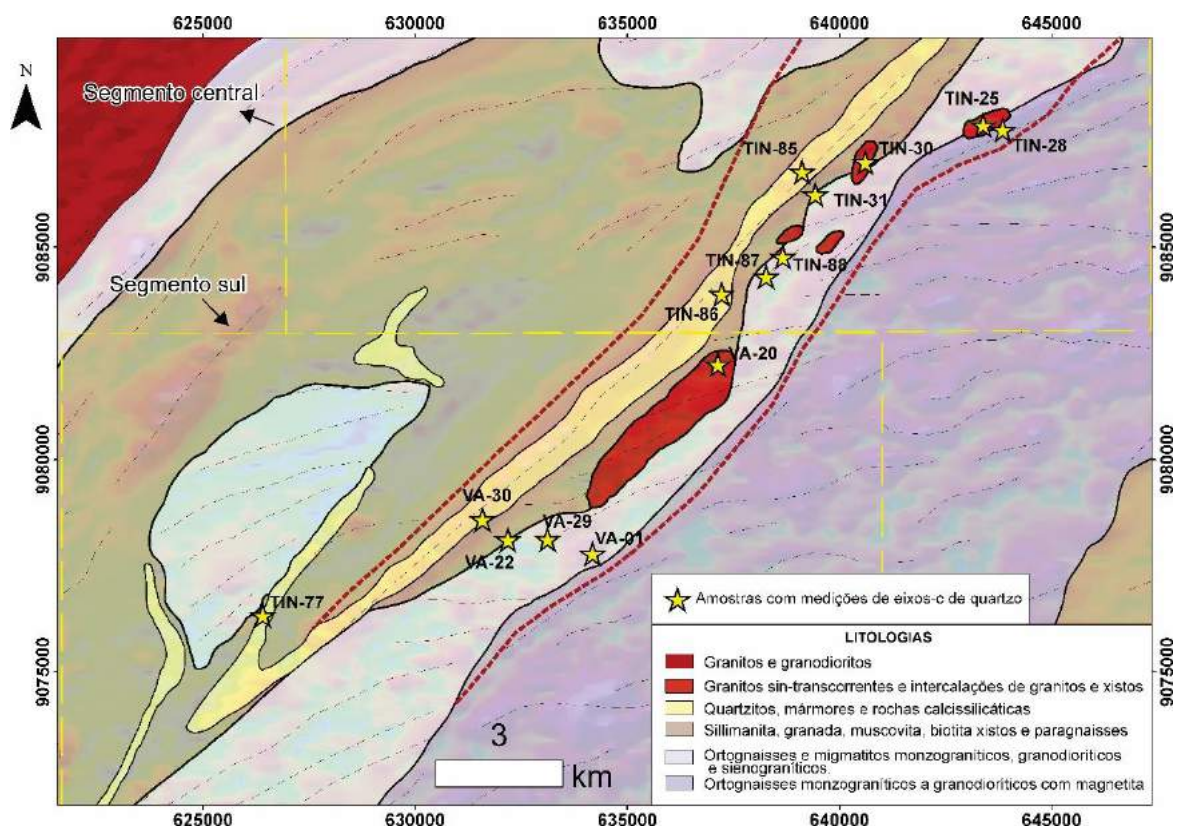


Fonte: O autor (2021).

6 EIXOS-C DE QUARTZO

A análise dos eixos-c de quartzo, com uso da platina universal de cinco eixos, foi realizada em amostras de ortognaisses (VA-01, VA-29, TIN-88, TIN-87, TIN-31, TIN-28 e VA-22G), xistos (TIN-25X e TIN-30X), paragnaisse (VA-22X), quartzitos (TIN-85, TIN-86, VA-30 e TIN-77) e granitos (TIN-30G, TIN-25G e VA-20). As localizações das amostras são mostradas na figura 44. As tramas são mostradas, em projeções estereográficas (rede igual área), nas figuras 45 a 48. Essas tramas mostram orientações cristalográficas preferenciais (CPO) definindo guirlandas e pontos de máxima concentração.

Figura 44 – Mapa evidenciando a localização das amostras submetidas à análise dos eixos-c de quartzo.



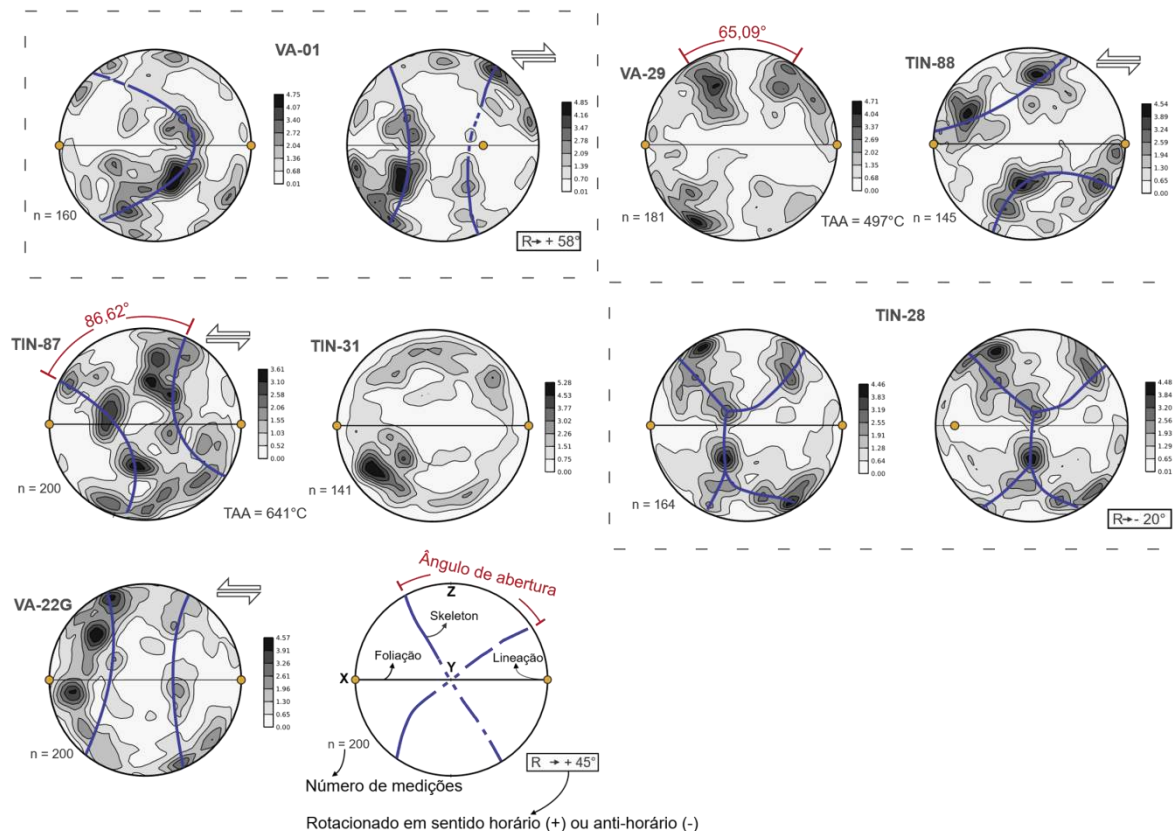
Fonte: O autor (2021).

Nas figuras 45-48, os diagramas de CPO são apresentados por tipo litológico. Dentre esses, pode-se subdividir entre dois grupos: aqueles que apresentam pontos de máxima concentração e aqueles que definem guirlandas. Os diagramas que apresentam pontos de máxima concentração (TIN-31, VA-29, TIN-30X, TIN-25X, e TIN-77) mostram pontos de máxima concentração majoritariamente dispostos nas bordas dos diagramas, próximos ao eixo Z e intermediários entre o eixo Z e X. No grupo dos diagramas que definem guirlandas, alguns mostram padrões semelhantes àqueles descritos por Schmid e Casey (1986) (fig. 49), sendo esses o *small circle girdles*, em quartzito (TIN-85) e ortognaisse (TIN-88), *cleft girdle*,

em ortognaisse (VA-22G e TIN-87), *type 1 crossed girdles*, em xisto (VA-22X) e *type 2 crossed girdles*, em quartzito (TIN-86). Porém, as figuras 45, 47 e 48 mostram que alguns diagramas de CPO (TIN-30G, VA-01, TIN-35G, TIN-28, VA-20 e VA-30) resultaram em padrões não usuais (XYPOLIAS *et al.*, 2018), definindo grandes círculos que não cruzam o centro do diagrama.

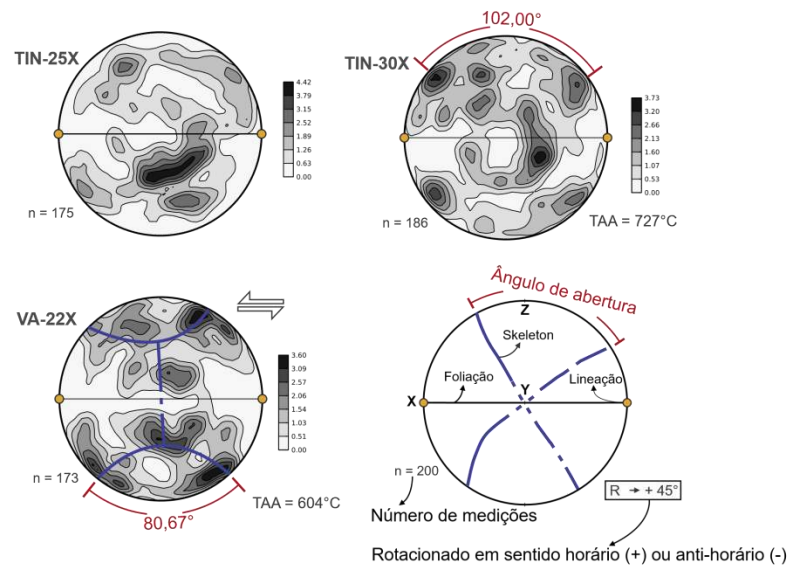
Como descrito em Xypolias *et al.* (2018) e referências, diversos trabalhos já relataram diagramas de CPO semelhantes a esses descritos para a área de estudo. Esses trabalhos utilizam a abordagem de McCready (1996), que rotaciona os CPO em torno do polo da foliação, no sentido horário ou anti-horário, até o grande círculo dos dados originalmente obtidos cruzar o centro do diagrama. Seguindo essa abordagem as orientações de eixos-c das amostras TIN-30G, VA-01, TIN-25G, TIN-28, VA-20 e VA-30, foram rotacionados, no sentido horário ou anti-horário, em ângulos de rotação que variam de 20° a 58°. Com isso, os dados de CPO rotacionados definiram padrões semelhantes aos padrões *type 1 crossed girdles*, em granitos (TIN-30G, TIN-25G e VA-20) e ortognaisse (TIN-28), *cleft girdle*, em ortognaisse (VA-01) e *single girdle*, em quartzito (VA-30).

Figura 45 – Projeções estereográficas dos eixos-c de quartzo obtidos por meio da platina universal de cinco eixos, dos ortognaisses miloníticos. R, diagrama rotacionado. TAA, temperatura do ângulo de abertura.



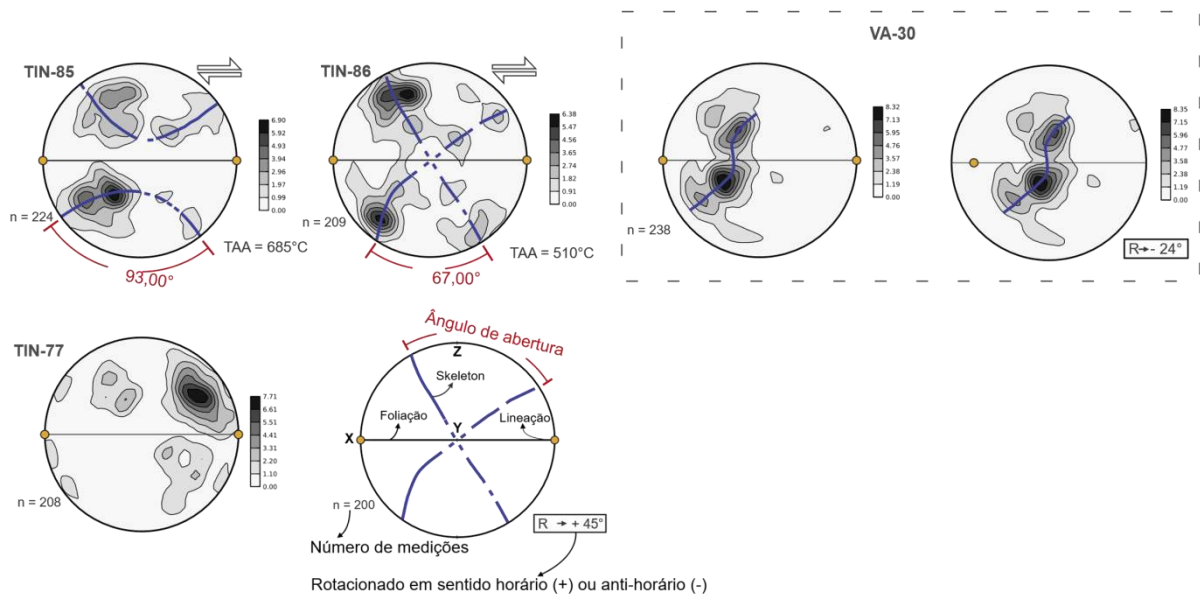
Fonte: O autor (2021)

Figura 46 – Projeções estereográficas dos eixos-c de quartzo obtidos por meio da platina universal de cinco eixos, dos xistos (TIN-25X e TIN-30X) e paragneisses (VA-22X) miloníticos. TAA, temperatura do ângulo de abertura.



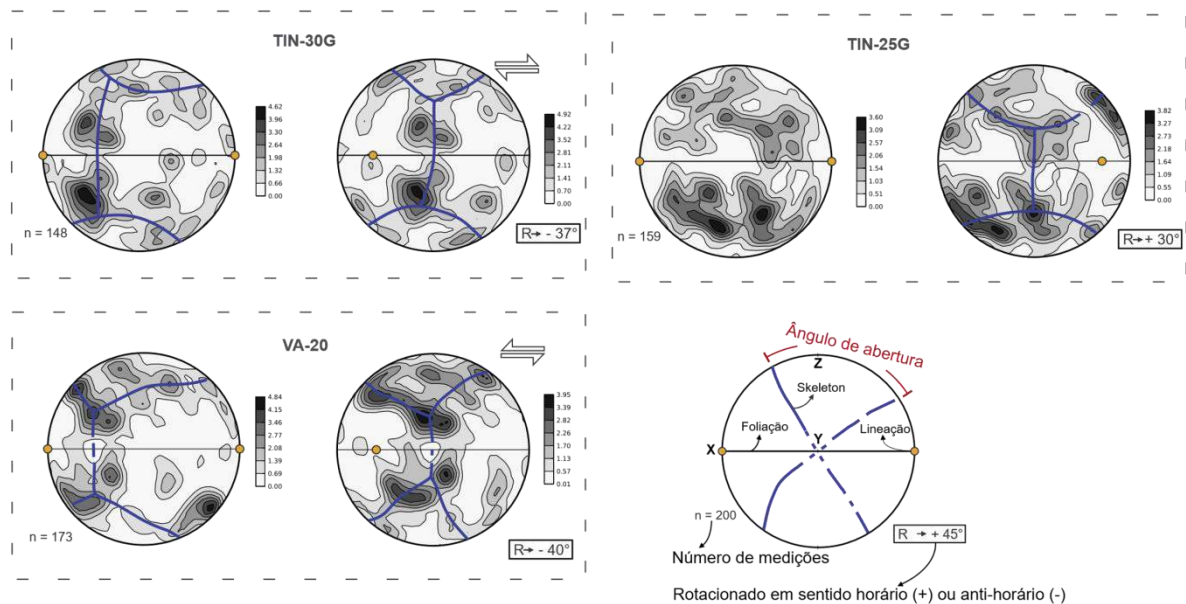
Fonte: O autor (2021).

Figura 47 – Projeções estereográficas dos eixos-c de quartzo obtidos por meio da platina universal de cinco eixos, dos quartzitos. R, diagrama rotacionado. TAA, temperatura do ângulo de abertura.



Fonte: O autor (2021).

Figura 48 - Projeções estereográficas dos eixos-c de quartzo obtidos por meio da platina universal de cinco eixos, dos granitos sin-transcorrentes. R, diagrama rotacionado. TAA, temperatura do ângulo de abertura.



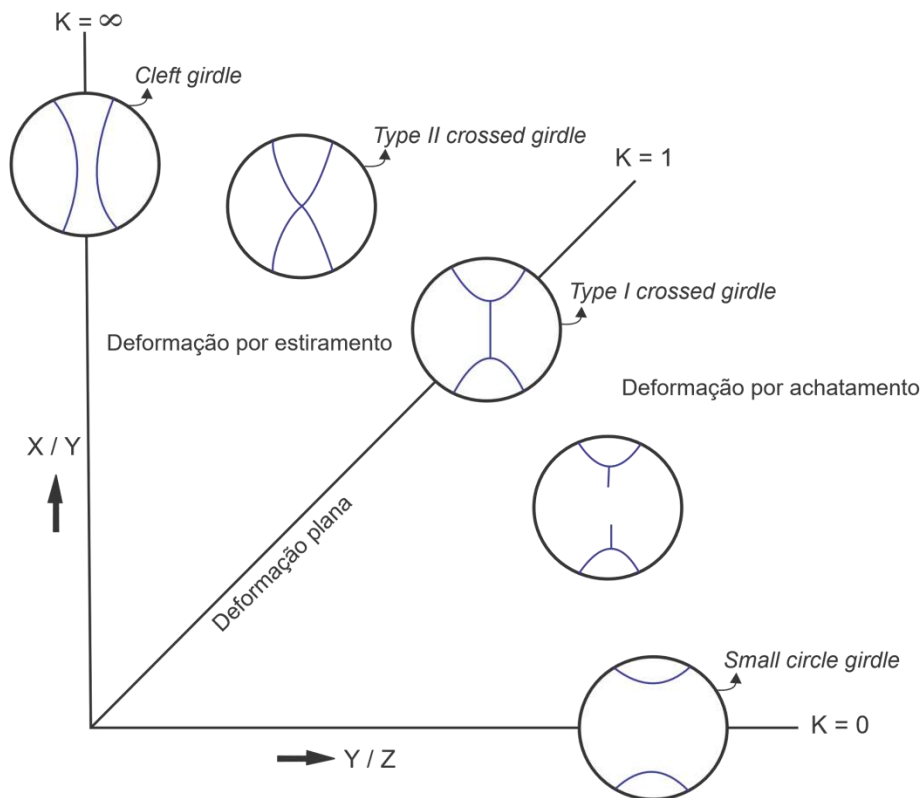
Fonte: O autor (2021).

Como observado nos critérios cinemáticos microestruturais, com os padrões de CPO dos eixos-c também foi possível identificar feições que indicam cinemática sinistral e cinemática dextral. Alguns padrões de CPO apresentam assimetria dos traços de *skeletons* (LISTER; WILLIAMS, 1979), em relação ao eixo X, e outras apresentam assimetria dos quadrantes dos pontos de maior concentração. As amostras TIN-30G (granito, fig. 48), TIN-85 (quartzito, fig. 47), TIN-86 (quartzito, fig. 47) e VA-30 (quartzito, fig. 47) apresentam *skeletons* assimétricos condizente com cinemática dextral. As amostras TIN-88 (ortogneise, fig. 45), VA-22X (paragneise, fig. 6.2), VA-20 (granito, fig. 47) e TIN-87 (ortogneise, fig. 45) mostram *skeletons* assimétricos indicando cinemática sinistral. A amostra VA-01 (ortogneise, fig. 45) mostra uma assimetria de concentração dos eixos-c nos quadrantes NE e SW, condizente com cinemática dextral, enquanto a amostra VA-22G (ortogneise, fig. 45) apresenta uma maior densidade de concentração dos eixos-c no quadrante NW, o que indica cinemática dextral.

Schmid e Casey (1986) correlacionaram os padrões de CPO dos eixos-c de quartzo com o tipo de geometria da deformação, sobrepondo os padrões de CPO de quartzitos naturalmente deformados, com o diagrama de Flinn (fig. 49). Para a área de estudo, esta abordagem sugere a prevalência da deformação por constricção nos ortogneisses, dada a predominância de padrões de CPO do tipo *cleft girdle* (VA-01, TIN-87, VA-22G). A trama mesoscópica corrobora com essa observação, visto que majoritariamente os ortogneisses

consistem em tectonitos LS. Nos xistos e paragneisses, a ocorrência do padrão do tipo *type 1 crossed girdle* (VA-22X) sugere um cenário de deformação plana (*plane strain*). Nos quartzitos, a presença de padrões do tipo *small circle girdle* (TIN-85) e *type II crossed girdle* (TIN-86) sugerem a ocorrência de deformação por estiramento e achatamento, respectivamente. Por fim, nos granitos, todos os padrões de CPO obtidos mostram padrões similares ao tipo *type 1 crossed girdle*, sugerindo uma predominância de deformação plana.

Figura 49 – Padrões de CPO dos eixos-c de quartzo esperados para uma deformação coaxial, plotados no diagrama de Flinn.



Fonte: Schmid e Casey (1986).

7 DISCUSSÃO

A ZCCA é uma zona de cisalhamento transcorrente que apresenta foliações com direção NE-SW e mergulho variando de médio a baixo ângulo. As lineações de estiramento apresentam caimento fraco para SW, majoritariamente. As feições microestruturais indicam recristalização em quartzo por SGR, subsidiariamente, e por GBM, majoritariamente, e em feldspato por BLG e por SGR. É comum a ocorrência de extinção xadrez em quartzo em todos os litotipos. Apesar da predominância de critérios cinemáticos sinistrais, também é possível observar critérios cinemáticos destrais, em microescala. Neste capítulo será discutida a temperatura de deformação para a atuação da ZCCA e também proposto o seu modelo evolutivo.

7.1 TEMPERATURA DE DEFORMAÇÃO

Durante a deformação plástica do quartzo, o ângulo de abertura (OA) das tramas dos eixos-c aumenta com o aumento da temperatura, com o enfraquecimento hidrolítico e com a diminuição da taxa de deformação (FALEIROS, F. M. *et al.*, 2016 e referências). Dessa forma, diversos trabalhos propõem a utilização do ângulo de abertura das tramas dos eixos-c de quartzo como um termômetro para a deformação (FALEIROS, F. M. *et al.*, 2016 e referências). Law (2014) faz uma revisão detalhada sobre esse termômetro e sugere cautela na utilização do método, porém, apresenta argumentos favoráveis para sua utilização e conclui que a temperatura de deformação é o fator primário que controla o ângulo de abertura.

Para a análise dos ângulos de abertura dos eixos-c de quartzo da área de estudo, foram consideradas apenas aqueles padrões de CPO bem definidos e que não foram produtos de rotação (amostras TIN-30X, VA-29, TIN-85, TIN-86, VA-22X e TIN-87). Utilizando as equações 1 e 2 do termômetro proposto por Faleiros *et al.* (2016), seis estimativas de temperatura forneceram valores que variam de 497°C a 727°C. (fig. 45-48 e tabela 1).

$$T (^{\circ}\text{C}) = 6.9 \text{ OA (graus)} + 48. (\text{OA} \leq 87^{\circ}) \quad (1)$$

$$T (^{\circ}\text{C}) = 4.6 \text{ OA (graus)} + 258. (\text{OA} \geq 87^{\circ}) \quad (2)$$

Uma feição comum nos milonitos da ZCCA é a presença de extinção xadrez em cristais de quartzo, que ocorre em todos os tipos litológicos. Essa é uma feição característica de deformação em altas temperaturas (VERNON, 2018 e referências), comum em rochas da fácies granulitos, migmatitos e em granitos deformados próximo à temperatura do solidus. Adicionalmente, alguns trabalhos correlacionam a extinção xadrez como uma feição diagnóstica da ativação do deslizamento de prisma $\langle c \rangle$, em temperaturas acima de 700°C (FALEIROS, F. M. *et al.*, 2016 e referências).

Nos milonitos da ZCCA, ocorrem diferentes tipos de recristalização, em cristais de quartzo e em cristais de feldspato. Em quartzo ocorre recristalização por SGR e por GBM. Segundo Passchier (2005) e referências, a recristalização de quartzo por GBM surge a partir de temperaturas da ordem de 500°C. Ainda segundo este autor, a recristalização por SGR em feldspato ocorre em temperaturas acima de 600°C, estando essa feição presente, em cristais de feldspato, nos granitos e nos ortognaisses sienograníticos da ZCCA.

A tabela abaixo mostra uma síntese das feições de recristalização, deformação intracristalina e ângulo de abertura para as amostras submetidas à análise dos eixos-c de quartzo, e indica uma boa correlação entre as feições de recristalização e deformação intracristalina, com as temperaturas obtidas pelo ângulo de abertura dos eixos-c de quartzo.

Tabela 1 – Síntese das feições microestruturais das amostras submetidas à análise dos eixos-c de quartzo. AA, ângulo de abertura. TAA, temperatura do ângulo de abertura. Rec. Qtz, feições de recristalização em quartzo. Rec. Kf, feições de recristalização em feldspato. DI Qtz, deformação intracristalina em quartzo.

Amostra	AA (°)	TAA(°C)	Rec.Qtz	Rec.Kf	DI Qtz
VA-01			GBM, SGR	SGR	Xadrez, subgrãos
VA-29	65,09	497	GBM, SGR		Xadrez, subgrãos
TIN-88			GBM, SGR	BLG	Xadrez, subgrãos
TIN-87	86,62	641	GBM, SGR	BLG	Xadrez, subgrãos
TIN-31			SGR		Subgrãos
TIN-28			SGR		Xadrez, subgrãos
VA-22G			GBM, SGR		Xadrez, subgrãos
TIN-25X			GBM		Xadrez, subgrãos
TIN-30X	102	727	GBM, SGR		Xadrez, subgrãos
VA-22X	80,67	604	GBM, SGR		Subgrãos
TIN-85	93	685	GBM, SGR		Xadrez, subgrãos
TIN-86	67	510	GBM, SGR		Xadrez, subgrãos
VA-30			GBM		Subgrãos
TIN-77			GBM		Subgrãos
TIN-30G			GBM		Xadrez, subgrãos
TIN-25G			GBM, SGR		Xadrez, subgrãos
VA-20			GBM		Subgrãos

Fonte: O autor (2021)

Assim, dadas as evidências acima citadas, é possível sugerir temperaturas maiores que 600 °C para a atuação da ZCCA, podendo ter atingido, em seu pico, temperaturas da ordem de 700°C, na fácies anfibolito alto. As temperaturas de ângulo de abertura com valores menores que 600°C e as feições microestruturais que indicam temperaturas menores (SGR em quartzo), podem estar relacionadas ao resfriamento crustal durante a exumação do bloco tectônico.

7.2 EVOLUÇÃO DA ZCCA

Na Subprovíncia Central, a deformação regional produziu uma foliação de baixo ângulo associada com transporte tectônico com topo para WNW (NEVES, Sérgio Pacheco; SILVA, J. M. R. DA; MARIANO, 2005; SILVA, V. L.; NEVES, Sérgio Pacheco, 2021). Trabalhos anteriores atestam que a nucleação e crescimento das zonas de cisalhamento transcorrentes é posterior ao desenvolvimento da foliação regional (SILVA, V. L.; NEVES, Sérgio Pacheco, 2021 e referências). Os resultados obtidos neste trabalho sugerem que a evolução da ZCCA compreende o mesmo cenário. No segmento norte da ZCCA (ver fig. 13) o evidente truncamento da foliação regional (NW-SE/WNW-ESE) pela foliação milonítica (NE-SW), em conjunto com a presença de critérios cinemáticos em foliação de baixo ângulo, que sugerem transporte tectônico com topo para WSW, indicam que o desenvolvimento dessa estrutura foi posterior ao desenvolvimento da foliação regional, retrabalhando-a e a rotacionando.

Trabalhos recentes (NEVES, Sergio P. *et al.*, 2021; SILVA, V. L.; NEVES, Sérgio Pacheco, 2021) apontam evidências de que a deformação progressiva, ao invés da deformação policíclica, é a principal forma de evolução orogênica das zonas de cisalhamento da PB. Na ZCCA, o registro de milonitos que indicam alta temperatura (>600°C) de deformação, sugerem que, a tectônica transcorrente iniciou logo após a atuação da tectônica contracional (fácies anfibolito alto) e perdurou até o início da exumação do bloco tectônico, registrando menores temperaturas. Isso implica que o desenvolvimento da ZCCA ocorreu como resultado de uma deformação progressiva, através de uma transição entre a tectônica contracional para a tectônica transcorrente.

A nucleação de zonas de cisalhamento ocorre com a localização da deformação em zonas de fraqueza. Isso ocorre preferencialmente ao longo de tramas preexistentes ou em locais que apresentam contraste reológico, como o que ocorre ao longo dos contatos entre diferentes litologias (FOSSEN; CAVALCANTE, 2017). Nesse sentido, a região proposta como provável local para a nucleação da ZCCA é o contato entre rochas metassedimentares e ortognaisses (ver fig. 25).

Na ZCCA ocorrem critérios cinemáticos contrastantes, em diferentes locais e também na mesma localidade, em microescala e também nas tramas de eixos-c de quartzo (seção 5.2 e capítulo 6). Dutta e Mukherjee (2019), em trabalho de revisão sobre a ocorrência de critérios cinemáticos opostos, concluem que um dos possíveis cenários é a presença de um componente de cisalhamento puro dominante. Vauchez et al. (1995) correlacionaram a

ocorrência de critérios cinemáticos contrastantes, na mesma rocha, na Zona de Cisalhamento Campina Grande, no seu segmento NE-SW, com um importante componente de cisalhamento puro, apesar da presença de uma lineação de estiramento bem desenvolvida. Seguindo essas interpretações, a presença de critérios cinemáticos contrastantes e a fraca assimetria dos padrões de CPO de quartzo, sugerem que a ZCCA apresenta um importante componente de cisalhamento puro, apesar da presença de uma lineação de estiramento bem marcada. Outro indício da prevalência de cisalhamento puro é a presença de dobras abertas dentro da zona milonítica, indicando que a deformação cisalhante é heterogênea, com intercalação de regiões de alto e baixo *strain*.

Os dados estruturais mostram que a ZCCA é responsável pelo desenvolvimento de dobras NE-SW, em macro e mesoescala, que afetam dobras pretéritas NW-SE. Essa observação condiz com o modelo evolutivo proposto por Neves *et al.* (2018) para o desenvolvimento do Padrão de Interferência de Carolína, e corrobora com a localização relativa do esforço compressivo máximo regional na direção NW-SE.

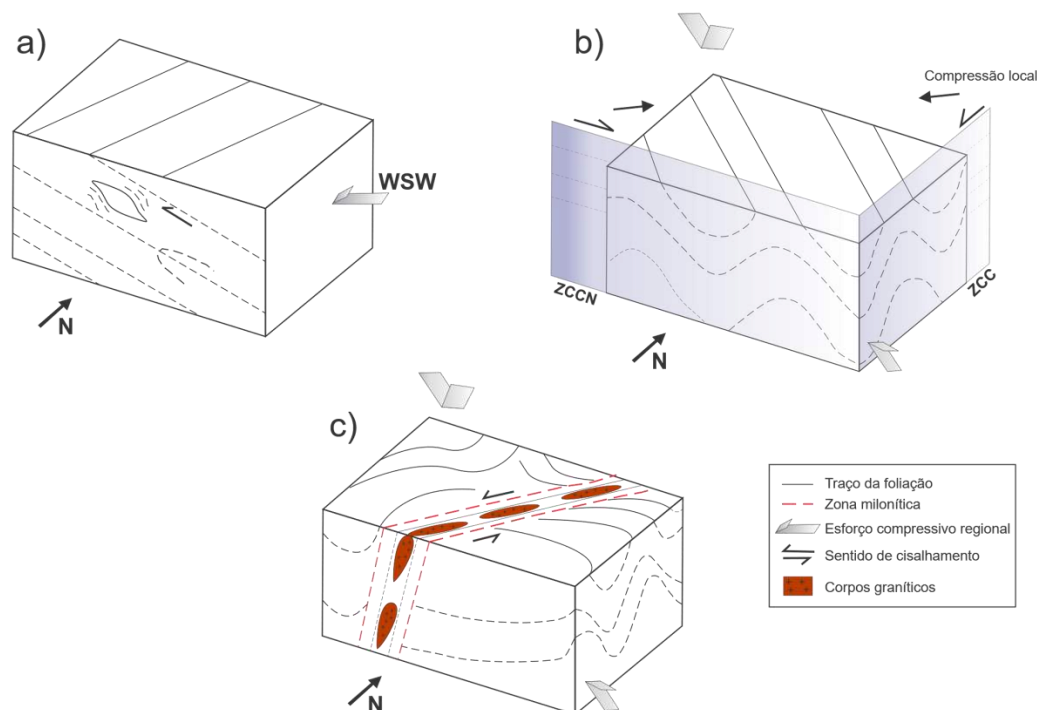
Padrões de CPO de quartzo não usuais, que não cruzam o centro do diagrama, são interpretados por diversos autores (XYPOLIAS *et al.*, 2018 e referências) como produtos de uma deformação incremental (*incremental strain*), na qual a orientação atual dos eixos cristalográficos não coincide com as lineações em escala de afloramento, ou seja, não representa a deformação finita (*finite strain*). Essa interpretação condiz com os resultados obtidos neste trabalho, pois a presença desses padrões foi observada em seções delgadas que foram corretamente confeccionadas no plano de observação (paralelo à lineação e perpendicular à foliação). Porém, essa interpretação carece de uma abordagem mais aprofundada em estudos posteriores.

A temperatura de deformação estimada para o início da deformação cisalhante (próxima ao solidus) sugere que os corpos graníticos se originaram a partir da fusão das rochas encaixantes, com os magmas gerados aproveitando a foliação milonítica para o transporte e alojamento.

No DAM, diferentemente dos outros domínios da SC, a foliação regional apresenta direção NW-SE, majoritariamente (NEVES, Sergio P. *et al.*, 2018; NEVES, Sérgio P.; SILVA, J. M. R. DA; BRUGUIER, 2017). Segundo Neves *et al.* (2018), esse fato pode estar ligado ao retrabalhamento da foliação regional por um esforço compressivo local, resultante do desenvolvimento contemporâneo das zonas de cisalhamento Congo e Cruzeiro do Nordeste, que apresentam cinemáticas opostas (sinistral e dextral, respectivamente).

A figura 50 mostra o modelo esquemático proposto para a evolução tectônica da área de estudo, no qual o primeiro estágio é representado por tectônica contracional, com topo para WSW. O segundo estágio é caracterizado pelo dobramento e consequente reorientação da foliação regional pretérita, por um esforço compressivo local resultante do desenvolvimento das zonas de cisalhamento Congo e Cruzeiro do Nordeste (NEVES, Sergio P. *et al.*, 2018). Por fim, a ZCCA rotacionou a foliação preexistente no sentido anti-horário e retrabalhou as dobras NW-SE, gerando dobras NE-SW. Diferentemente de outras zonas de cisalhamento com direção NE-SW da SC, a ZCCA não se interliga com a Zona de Cisalhamento Pernambuco ou com nenhuma outra zona de cisalhamento das proximidades, sugerindo um declínio na intensidade da deformação cisalhante ou sua localização em outros locais. Uma vez gerada, a foliação milonítica serviu como conduto para a percolação e alojamento de corpos graníticos peraluminosos.

Figura 50 – Modelo esquemático proposto para o desenvolvimento da ZCCA. A) tectônica pré-transcorrente, contracional, com topo para WSW. B) com a mudança do regime contracional para o regime transcorrente, o desenvolvimento das zonas de cisalhamento Congo (ZCC) e Cruzeiro do Nordeste (ZCCN), com cinemática sinistral e destal, respectivamente, gera um esforço compressivo local, que reorienta a foliação pretérita e gera dobras NW-SE. C) por fim, a nucleação da ZCCA retrabalha essa configuração estrutural, rotacionando a foliação no sentido anti-horário. Corpos graníticos sin-transcorrentes, resultantes da fusão parcial das encaixantes, são alojados em descontinuidades geradas pela foliação milonítica.



Fonte: O autor (2021).

8 CONCLUSÃO

A ZCCA é uma zona de cisalhamento com direção NE-SW composta por milonitos, representados por tectonitos LS e SL. Esses milonitos têm como protólitos ortognaisses, granada muscovita biotita xistos e paragnaisses, quartzitos impuros e granitos sintranscorrentes.

A foliação milonítica apresenta direção NE-SW e mergulho moderado a forte majoritariamente para NW. A lineação de estiramento possui predominantemente caimento fraco para SW.

Crítérios cinemáticos em escala de afloramento são condizentes com cinemática sinistral. Os critérios cinemáticos microestruturais e as tramas de eixos-c de quartzo mostram critérios cinemáticos contrastantes, condizentes com cinemática dextral e sinistral. Isso indica que o estilo da deformação atuante no desenvolvimento da ZCCA possui um importante componente de cisalhamento puro.

As feições microestruturais e o ângulo de abertura dos eixos-c de quartzo mostram que a ZCCA se desenvolveu sob condições da fácies anfibolito alto, em temperaturas maiores que 600°C, podendo ter atingido temperaturas da ordem de 700°C. O registro de temperaturas menores que 600°C pode estar relacionado ao resfriamento crustal durante a exumação do bloco tectônico.

A localização da deformação responsável pela nucleação da ZCCA se deu provavelmente devido ao contraste reológico representado pelo contato entre rochas metassedimentares e ortognaisses. A ZCCA rotacionou a foliação regional (NW-SE) no sentido anti-horário, e foi responsável pela geração de dobras NE-SW. Corpos graníticos peraluminosos, sintranscorrentes, aproveitaram a descontinuidade gerada pela foliação milonítica para ascensão e alojamento.

O registro de milonitos que indicam alta temperatura (>600°C) de deformação, sugerem que, na ZCCA, a tectônica transcorrente iniciou logo após a atuação da tectônica contracional e perdurou até o início da exumação do bloco tectônico, registrando, assim, menores temperaturas de deformação. Isto aponta que o desenvolvimento da ZCCA ocorreu como resultado de uma deformação progressiva, através de uma transição entre a tectônica contracional para a tectônica transpressional.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M. DE *et al.* Brazilian structural provinces: An introduction. **Earth-Science Reviews**, 1 abr. 1981. v. 17, n. 1, p. 1–29.
- ALSOP, G. I.; HOLDSWORTH, R. E. Sheath folds as discriminators of bulk strain type. **Journal of Structural Geology**, 1 set. 2006. v. 28, n. 9, p. 1588–1606.
- ARCHANJO, C. J. *et al.* Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, 1 mar. 2008. v. 30, n. 3, p. 310–326.
- BLENKINSOP, T. G. **Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks**. [S.l.]: Springer Netherlands, 2000.
- BOYNTON, W. V. Chapter 3 - Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: HENDERSON, P. (Org.). **Developments in Geochemistry**. Rare Earth Element Geochemistry. [S.l.]: Elsevier, 1984, V. 2, p. 63–114.
- BRITO NEVES, B. D. E. B. *et al.* O EVENTO CARIRÍS VELHOS NA PROVÍNCIA BORBOREMA: INTEGRAÇÃO DE DADOS, IMPLICAÇÕES E PERSPECTIVAS. **Revista Brasileira de Geociências**, 10 ago. 1995. v. 25, n. 4, p. 279–296.
- BRITO NEVES, Benjamim Bley De; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. **Tectonic evolution of South America**, 2000. Disponível em: <<https://repositorio.usp.br/item/001131015>>. Acesso em: 26 abr. 2021.
- BUCHER, K.; GRAPES, R. Metamorphism of Pelitic Rocks (Metapelites). In: BUCHER, K.; GRAPES, R. (Org.). **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. Berlin, Heidelberg: Springer, 2011, p. 257–313.
- CASTELLAN, P.; VIEGAS, G.; FALEIROS, Frederico M. Brittle–ductile fabrics and $P - T$ conditions of deformation in the East Pernambuco shear zone (Borborema Province, NE Brazil). **Journal of the Geological Society**, jan. 2021. v. 178, n. 1, p. jgs2020-109.
- CAXITO, F. De A. *et al.* Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil-NW Africa: The Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens. **Brazilian Journal of Geology**, 22 maio. 2020. v. 50. Disponível em: <<https://www.scielo.br/j/bjgeo/a/j5hkpNFq9dWY8Xc6mQ5DJ8w/?lang=en>>. Acesso em: 8 jun. 2021.

- CHETTY, T. Chapter 1 - Orogens. *In*: CHETTY, T. (Org.). **Proterozoic Orogens of India**. [S.l.]: Elsevier, 2017, p. 1–34.
- CPRM, S. G. Do B. Projeto Aerogeofísico Paraíba - Rio Grande do Norte; Pernambuco - Paraíba. 2009. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/10832>>. Acesso em: 11 jun. 2021.
- DUTTA, D.; MUKHERJEE, S. Opposite shear senses: Geneses, global occurrences, numerical simulations and a case study from the Indian western Himalaya. **Journal of Structural Geology**, 1 set. 2019. v. 126, p. 357–392.
- FALEIROS, F. M. *et al.* A new empirical calibration of the quartz c-axis fabric opening-angle deformation thermometer. **Tectonophysics**, 7 mar. 2016. v. 671, p. 173–182.
- FOSSEN, H.; CAVALCANTE, G. C. G. Shear zones – A review. **Earth-Science Reviews**, ago. 2017. v. 171, p. 434–455.
- GUIMARÃES, Ignez P. *et al.* Petrogenesis of A-type Granitoids from the Alto Moxoto and Alto Pajeu Terranes of the Borborema Province, ne Brazil: Constraints from Geochemistry and Isotopic Composition. **Gondwana Research**, 1 jul. 2005. v. 8, n. 3, p. 347–362.
- GUIMARÃES, Ignez Pinho *et al.* 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**, 1 jan. 2012. v. 192–195, p. 52–77.
- LAGES, Geysson De Almeida *et al.* Caracterização geoquímica dos ortogneisses do complexo Cabaceiras (CCB), no domínio Alto Moxotó, NE do Brasil. 2009. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/895>>. Acesso em: 13 jun. 2021.
- LAW, R. D. Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: A review. **Journal of Structural Geology**, 1 set. 2014. v. 66, p. 129–161.
- LIMA, F. J. Da C.; BRASILINO, Roberta Galba; LAGES, Geysson De Almeida. **Carta geológica-geofísica: folha SC-24-X-A-III Custódia**, 2018.
- LISTER, G. S.; WILLIAMS, P. F. Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. **Journal of Structural Geology**, 1 jan. 1979. v. 1, n. 4, p. 283–297.
- MACCREADY, T. Misalignment of quartz c-axis fabrics and lineations due to oblique final strain increments in the Ruby Mountains core complex, Nevada. **Journal of Structural Geology**, 1 jun. 1996. v. 18, n. 6, p. 765–776.
- MCDONOUGH, W. F.; SUN, S. -S. The composition of the Earth. **Chemical Geology**, 1 mar. 1995. Chemical Evolution of the Mantle. v. 120, n. 3, p. 223–253.
- MEDEIROS, Vladimir Cruz De; MEDEIROS, W. E. De; SÁ, E. F. J. De. Utilização de imagens aerogamaespectrométricas, Landsat 7 ETM + e aeromagnéticas no estudo do

arcabouço crustal da porção central do domínio da zona transversal, província Borborema, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, mar. 2011. v. 29, p. 83–97.

NEVES, Sérgio P. A ZONA DE CISALHAMENTO TAUÁ, CEARÁ: SENTIDO E ESTIMATIVA DO DESLOCAMENTO, EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E GRANITOGÊNESE ASSOCIADA. **Revista Brasileira de Geociências**, 1 jun. 1991. v. 21, n. 2, p. 161–173.

NEVES, Sergio P. 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**, 2003. v. 22, n. 4. Disponível em: <<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2001TC001352>>. Acesso em: 4 maio 2021.

NEVES, Sérgio P. *et al.* 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**, 30 set. 2006. v. 149, n. 3, p. 197–216.

NEVES, Sergio P. 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**, 1 mar. 2015. v. 58, p. 150–164.

NEVES, Sérgio P. *et al.* Paleoproterozoic accretionary and collisional processes and the build-up of the Borborema Province (NE Brazil): Geochronological and geochemical evidence from the Central Domain. **Journal of South American Earth Sciences**, 1 mar. 2015. v. 58, p. 165–187.

NEVES, Sergio P. *et al.* Interference fold patterns in regional unidirectional stress fields: A result of local kinematic interactions. **Journal of Structural Geology**, 1 out. 2018. v. 115, p. 304–310.

NEVES, Sergio P. Comparative geological evolution of the Borborema Province and São Francisco Craton (eastern Brazil): Decratonization and crustal reworking during West Gondwana assembly and implications for paleogeographic reconstructions. **Precambrian Research**, 1 abr. 2021. v. 355, p. 106119.

NEVES, Sergio P *et al.* The Borborema Strike-Slip Shear Zone System (NE Brazil): Large-Scale Intracontinental Strain Localization in a Heterogeneous Plate. **Lithosphere**, 18 nov. 2021. v. 2021, n. Special 6. Disponível em: <<https://doi.org/10.2113/2021/6407232>>. Acesso em: 27 nov. 2021.

- NEVES, Sérgio P.; MARIANO, G. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. **Journal of Structural Geology**, 1 out. 1999. v. 21, n. 10, p. 1369–1383.
- NEVES, Sergio P.; SILVA, J. M. R. DA; BRUGUIER, O. 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**, 1 set. 2017. v. 298, p. 552–571.
- NEVES, Sérgio Pacheco; SILVA, J. M. R. DA; MARIANO, G. Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks: vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). **Journal of Structural Geology**, 1 ago. 2005. v. 27, n. 8, p. 1513–1527.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. Special Techniques. In: PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. (Org.). **Microtectonics**. Berlin, Heidelberg: Springer, 1998a, p. 209–230.
- Deformation Mechanisms. In: PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. (Org.). **Microtectonics**. Berlin, Heidelberg: Springer, 1998b, p. 25–56.
- RAMSAY, J. G. Folding and Fracturing of Rocks. **Mc Graw Hill Book Company**, 1967. v. 568p. Disponível em: <<https://ci.nii.ac.jp/naid/10003545716/>>. Acesso em: 29 abr. 2021.
- SALES, A. De O. *et al.* Evolução petrogenética e tectônica do evento Cariris Velhos na região de Afogados da Ingazeira (PE), terreno Alto Pajeú, Província Borborema. **Geologia USP. Série Científica**, 1 ago. 2011. v. 11, n. 2, p. 101–121.
- SANTORO, E.; AYUB, S. Conversão de atitudes de eixos [000I] de quartzo da platina universal de quatro eixos para notação da bússola Clar. Balneário Camburiú - SC: Sociedade Brasileira de Geologia, 1994. V. 3, p. 360.
- SANTOS, C. A. Dos. Cinturão de cisalhamento Congo / Cruzeiro do Nordeste, uma descontinuidade crustal no domínio da zona transversal, província Borborema. 2012. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/442>>. Acesso em: 10 jun. 2021.
- SANTOS, E. J. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. Salvador - BA: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. V. 6, p. 360.
- SANTOS, Edilton J.; MEDEIROS, Vladimir C. CONSTRAINTS FROM GRANITIC PLUTONISM ON PROTEROZOIC CRUSTAL GROWTH OF THE TRANSVERSE ZONE, BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL. **Revista Brasileira de Geociências**, 1 mar. 1999. v. 29, n. 1, p. 73–84.
- SANTOS, Edilton José Dos. **O Complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema**. [S.l.]: Universidade de São

- Paulo, 1995. text. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44134/tde-28102015-094036/>>. Acesso em: 10 jun. 2021.
- SANTOS, Edilton José Dos. Belém de São Francisco: folha SC.24-X-A. 1999. Disponível em: <<http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/handle/doc/8471>>. Acesso em: 11 jun. 2021.
- SANTOS, Edilton José Dos; NUTMAN, A. P.; NEVES, B. B. De B. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. **Geologia USP. Série Científica**, 1 abr. 2004. v. 4, n. 1, p. 1–12.
- SANTOS, L. C. M. De L. *et al.* Accretion Tectonics in Western Gondwana Deduced From Sm-Nd Isotope Mapping of Terranes in the Borborema Province, NE Brazil. **Tectonics**, 2018. v. 37, n. 8, p. 2727–2743.
- SANTOS, Lauro César M. De Lira *et al.* Two-stage terrane assembly in Western Gondwana: Insights from structural geology and geophysical data of central Borborema Province, NE Brazil. **Journal of Structural Geology**, 1 out. 2017. v. 103, p. 167–184.
- SANTOS, Lauro César Montefalco De Lira *et al.* Early to Late Paleoproterozoic magmatism in NE Brazil: The Alto Moxotó Terrane and its tectonic implications for the Pre-West Gondwana assembly. **Journal of South American Earth Sciences**, 1 mar. 2015. v. 58, p. 188–209.
- SANTOS, Lauro César Montefalco De Lira *et al.* 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**, 1 nov. 2017. v. 79, p. 342–363.
- SCHMID, S. M.; CASEY, M. Complete Fabric Analysis of Some Commonly Observed Quartz C-Axis Patterns. **Mineral and Rock Deformation**. [S.l.]: American Geophysical Union (AGU), 1986, p. 263–286.
- SILVA, J.; MARIANO, G. Geometry and Kinematics of the Afogados da Ingazeira Shear Zone, Northeast Brazil. **International Geology Review**, 6 jul. 2000. v. January 2000, p. 86–95.
- SILVA, V. L.; NEVES, Sérgio Pacheco. Transition from contractional to transpressive tectonics: evidence from the Feira Nova Region, Rio Capibaribe Domain, Borborema Province, NE Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 8 jan. 2021. v. 51. Disponível em: <<http://www.scielo.br/j/bjgeo/a/vPKMMkrYKQGDmTz8N3kn9Hn/?lang=en>>. Acesso em: 26 out. 2021.
- VAN SCHMUS, W. R. *et al.* UPb and SmNd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. **Journal of South American**

Earth Sciences, 1 jul. 1995. Geology of the Borborema Province, Northeast Brazil. v. 8, n. 3, p. 267–288.

VAN SCHMUS, W. R.; KOZUCH, M.; BRITO NEVES, B. B. DE. 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**, 1 mar. 2011. v. 31, n. 2, p. 227–252.

VAUCHEZ, A. *et al.* The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 1 jul. 1995. Geology of the Borborema Province, Northeast Brazil. v. 8, n. 3, p. 247–266.

VERNON, R. H. **A Practical Guide to Rock Microstructure**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2018.

VIEGAS, L. G. F. *et al.* Microfabrics and zircon U–Pb (SHRIMP) chronology of mylonites from the Patos shear zone (Borborema Province, NE Brazil). **Precambrian Research**, 1 abr. 2014. v. 243, p. 1–17.

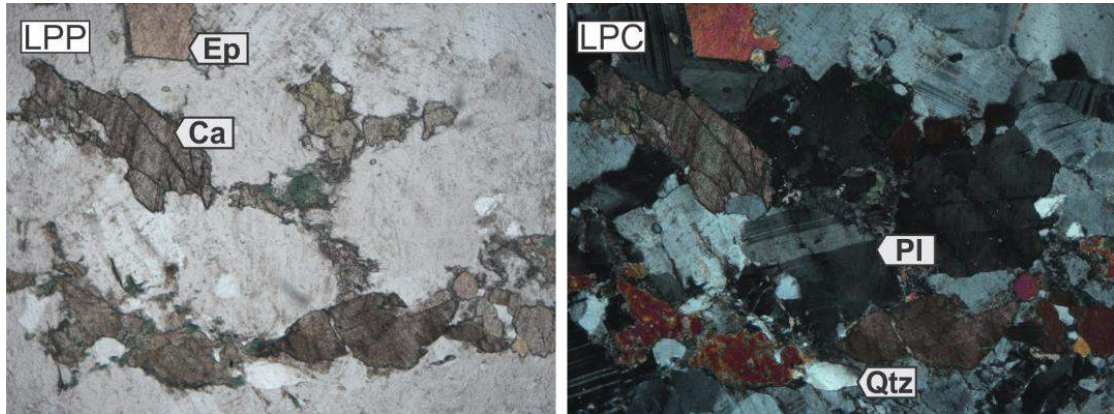
XYPOLIAS, P. *et al.* Using incremental elongation and shearing to unravel the kinematics of a complex transpressional zone. **Journal of Structural Geology**, 1 out. 2018. v. 115, p. 64–81.

APÊNDICE A - DESCRIÇÕES PETROGRÁFICAS

TIN-24

Mineralogia: titanita (5%), carbonato (10%), epidoto (10%), k-feldspato (10%), quartzo (15%), plagioclásio (20%), anfibólio (30%).

Fotomicrografia 1 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Ca, carbonato., Ep, epidoto, Qtz, quartzo. Pl, plagioclásio. Aumento 10x.



A rocha apresenta uma microestrutura granoblástica, milonítica, com intercalação de níveis quartzofeldspáticos e de níveis máficos. Estes minerais ocorrem segundo uma direção preferencial definindo uma microestrutura do tipo xistosidade contínua. Quartzo ocorre em agregados, com recristalização por SGR em níveis de maior strain, porém, a feição predominante é a deformação intracristalina, como banda de deformação, formação de subgrãos e extinção xadrez. Plagioclásio ocorre com forma subidioblástica. Localmente apresenta microdobras que afetam a geminação, com vergência para NW. Feldspato potássico ocorre com forma subidioblástica, ocorrendo associado aos níveis quartzofeldspáticos. Alguns cristais apresentam extinção ondulante. Anfibólio ocorre com forma subidioblástica, definindo níveis ricos em minerais máficos. Epidoto e titanita ocorrem dispersos por toda a lâmina, com forma subidioblástica.

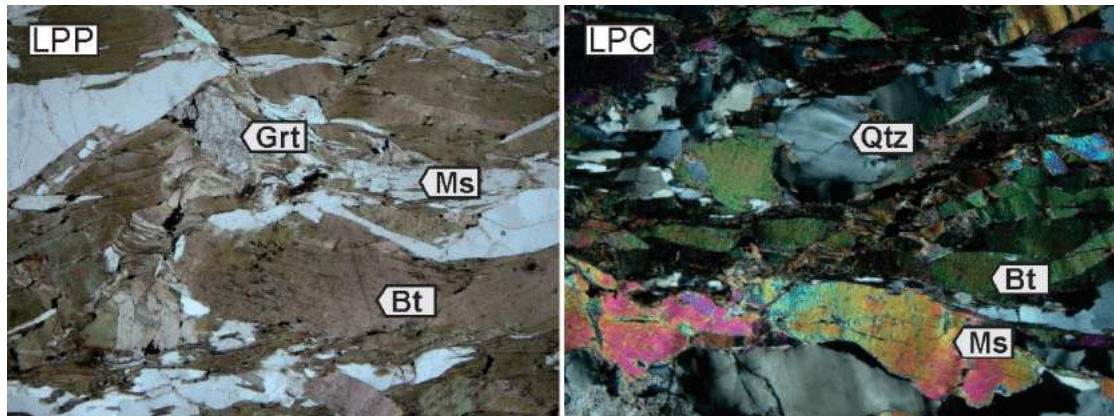
Indicadores cinemáticos: vergência de dobras para esquerda, em plagioclásio, indicando cinemática sinistral.

Classificação: rocha calcissilicática milonítica

TIN 25X

Mineralogia: granada (5%), plagioclásio (10%), feldspato potássico (15%), quartzo (20%), muscovita (20%) e biotita (30%), como minerais essenciais e allanita, como acessório.

Fotomicrografia 2 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Grt, granada. Ms, muscovita. Bt, biotita. Qtz, quartzo. Aumento 10x.



A rocha apresenta microestrutura lepidogranoblástica, com xistosidade contínua, milonítica, com níveis de mica bem definidos, separando níveis ricos em quartzo e feldspato. Plagioclásio apresenta-se de forma subidioblástica, sericitizado, por vezes bordejado por muscovita. Muscovita e biotita ocorrem intercalados, porém a muscovita ocorre em menor proporção. Quartzo ocorre em níveis separados pelas micas, o contato entre esses cristais é lobado, por vezes reto. Majoritariamente apresentam feições de deformação intracristalina (recuperação), como bandas de deformação e extinção xadrez. Em algumas porções de maior strain, observa-se recristalização por GBM. Os cristais de granada e allanita estão associados aos níveis micáceos.

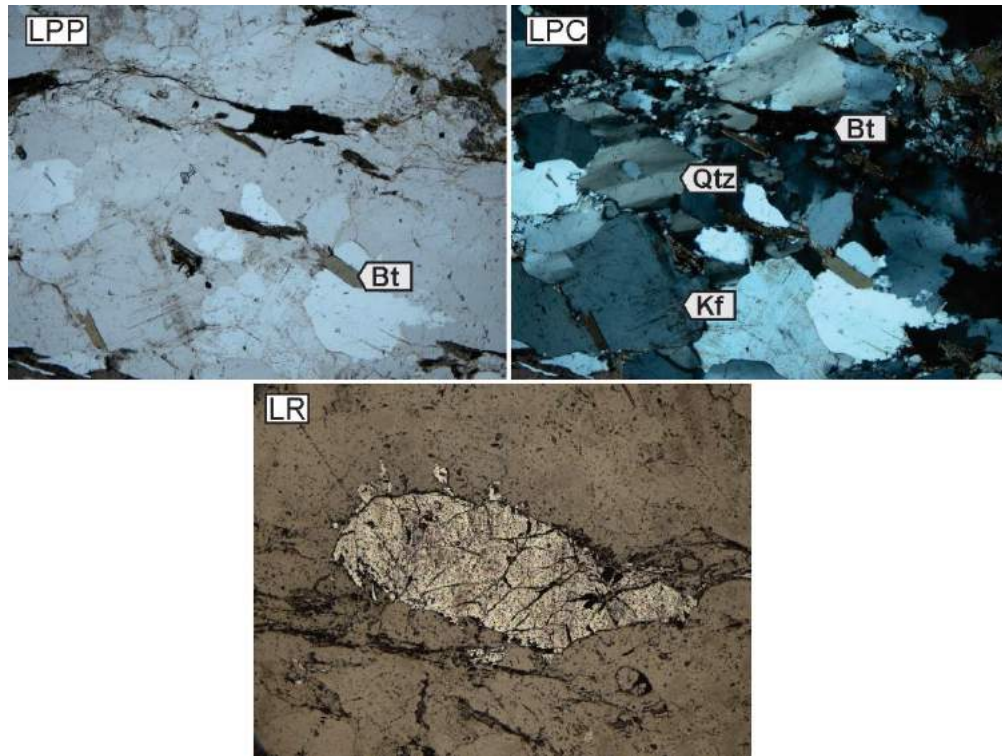
Indicadores cinemáticos: Vergência de dobras em muscovita para a esquerda (anti-horário) e muscovita fish. Condizente com cinemática sinistral

Classificação: granada, muscovita biotita xisto milonítico.

TIN 25G

Mineralogia: biotita (5%), plagioclásio (20%), quartzo (25%) e feldspato potássico (50%).

Fotomicrografia 3. LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. LR, luz refletida. Bt, biotita. Qtz, quartzo. Kf, feldspato potássico. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura granoblástica, milonítica, apresentando porções quartzofeldspáticas separadas por níveis de biotita. Quartzo ocorre com forma xenoblástica, com feições de recristalização por SGR (localizado) e GBM. Deformações intracristalinas como extinção ondulante, formação de subgrãos e extinção xadrez são abundantes. Feldspato potássico ocorrem subidioblásticos a idioblásticos, com feições de recristalização por BLG. Em algumas partes da lâmina notam-se cristais de feldspato com contatos retos entre si e com o mesmo tamanho, indicando recristalização por SGR. Também é possível observar indícios de GBAR em contatos poligonais de feldspato potássico. Biotita ocorre dispersa por toda a lâmina, segundo uma orientação preferencial. Alguns minerais opacos ocorrem dispersos na lâmina, os quais foram interpretados como pirita.

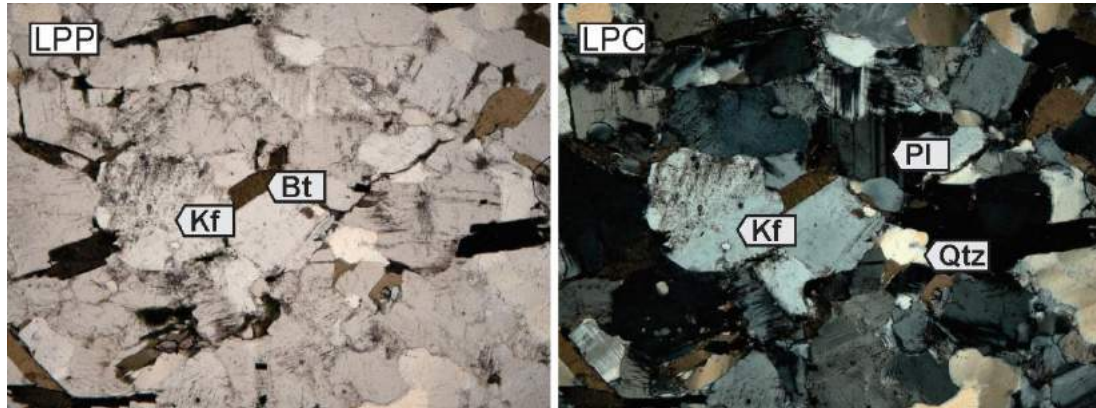
Indicadores cinemáticos: Não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis em micro escala.

Classificação: granito milonítico sienogranítico.

TIN 26

Mineralogia: biotita (15%), quartzo (20%), plagioclásio (30%) e feldspato potássico (35%).

Fotomicrografia 4 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Kf, feldspato potássico. Pl, plagioclásio. Qtz, quartzo. Aumento 10x.



Rocha quartzofeldspática com microestrutura granoblástica, milonítica. Quartzo ocorre com forma xenoblástica com alguns cristais recrystalizados por SGR e outros por GBM. A deformação intracristalina nos cristais de quartzo é representada por formação de subgrãos. Plagioclásio e feldspato potássico ocorrem subidioblásticos. Localmente, em um cristal de feldspato potássico, neoblastos equidimensionais com contato reto entre si, sugerem recrystalização por SGR. Biotita ocorre dispersa por toda a lâmina, com orientação preferencial incipiente.

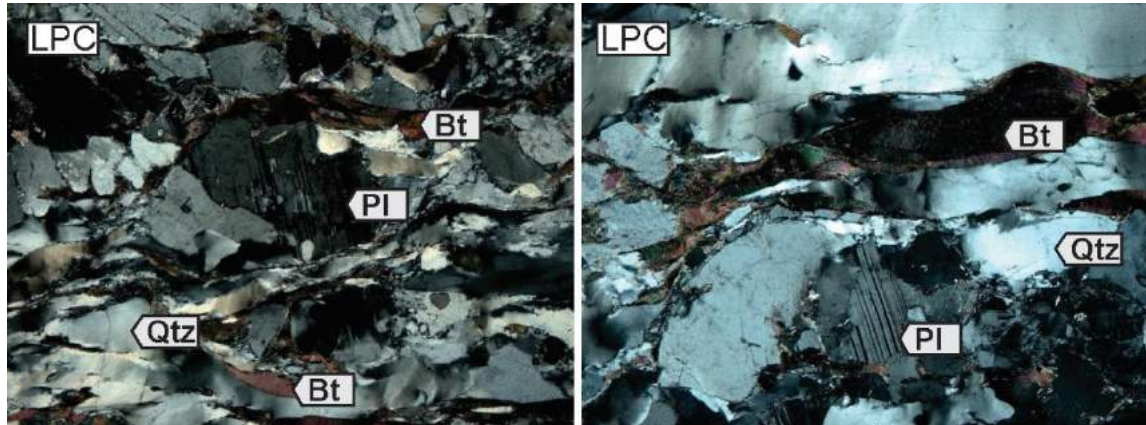
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: ortognaisse milonítico monzogranítico.

TIN 28

Mineralogia: biotita (15%), plagioclásio (25%), quartzo (30%) e feldspato potássico (30%).

Fotomicrografia 5 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Qtz, quartzo. Bt, biotita. Pl, plagioclásio. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura milonítica, com níveis quartzofeldspáticos separados por níveis ricos em biotita. Nos níveis quartzofeldspáticos, ocorrem porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclásio. Quartzo ocorre de forma xenoblástica, com feições de recristalização e deformação intracristalina. A deformação intracristalina é representada por formação de subgrãos e extinção xadrez. A recristalização nesses cristais ocorre por SGR. Feldspato potássico e plagioclásio ocorrem subidioblásticos, por vezes sigmoidais. Biotita ocorrem com orientação bem marcada, definindo níveis ricos em micas.

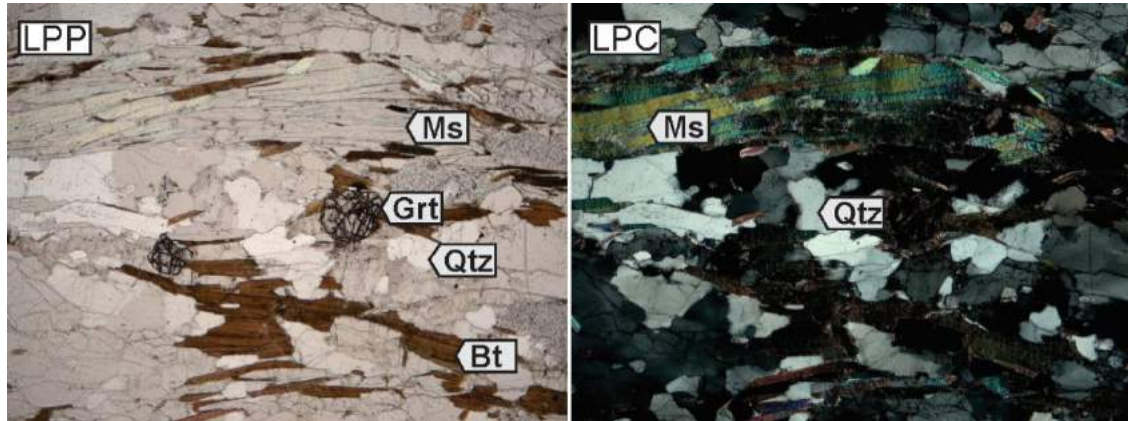
Indicadores cinemáticos: Critérios cinemáticos contrastantes. Porfiroclasto de plagioclásio com cauda de recristalização, assimétricos para a direita indicando cinemática destrai. Biotita *fish* indicando cinemática sinistral.

Classificação: ortognaisse milonítico monzogranítico.

TIN 29

Mineralogia: granada (3%), feldspato potássico (10%), plagioclásio (15%), quartzo (20%), muscovita (20%) e biotita (32%).

Fotomicrografia 6 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Ms, muscovita. Grt, granada. Bt, biotita. Qtz, quartzo. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura lepidogranoblástica, com xistosidade contínua, milonítica, com níveis ricos em micas separando níveis ricos em quartzo e feldspato. Quartzo ocorre de forma xenoblástica, equidimensionais. Feições de deformação intracristalina são abundantes, ocorrendo extinção ondulante, formação de subgrãos e extinção xadrez. Feldspatos ocorre com forma subidioblástica. Plagioclásio apresenta-se sericitizado. Feldspato potássico apresenta feições de recristalização por BLG. Os cristais de mica ocorrem com orientação preferencial bem definida, definindo níveis ricos em muscovita e biotita.

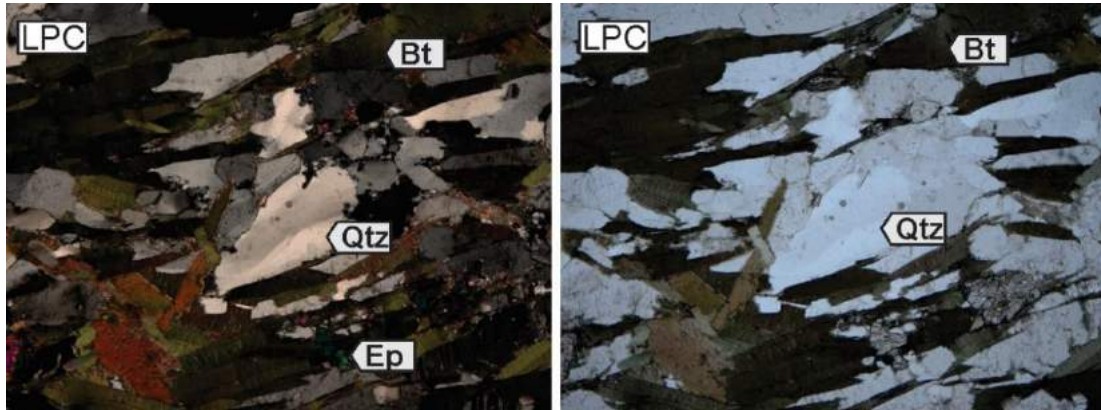
Indicadores cinemáticos: critérios cinemáticos contrastantes. Muscovita *fish* assimétricos para a esquerda e para a direita, indicando cinemática sinistral e dextral, respectivamente.

Classificação: granada, muscovita, biotita xisto milonítico.

TIN 30X

Mineralogia: epidoto (10%), feldspato potássico (15%), plagioclásio (15%), quartzo (30%), biotita (30%).

Fotomicrografia 7 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Bt, biotita. Ep, epidoto. Qtz, quartzo. Aumento 10x.



A rocha apresenta microestrutura granolepidoblástica, milonítica, com xistosidade contínua. Quartzo apresenta-se xenoblástico, inequidimensionais, com feições de deformação intracristalina e recristalização. A deformação intracristalina é representada por formação de subgrãos e extinção xadrez. Já as feições de recristalização são representadas por SGR e GBM, localmente. Os cristais de feldspato apresentam-se subidioblásticos. Plagioclásio ocorre localmente sericitizado. Localmente ocorre BLG em cristais de feldspato potássico. Biotita ocorre com direção preferencial bem definida, definindo níveis em micas. Epidoto ocorre associado aos níveis micáceos, sendo provavelmente produto de retrometamorfismo de biotita.

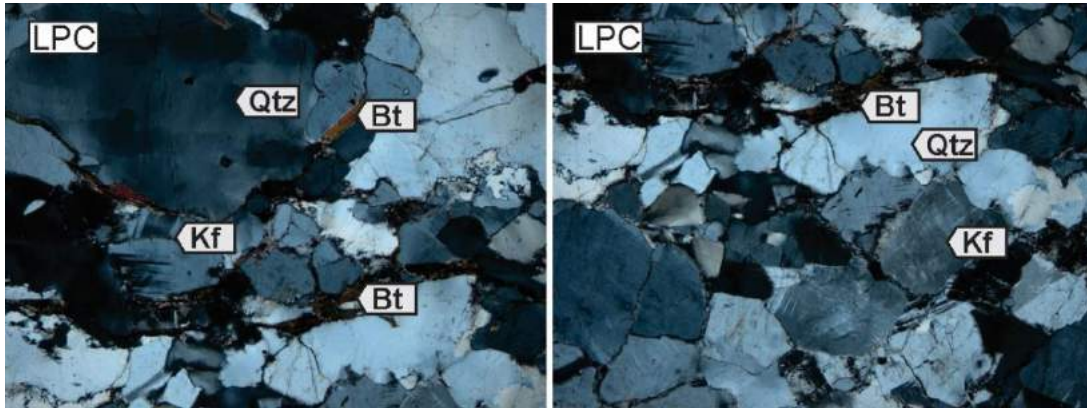
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: epidoto, biotita xisto milonítico.

TIN 30G

Mineralogia: muscovita (5%), plagioclásio (5%), biotita (10%), quartzo (20%), feldspato potássico (60%).

Fotomicrografia 8 – LPC, luz polarizada cruzada. Qtz, quartzo. Bt, biotita. Kf, feldspato potássico. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura granoblástica, milonítica. Quartzo ocorre xenoblástico, inequidimensional, com feições de deformação intracristalina e recristalização incipiente. A deformação intracristalina é representada por extinção ondulante, formação de subgrãos e extinção xadrez. Recristalização é marcada por GBM, localmente. Feldspatos ocorrem subidioblásticos. Cristais de plagioclásio apresentam-se sericitizados. Os cristais de feldspato potássico apresentam-se majoritariamente como porfiroclastos, com agregados finos nas bordas, sugerindo recristalização por BLG. Biotita ocorre dispersa na lâmina, com orientação preferencial incipiente, por vezes cloritizada.

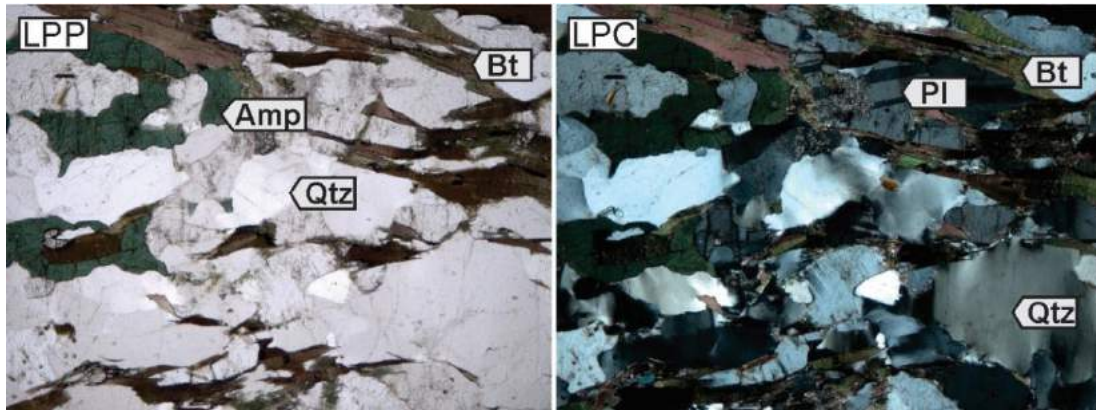
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: álcali-feldspato granito milonítico.

TIN 31

Mineralogia: feldspato potássico (10%), biotita (15%), anfibólio (20%), quartzo (25%) e plagioclásio (30%).

Fotomicrografia 9 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Amp, anfibólio. Bt, biotita. Qtz, quartzo. Pl, plagioclásio. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura granoblástica, milonítica (<50% de matriz), com xistosidade contínua. O quartzo apresenta-se com forma xenoblástica, e com contato variando de reto a interlobado. Apresenta feições de deformação intracristalina como extinção ondulante e extinção xadrez e feições de recristalização por SGR e GBM. Os feldspatos ocorrem com forma subidioblástica, com o plagioclásio mais abundante em relação ao feldspato potássico (microclina?). Localmente o feldspato potássico apresenta-se em cristais equidimensionais com contato reto entre si, sugerindo recristalização por SGR. Anfibólio (hornblenda?) ocorre associado aos níveis de biotita, com forma subidioblástica. Os cristais de biotita apresentam uma orientação preferencial bem marcada, definindo níveis ricos em micas.

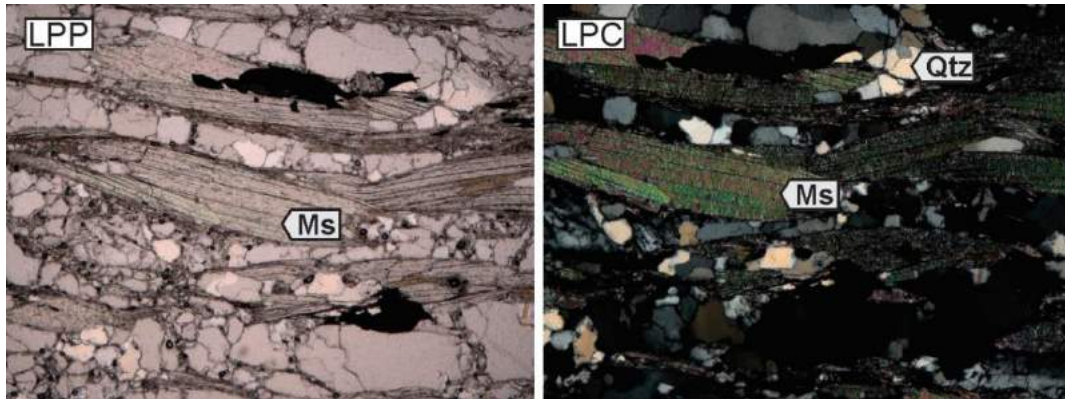
Indicadores cinemáticos: porfiroclasto assimétrico de feldspato potássico, com cauda de recristalização, indicando cinemática sinistral.

Classificação: ortognaisse milonítico granodiorítico.

TIN 75

Mineralogia: feldspato potássico (10%), muscovita (20%) e quartzo (70%).

Fotomicrografia 10 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Qtz, quartzo. Ms, muscovita. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura lepidogranoblástica, com xistosidade contínua e níveis ricos em muscovita separando níveis de quartzo. O quartzo apresenta-se de forma xenoblástica, inequidimensionais, com contato lobado entre si. Extinção ondulante é a feição de recuperação observada. Não é possível observar feições de recristalização. Feldspato potássico ocorre disperso nos níveis de quartzo. A muscovita apresenta forma subidioblástica e ocorre com orientação preferencial definindo níveis de mica.

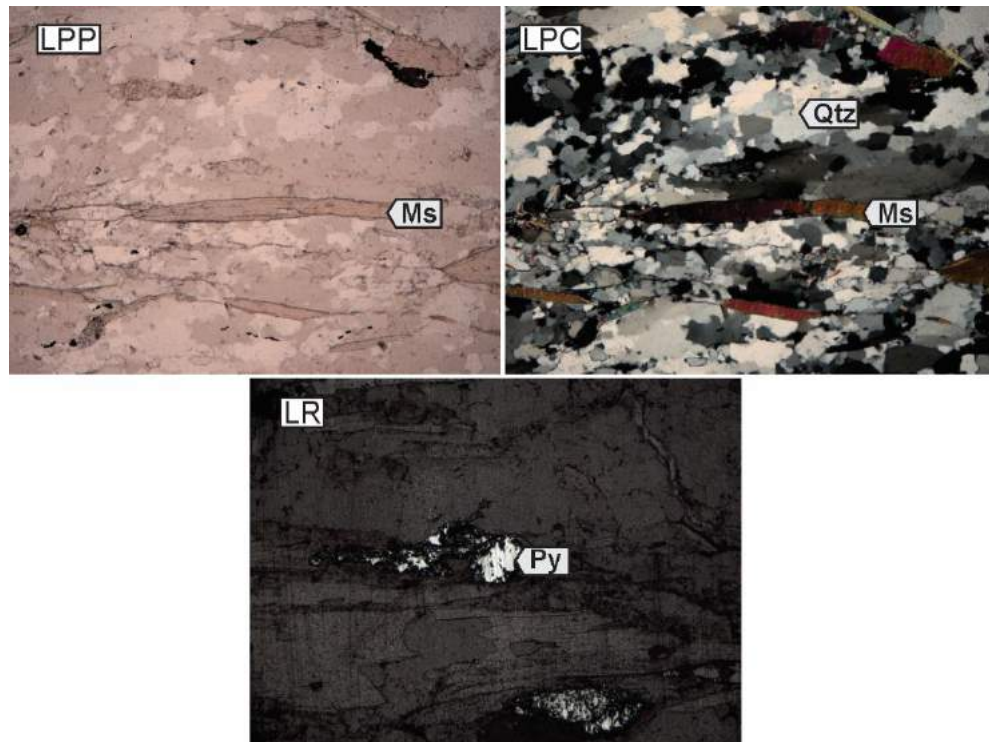
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: quartzito impuro com muscovita.

TIN 77

Mineralogia: pirita (5%), feldspato potássico (10%), muscovita (20%), quartzo (65%).

Fotomicrografia 11 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. LR, luz refletida. Ms, muscovita. Qtz, quartzo. Py, pirita. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura lepidogranoblástica, apresentando xistosidade contínua. Os cristais de quartzo apresentam-se xenoblásticos, equidimensionais, com contato lobado entre si. As feições de deformação intracristalina presentes são extinção xadrez e formação de subgrãos. Esses cristais apresentam-se recrystalizados por GBM. Os cristais de feldspato potássico apresentam-se subidioblásticos e ocorrem dispersos nos níveis ricos em quartzo. Minerais opacos ocorrem dispersos por toda rocha, os quais foram identificados como pirita na petrografia por luz refletida. Muscovita ocorre com orientação preferencial bem definida.

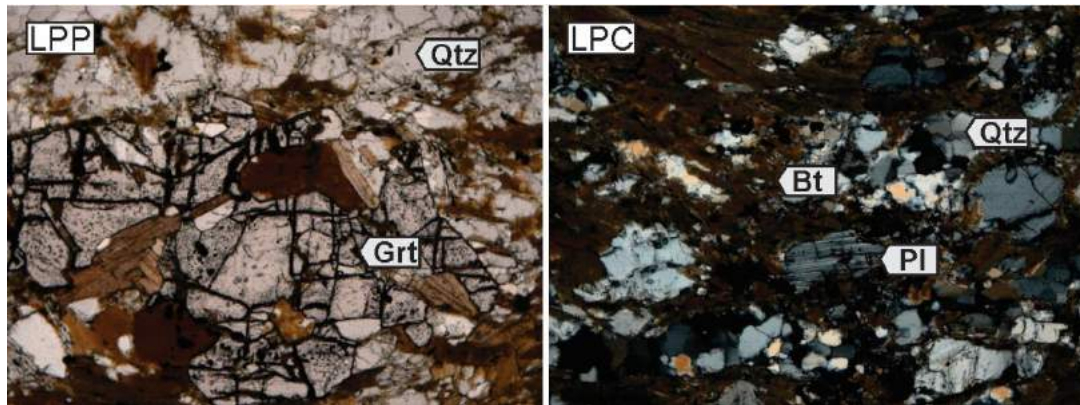
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: quartzito impuro com muscovita, feldspato e pirita.

TIN 81

Mineralogia: granada (15%), plagioclásio (15%), quartzo (20%) e biotita (50%).

Fotomicrografia 12 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Qtz, quartzo. Grt, granada. Bt, biotita. Pl, plagioclásio. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura porfiroblástica, com porfiroblastos de granada imersos em uma matriz granolepidoblástica. Apresenta xistosidade contínua, com níveis ricos em biotita intercalados com níveis ricos em quartzo e feldspato. Os cristais de quartzo apresentam-se xenoblásticos, inequidimensionais, com contato lobado entre si. As feições de deformação intracristalina são representadas por extinção ondulante. Não apresenta feições de recristalização em quartzo evidentes. Os cristais de plagioclásio apresentam forma subidioblástica e ocorrem dispersos por toda rocha, nos níveis de quartzo. Os porfiroblastos de granada apresentam inclusão de biotita, feldspato e quartzo, sem indício de rotação em relação à matriz.

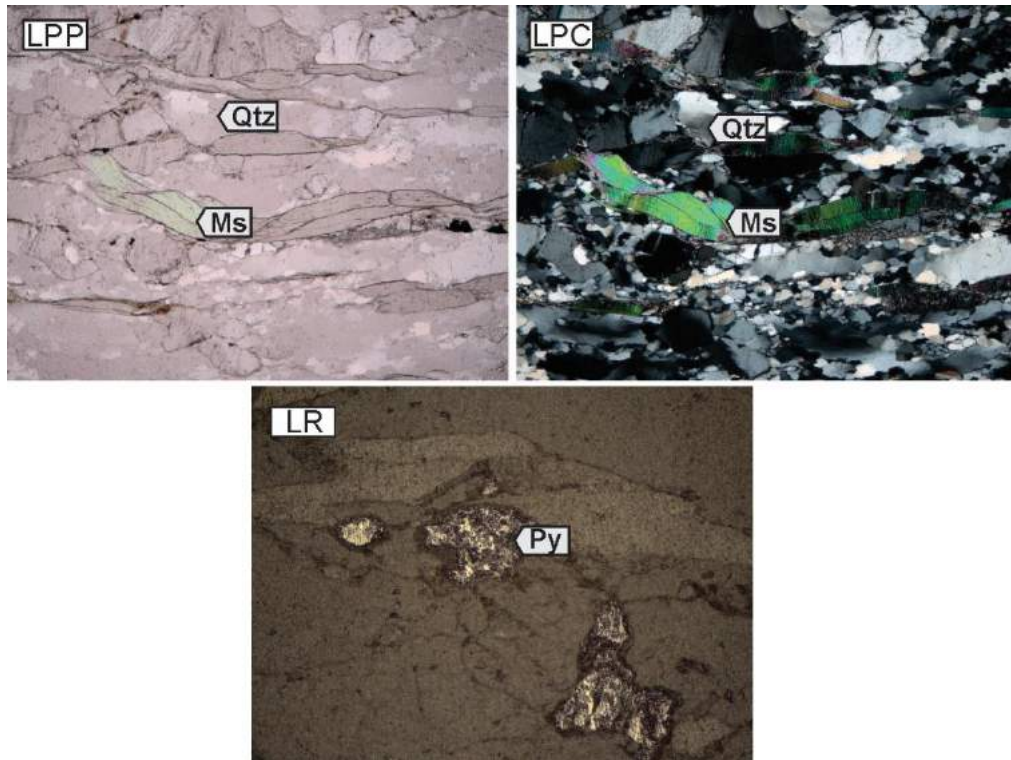
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: granada, biotita xisto.

TIN 85

Mineralogia: pirita (5%), epidoto (5%), feldspato potássico (10%), muscovita (15%) e quartzo (65%).

Fotomicrografia 13 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. LR, luz refletida. Qtz, quartzo. Ms, muscovita. Py, pirita. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura lepidogranoblástica, milonítica, com xistosidade contínua, com níveis ricos em muscovita separando níveis ricos em quartzo. Os cristais de quartzo apresentam-se xenoblásticos, com cristais equidimensionais dispersos nas bordas de cristais maiores, com contato reto e lobado entre si. Apresenta feições de deformação intracristalina como formação de subgrãos e extinção xadrez. As feições de recristalização em quartzo ocorrem por SGR, majoritariamente e por GBM, subsidiariamente. Feldspato potássico ocorre com forma subidioblástica, dispersos por toda a rocha, nos níveis ricos em quartzo. Os cristais de muscovita apresentam orientação preferencial bem definida. Minerais opacos ocorrem dispersos por toda a lâmina, os quais foram identificados como pirita pela microscopia de luz refletida. Epidoto ocorrem dispersos por toda rocha.

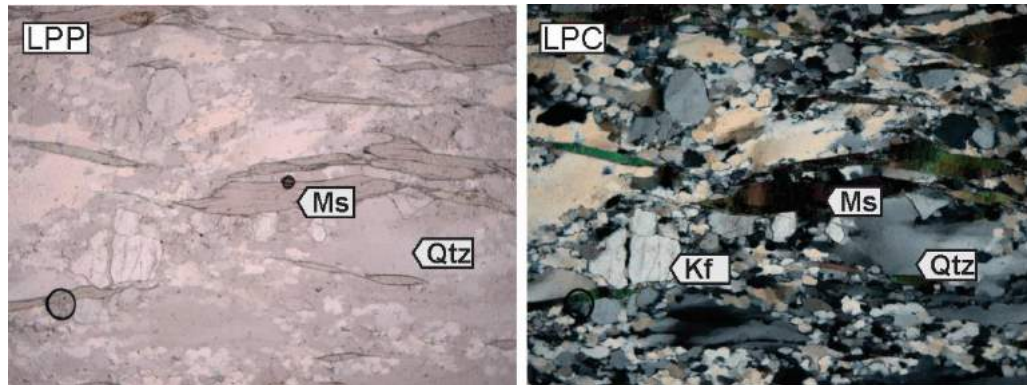
Indicadores cinemáticos: indicadores cinemáticos contrastantes. Muscovita *fish* assimétricos para a esquerda e para a direita, condizentes com cinemática destal e sinistral.

Classificação: quartzito impuro, com muscovita, milonítico.

TIN 86

Mineralogia: feldspato potássico (10%), muscovita (20%) e quartzo (70%).

Fotomicrografia 14 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Ms, muscovita. Kf, feldspato potássico. Qtz, quartzo. Aumento 10x.



Rocha lepidogranoblástica, milonítica, com foliação do tipo xistosidade contínua. Quartzo apresenta forma xenoblástica, inequidimensionais e equidimensionais, com cristais menores nas bordas de cristais maiores, com contato reto a lobado. Deformação intracristalina é representada por formação de subgrãos e extinção xadrez. Os cristais de quartzo encontram-se recristalizados por SGR e por GBM. Os cristais de feldspato potássico ocorrem dispersos pela rocha nos níveis de quartzo. Muscovita ocorre com orientação preferencial bem definida. Epidoto ocorre disperso por toda a lâmina.

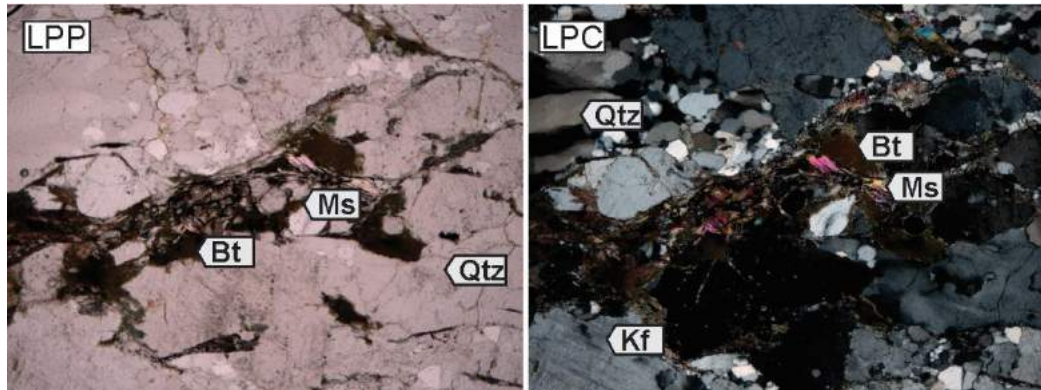
Indicadores cinemáticos: Muscovita *fish* assimétricos para a esquerda condizentes com cinemática sinistral. Trama C', indicando cinemática sinistral.

Classificação: quartzito milonítico impuro, com muscovita e feldspato potássico.

TIN 87

Mineralogia: muscovita (5%), biotita (10%), plagioclásio (25%), quartzo (25%), feldspato potássico (35%).

Fotomicrografia 15 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Bt, biotita. Ms, muscovita. Kf, feldspato potássico. Qtz, quartzo. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura, milonítica, porfiroclástica, com porfiroclastos de feldspato imersos em uma matriz granoblástica. Quartzo ocorre com forma xenoblástica, inequidimensionais, com contato reto a lobado entre si. Deformação intracristalina é representada por formação de subgrãos e extinção xadrez. Recristalização por GBM é observada abundantemente. Os cristais de feldspato ocorrem subidioblásticos. Os cristais de feldspato potássico ocorrem com indícios de BLG. Plagioclásio apresenta indícios de deformação plástica, com geminação dobrada. As micas ocorrem associadas, com orientação preferencial pouco expressiva.

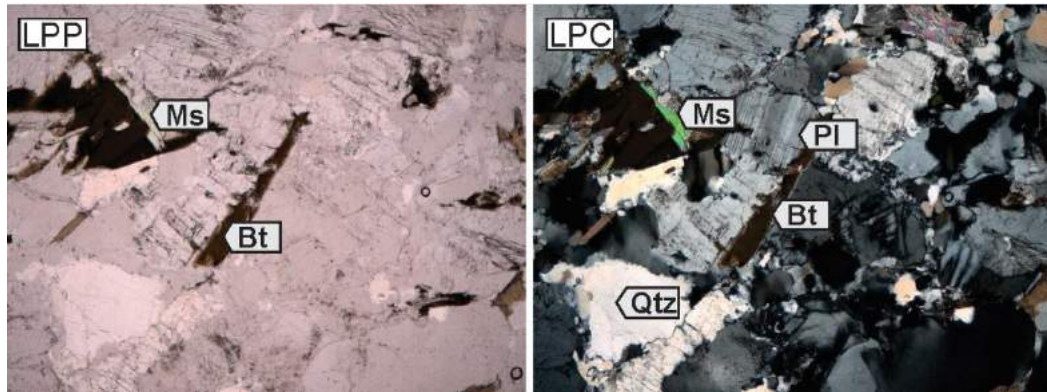
Indicadores cinemáticos: geminação do plagioclásio dobrada, com vergência para esquerda, indicando cinemática sinistral.

Classificação: ortogneisse monzogranítico milonítico.

TIN 88

Mineralogia: muscovita (10%), biotita (10%), plagioclásio (20%), quartzo (25%), feldspato potássico (35%).

Fotomicrografia 16 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Bt, biotita. Ms, muscovita. Qtz, quartzo. Pl, plagioclásio. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura granoblástica, milonítica. Quartzo apresenta-se xenoblástico, equidimensionais, com contato lobado entre si. Formação de subgrãos e extinção xadrez são as feições de deformação intracristalina. Recristalização ocorre por GBM. Os cristais de feldspato ocorrem subidioblásticos. Feldspato potássico apresenta-se recristalizado por BLG. Os cristais de muscovita e biotita ocorrem associados, com orientação preferencial pouco definida.

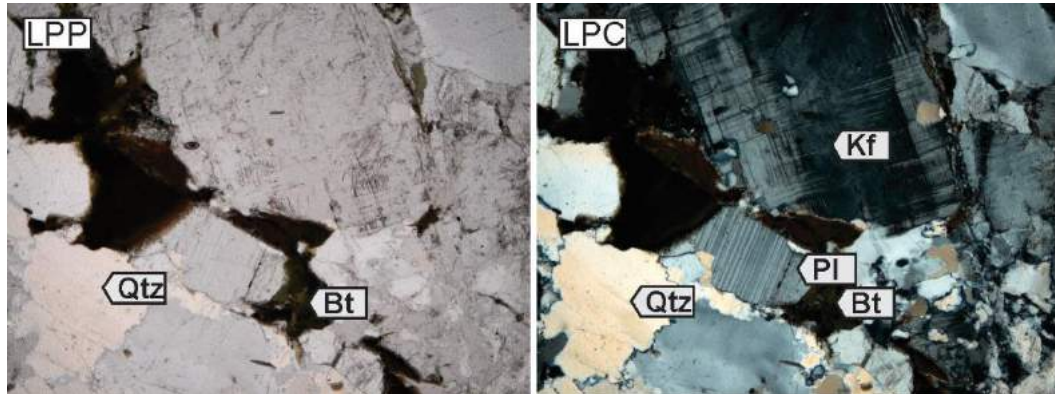
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: ortognaisse monzogranítico milonítico.

TIN 90

Mineralogia: biotita (10%), plagioclásio (20%), quartzo (25%) e feldspato potássico (45%).

Fotomicrografia 17 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Qtz, quartzo. Bt, biotita. Pl, plagioclásio. Kf, feldspato potássico. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura porfiroclástica, com porfiroclastos de feldspato potássico imersos em uma matriz granoblástica. Quartzo ocorre com forma xenoblástica, equidimensionais, apresentando contato lobado entre si. As feições de deformação intracristalina em quartzo ocorrem por formação de subgrãos e extinção xadrez. As feições de recristalização em quartzo ocorrem por GBM. Os cristais de feldspato ocorrem subidioblásticos a idioblásticos. Os cristais de feldspato potássico apresentam extinção ondulante e localmente recristalização por BLG. Os cristais de biotita ocorrem com orientação preferencial pouco expressiva

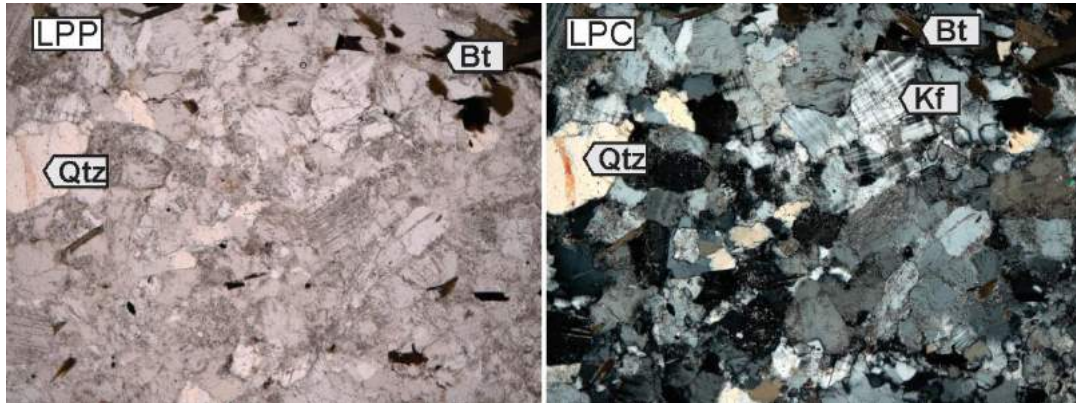
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: granito milonítico sienogranítico.

VA 01

Mineralogia: biotita (15%), plagioclásio (20%), quartzo (20%) e feldspato potássico (45%).

Fotomicrografia 18 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Qtz, quartzo. Bt, biotita. Kf, feldspato potássico. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura granoblástica, milonítica. Quartzo ocorre com forma xenoblástica, inequidimensionais. A deformação intracristalina é representada por formação de subgrãos e extinção xadrez. Recristalização ocorre por GBM e em menor proporção por SGR. Feldspato ocorre com forma subidioblástica. Plagioclásio apresenta localmente alteração para sericita. Feldspato potássico ocorre em agregados equidimensionais recristalizados por SGR e com extinção ondulante. Biotita ocorre dispersa por toda a lâmina, com orientação preferencial bem definida.

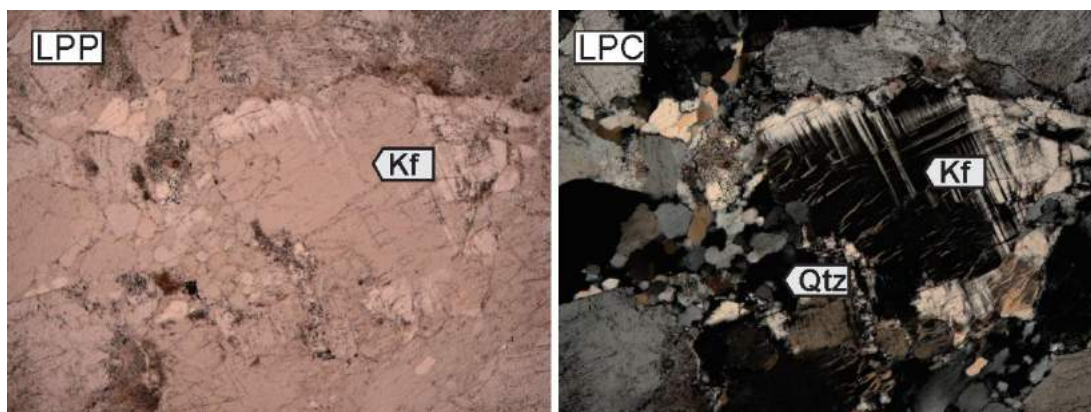
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: ortognaisse milonítico sienogranítico.

VA 04

Mineralogia: biotita (10%), plagioclásio (25%), quartzo (20%) e feldspato potássico (45%).

Fotomicrografia 19 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Kf, feldspato potássico. Qtz, quartzo. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura porfiroclástica, com porfiroclastos de feldspato potássico imersos em uma matriz granoblástica. Os cristais de quartzo apresentam forma xenoblástica, equidimensionais, com contato lobado entre si. Apresentam-se intensamente recrystalizados por GBM. Feldspato ocorre com forma subidioblástica. Feldspato potássico apresenta-se recrystalizado por SGR, com cristais equidimensionais nas bordas de porfiroclastos. Localmente, observa-se recrystalização por BLG. Os cristais de biotita apresentam-se dispersos por toda a lâmina, com orientação preferencial bem definida.

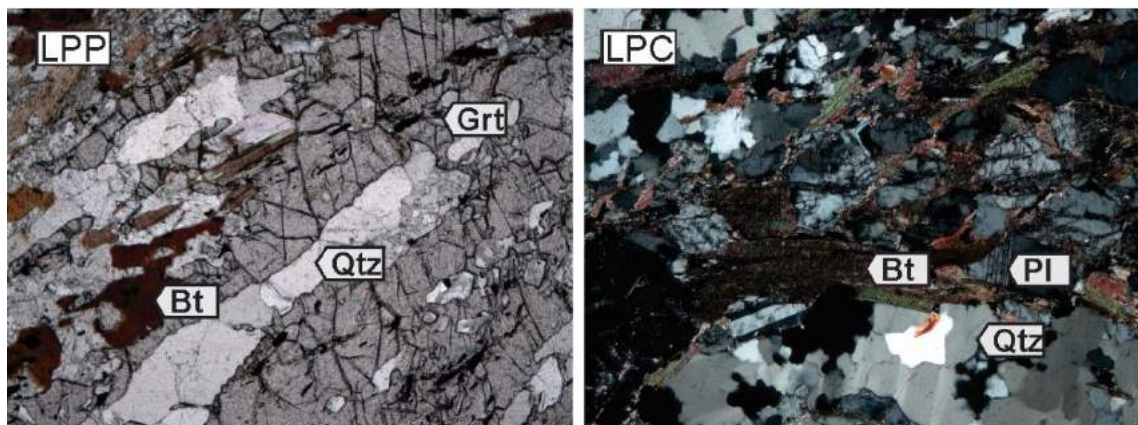
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: ortognaisse milonítico sienogranítico.

VA 12

Mineralogia: sillimanita (5%), granada (5%), plagioclásio (10%), quartzo (20%), muscovita (20%), biotita (40%).

Fotomicrografia 20 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Bt, biotita. Qtz, quartzo. Pl, plagioclásio. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura porfiroblástica, com porfiroblastos de granada imersos em uma matriz granolepidoblástica, com xistosidade contínua. Níveis de micas separam níveis ricos em quartzo, majoritariamente e feldspato. Os cristais de quartzo são xenoblásticos, inequigranulares. Apresentam feições de deformação intracristalina como bandas de deformação e extinção ondulante. Os cristais de plagioclásio ocorrem dispersos na rocha, com forma subidioblástica, e associados aos níveis ricos em quartzo. Os porfiroblastos de granada apresentam inclusões de biotita, quartzo e feldspato, rotacionados em relação à matriz, indicando que a granada é provavelmente sin- a pós-tectônica. A sillimanita é do tipo fibrosa (fibrolita) e ocorre associada aos cristais de biotita. A presença de sillimanita indica metamorfismo na fácies anfibolito alto e também atesta a origem sedimentar do protólito.

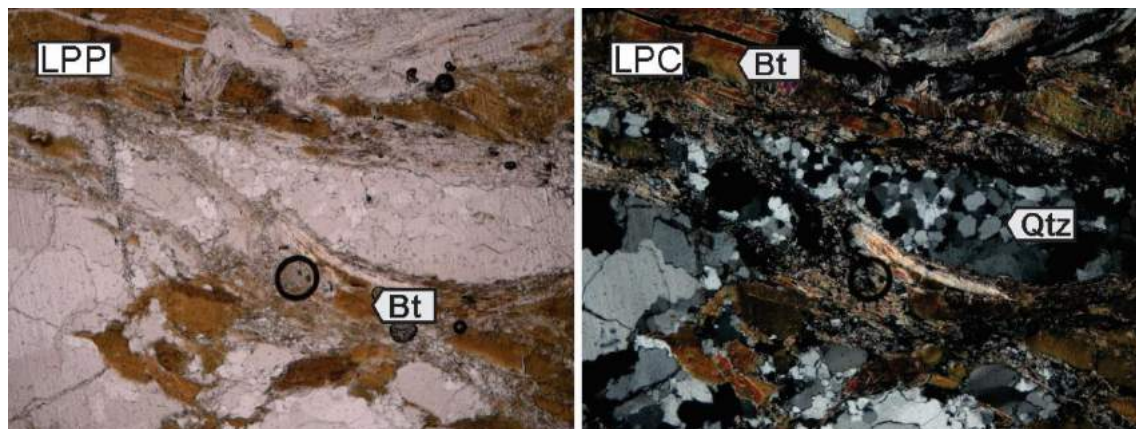
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: granada, muscovita, biotita xisto.

VA 19

Mineralogia: plagioclásio (20%), quartzo (25%) e biotita (55%).

Fotomicrografia 21 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Bt, biotita. Qtz, quartzo. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura granolepidoblástica, com xistosidade contínua definida por níveis ricos em biotita que separam níveis ricos em quartzo. Quartzo ocorre com forma xenoblástica e com contato variando de reto a lobado. Formação de subgrãos e extinção xadrez ocorrem como resultado da deformação intracristalina. A recristalização ocorre por GBM e por SGR localmente. Plagioclásio ocorre disperso na rocha nos níveis ricos em quartzo. A biotita ocorre com uma forte orientação preferencial, definindo a xistosidade. Apesar de não ser possível identificar a presença de aluminossilicatos, a quantidade de biotita indica a provável característica sedimentar do protólito.

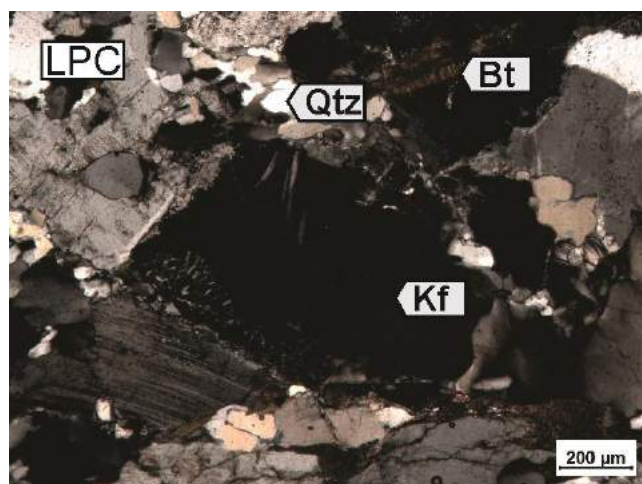
Indicadores cinemáticos: Biotita *fish* assimétrico para a esquerda, indicando cinemática sinistral. Microdobras em biotita, com vergência para a esquerda, indicando cinemática sinistral.

Classificação: biotita paragneisse milonítico.

VA 20

Mineralogia: biotita (15%), plagioclásio (20%), quartzo (25%), microclima (40%).

Fotomicrografia 22 – LPC, luz polarizada cruzada. Qtz, quartzo. Bt, biotita. Kf, feldspato potássico. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura granoblástica, milonítica. Quartzo ocorre com forma xenoblástica, inequidimensionais. As feições de deformação intracristalina são representadas por extinção ondulante e formação de subgãos. Os cristais de feldspato ocorrem de forma subidioblástica, Feldspato potássico ocorre sem feições de recristalização, porém com deformação intracristalina representada por extinção ondulante. Os cristais de biotita ocorrem com orientação preferencial bem definida. É frequente a presença de mirmerquita na rocha, nas bordas dos cristais de feldspato potássico.

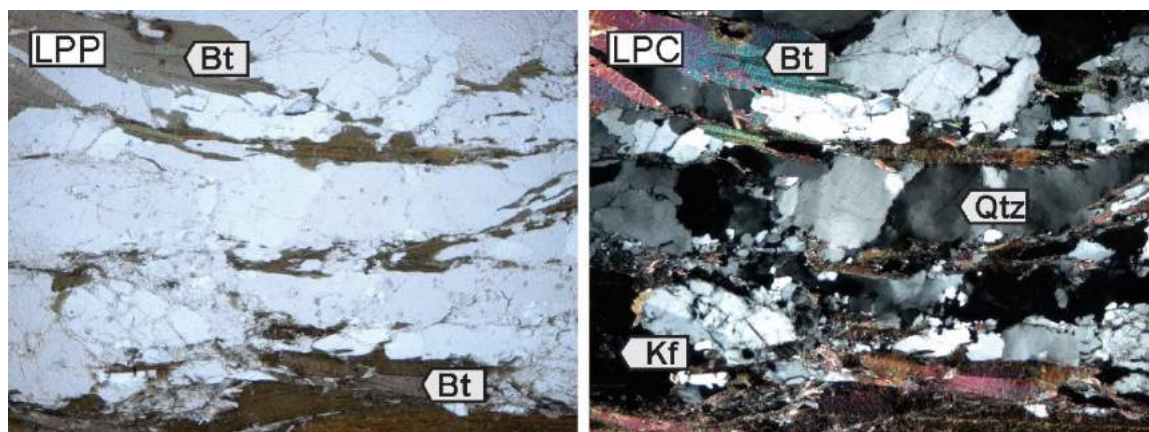
Indicadores cinemáticos: mirmequitas em setores perpendiculares à direção de máximo encurtamento, condizente com cinemática sinistral.

Classificação: granito milonítico sienogranítico.

VA 22X

Mineralogia: plagioclásio (10%), microclina (15%), quartzo (20%), muscovita (20%), biotita (35%).

Fotomicrografia 23 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Bt, biotita. Qtz, quartzo. Kf, feldspato potássico. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura granolepidoblástica, milonítica, com xistosidade contínua e níveis ricos em micas separando níveis ricos em quartzo e feldspato. Quartzo ocorre com forma xenoblástica, com contato lobado a reto. As feições de deformação intracristalina são representadas por extinção ondulante e banda de deformação. Quartzo ocorre frequentemente recrystalizado por GBM e subsidiariamente por SGR. Os cristais de feldspato ocorrem com forma subidioblástica. Cristais de feldspato potássico com geminação de microclina, sem indícios de recrystalização. Cristais de biotita ocorrem com orientação preferencial bem definida. Não é possível observar aluminossilicatos, porém, a quantidade de biotita indica uma origem sedimentar do protólito.

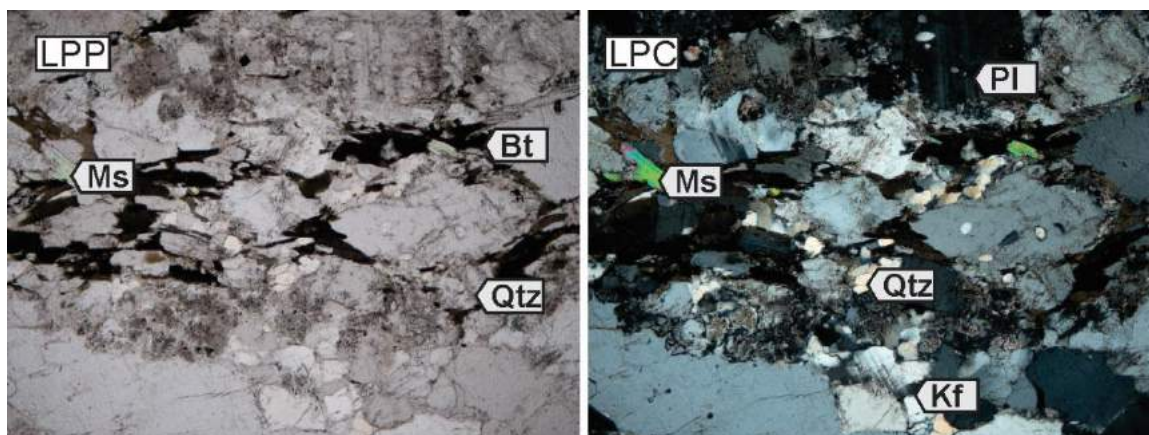
Indicadores cinemáticos: mirmerquitas em setores perpendiculares à direção de máximo encurtamento, condizente com cinemática sinistral. Biotita *fish* assimétricos para a esquerda. Trama SC.

Classificação: muscovita, biotita paragnaisse milonítico.

VA 22G

Mineralogia: muscovita (10%), biotita (15%), plagioclásio (20%), quartzo (25%) e feldspato potássico (30%).

Fotomicrografia 24 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Ms, muscovita. Bt, biotita. Qtz, quartzo. Kf, feldspato potássico. Pl, plagioclásio. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura granoblástica. Quartzo ocorre com forma xenoblástica, com contato lobado. É frequente a presença de deformação intracristalina como banda de deformação e extinção xadrez. Os cristais de feldspato ocorrem com forma subidioblástica. Feldspato potássico apresenta geminação de microclina, sem indícios de recristalização, porém com extinção ondulante como indício de deformação intracristalina. Os cristais de plagioclásio ocorrem sericitizados localmente. Os cristais de muscovita e mica ocorrem associados, com orientações preferenciais bem definidas.

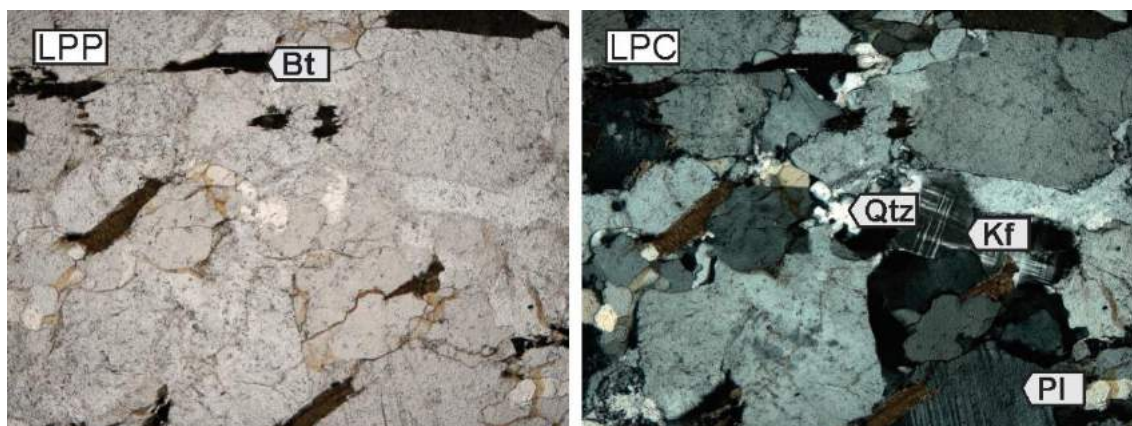
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis.

Classificação: ortognaisse milonítico monzogranítico.

VA 29

Mineralogia: biotita (10%), plagioclásio (20%), quartzo (25%) e feldspato potássico (45%).

Fotomicrografia 25 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Bt, biotita. Kf, feldspato potássico. Qtz, quartzo. Pl, plagioclásio. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura granoblástica. Quartzo ocorre com forma xenoblástica, e com contato lobado. Ocorrem feições de deformação intracristalina como formação de subgrãos e extinção xadrez. As feições de recristalização ocorrem por GBM. Os cristais de feldspato ocorrem com forma subidioblástica. O feldspato potássico apresenta geminação xadrez, da microclina, com recristalização ausente, mas apresenta extinção ondulante. Os cristais de biotita ocorrem dispersos pela rocha, com orientação preferencial pouco expressiva, paralela à foliação. Mimerquita ocorre nas bordas de alguns cristais de feldspato potássico.

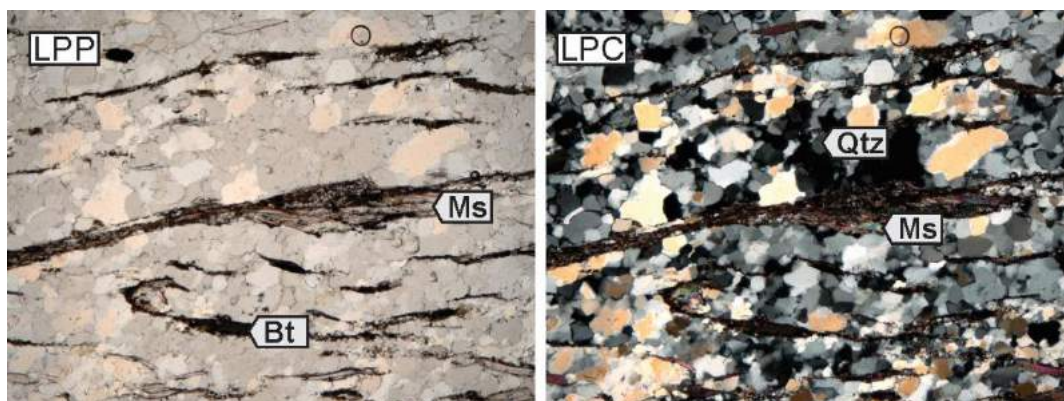
Indicadores cinemáticos: não foi possível observar indicadores cinemáticos confiáveis em microescala.

Classificação: ortognaisse milonítico sienogranítico.

VA 30

Mineralogia: feldspato potássico (5%), biotita (10%), muscovita (15%) e quartzo (70%).

Fotomicrografia 26 – LPP, luz polarizada plana. LPC, luz polarizada cruzada. Qtz, quartzo. Ms, muscovita. Bt, biotita. Aumento 10x.



Rocha com microestrutura lepidogranoblástica, milonítica, com níveis de micas separando níveis ricos em quartzo. O quartzo apresenta forma xenoblástica, com contato interlobado e majoritariamente equidimensionais. Esses cristais encontram-se recrystalizados por GBM. Os cristais de feldspato potássico ocorrem subidioblásticos, dispersos ao longo da lâmina, associados aos níveis ricos em quartzo. Os níveis micáceos apresentam uma forte orientação preferencial.

Indicadores cinemáticos: trama SC e muscovita *fish* bem desenvolvido, assimétrico para esquerda, indicando cinemática sinistral.

Classificação: quartzito impuro, milonítico.

APÊNDICE B - TABELA DE PONTOS E DADOS ESTRUTURAIS

Tabela 2 – Relação dos pontos visitados em campo, com suas coordenadas (X e Y) e com seus respectivos dados estruturais. ID, identificação do ponto. D, direção. I, intensidade. S, sentido de mergulho (plano) ou caimento (linha). LI, lineação. LC, linha de charneira. Coordenadas em WGS84, UTM 24S.

ID	X	Y	FOLIAÇÃO			PLANO AXIAL			LI		LC	
			D	I	S	D	I	S	I	S	I	S
TIN_01	650029	9105868	268	11	NW	90	25	S	8	246	8	265
TIN_10	638665	9102465	260	40	NW							
TIN_11	638968	9101794	280	20	NE				9	90		
TIN_12	639221	9101250	265	45	NW	243	16	NW	14	80		
TIN_13	639813	9100465	250	30	NW				14	60		
TIN_14	642775	9099283	275	45	NE	294	67	NE			24	104
TIN_15	644394	9099479	250	47	NW				10	50		
TIN_16	645147	9099417	290	56	NE							
TIN_17	646475	9099606	20	24	SE				4	23		
TIN_18	648468	9099670	225	74	NW							
TIN_19	648938	9099777	10	83	SE							
TIN_20	649274	9099865	220	65	NW							
TIN_21	649783	9100000	220	68	NW	225	40	NW			8	30
TIN_22	651040	9100316	175	72	SW							
TIN_23	644181	9093089	25	75	SE							
TIN_24	644396	9092393	220	84	NW							
TIN_25	643387	9087881	65	77	SE				27	235		
TIN_26	642242	9087807	45	79	SE							
TIN_27	641601	9087314	30	80	SE							
TIN_28	643849	9087766	45	80	SE				30	35		
TIN_29	638799	9086001	195	60	NW				37	290		
TIN_30	640610	9087006	200	80	NW				20	200		
TIN_31	639429	9086243	220	78	NW							
TIN_32	639667	9085599	230	74	NW							
TIN_33	639680	9085102	40	90								
TIN_52	644733	9102256	275	40	NE							
TIN_53	642369	9100726	276	59	NE							
TIN_54	642168	9100344	271	46	NE							
TIN_55	639681	9099779	155	76	SW							
TIN_56	638713	9099388	290	78	NE							
TIN_57	637267	9098455	200	55	NW				14	165		
TIN_60	638077	9100209	160	60	SW				27	335		
TIN_61	637431	9101831	252	51	NW							
TIN_74	637936	9097631	345	44	NE							
TIN_75	623796	9076522	155	20	SW				22	220		
TIN_76	625305	9075929	210	20	NW	32	82	SE	17	250	21	208
TIN_77	626407	9076336	40	55	SE							
TIN_78	626428	9075935	215	45	NW							

TIN_79	624798	9074116	31	30	SE							
TIN_80	624585	9073632	60	25	SE	40	90				15	40
TIN_81	623690	9072842	40	75	SE	50	65	SE			5	45
TIN_82	623271	9072155	215	60	NW	57	40	SE	7	220	17	217
TIN_83	640258	9094877	316	56	NE	190	74	NW			51	212
TIN_84	640590	9090949	50	90		80	83	SE	12	60	55	250
TIN_85	639120	9086778	220	80	NW				10	230		
TIN_86	637225	9083902	215	65	NW				2	40	20	270
TIN_87	638271	9084313	225	67	NW	235	65	NW	10	45	15	240
TIN_88	638667	9084775	210	65	NW				10	220		
TIN_89	637743	9084757	220	60	NW				15	235		
TIN_90	638778	9085296	45	90		50	90		20	235	25	55
WA-02	638015	9084764	220	63	NW							
WA-04	638334	9084832	221	75	NW							
WA-05	638765	9084894	220	76	NW							
WA-06	638732	9084612	232	76	NW							
WA-07	638104	9084206	215	80	NW							
WA-08	637420	9083928	220	41	NW							
WA-09	637916	9083666	221	74	NW							
WA-10	638267	9083696	214	65	NW							
WA-11	638556	9083728	214	73	NW							
WA-12	639709	9083880	233	63	NW							
ADR-8	628309	9093574	194	35	NW							
ADR-12	629796	9091478	245	88	NW							
AF-20	628329	9087652	255	26	NW							
AF-21	628929	9087577	250	22	NW							
AF-24	631442	9086685	268	23	NW							
WA-15	641818	9086764	240	84	NW							
WA-16	641126	9086392	243	76	NW							
WA-17	640731	9086338	260	72	NW							
WA-20	639657	9085252	231	79	NW							
WA-27	641925	9083946	260	87	NW							
WA-28	642109	9084312	265	60	NW							
WA-29	641753	9084540	262	83	NW							
ADR-2	632708	9092030	38	45	SE							
ADR-3	633660	9092492	235	33	NW							
ADR-5	628983	9088576	70	54	SE							
ADR-13	630216	9090746	237	71	NW							
ADR-16	633735	9091692	52	45	SE							
ADR-17	634124	9091274	100	60	SW							
ADR-22	635015	9090352	245	67	NW							
C2-2	652357	9089042	215	85	NW							
CS-3	652511	9089236	40	85	SE						58	255
C2-4	653026	9089476	5	62	SE							
C2-5	653446	9089464	55	20	SE							

C2-7	653590	9089546	0	25	E							
C2-8	652755	9096720	85	85	S	98	88	S			35	292
C2-9	652022	9096104	300	54	NE	258	62	N			55	50
C2-10	651934	9095076	102	75	SW							
C2-11	651392	9094444	271	78	N	118	60	SW			5	125
C2-14	650943	9092576	303	27	NE	310	75	51			55	352
C2-15	650132	9092422	303	75	NE							
C2-16	647012	9096588	60	75	SE							
C2-17	647760	9096554	30	90		30	87	SE			27	68
C2-18	648451	9096524	200	90								
C2-19	648804	9096334	240	90								
C2-20	649041	9096334	27	90								
C2-13	650930	9093254	318	90								
C2-12	651360	9094358	94	74	S							
VA-01	634181	9077788	33	80	SE				30	180		
VA-02	638070	9079944	230	76	NW	245	54	NW				
VA-03	637499	9079646	235	84	NW							
VA-04	636564	9079472	204	72	NW				38	225		
VA-05	635432	9078611	242	66	NW							
VA-06	634982	9078213	243	71	NW							
VA-07	634644	9077922	40	84	SE							
VA-08	638072	9084776	206	78	NW	60	85	SE	39	215	88	55
VA-09	631978	9084270	235	46	NW				3	50		
VA-10	630120	9084548	55	56	SE				14	65	8	62
VA-11	628834	9084359	225	20	NW							
VA-12	628534	9085972	218	24	NW				7	225		
VA-13	633979	9078397	235	54	NW	123	88	SW			45	301
VA-14	634412	9079188	235	76	NW						9	231
VA-15	634486	9079605	245	55	NW				33	50		
VA-16	634930	9080195	240	66	NW							
VA-17	635513	9080781	224	60	NW	281	63	NE			63	7
VA-18	636067	9081320	212	60	NW							
VA-19	636622	9081489	210	60	NW	260	84	NW	35	219	57	270
VA-20	637136	9082244	210	70	NW							
VA-21	637305	9083302	235	70	NW				11	51		
VA-22	632187	9078119	239	62	NW				6	55	8	37
VA-23	628018	9080669	80	59	SE				5	85	4	75
VA-24	628673	9080375	59	51	SE							
VA-25	629060	9080238	40	63	SE				31	52		
VA-26	628985	9085783	150	15	SW							
VA-27	628015	9087500	183	34	NW				4	15		
VA-28	637186	9084521	206	59	NW							
VA-29	633118	9078131	237	74	NW				20	53		
VA-30	631589	9078594	225	46	NW				23	30		
VA-31	633321	9077176	210	70	NW				27	220		

VA-32	634005	9076879	223	69	NW	168	77	SW			50	333
VA-33	634466	9076882	248	47	NW							
VA-34	635315	9076663	215	49	NW				19	56		