



**CARACTERIZAÇÃO MESO- E MICROESTRUTURAL DE GRANITOIDES
SINTECTÔNICOS EM AMBIENTE TRANSPRESSIVO: OS GRANITOIDES DE
QUATRO ILHAS, BOMBINHAS, SC**

Porto Alegre, dezembro de 2016

Pedro Henrique Sulzbach de Andrade

**CARACTERIZAÇÃO MESO- E MICROESTRUTURAL DE GRANITOIDES
SINTECTÔNICOS EM AMBIENTE TRANSPRESSIVO: OS GRANITOIDES DE
QUATRO ILHAS, BOMBINHAS, SC**

Trabalho de conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina de Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Prof^a Dr^a Maria de Fátima Bitencourt

Supervisor: Msc. Giuseppe Betino De Toni

Porto Alegre, dezembro de 2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitora: Jane Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Andrade, Pedro Henrique Sulzbach de

Caracterização meso- e microestrutural de granitoides sintectônicos em ambiente transpressivo os Granitoides de Quatro Ilhas, Bombinhas, SC. / Pedro Henrique Sulzbach de Andrade. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016.
[75 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Maria de Fátima Bitencourt
Coorientador(es): Giuseppe Betino de Toni

1. Cinturão Dom Feliciano 2. Magmatismo sintectônico 3. Zona de Cisalhamento Major Gercino 4. Batólito Florianópolis I. Título. CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sibila F. T. Binotto

CRB 10/1743

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso “Caracterização meso- e microestrutural de granitoides sintectônicos em ambiente transpressivo: os Granitoides de Quatro Ilhas, Bombinhas, SC”, elaborado por Pedro Henrique Sulzbach de Andrade, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Dr. Tiago Jalowitzki

Dr. Ruy Paulo Philipp

Dra. Carla Cristine Porcher

Dedico este trabalho à minha família,
“WHĀNAU”.

AGRADECIMENTOS

Em retrospecto, parece que o único agradecimento que faria sentido é “Obrigado por tudo!”. É difícil pensar em algo a que não ser grato. Mas o mais justo é que aproveitemos a oportunidade e tentemos ser mais específicos.

Agradeço em primeiro lugar à minha família, pelos valores e alicerces da minha formação pessoal e profissional. Minha mãe, ao me incentivar na leitura, despertou minha curiosidade e meu apreço por descobrir como as coisas funcionam – há algo mais geológico do que isso? Meu pai me ensinou a importância da perseverança e do trabalho duro. Minhas duas irmãs me forçaram, mesmo que sem intenção, a assumir responsabilidades. Obrigado Deca pelas discussões calorosas, mas respeitadas. Obrigado Laura por aguentar minhas brincadeiras sem graça. Meus avós me inspiraram ao valorizar o conhecimento e a simplicidade. Hoje é claro para mim como tudo isso foi fundamental na elaboração de um trabalho como esse que fiz.

Obrigado à minha orientadora Fátima pelos ensinamentos, pela paciência e pelos puxões de orelha na hora certa. Às vezes era disso o que precisava. Obrigado pelo exemplo de pesquisadora e professora. Mas principalmente, obrigado pelo investimento de recursos, tempo e atenção na minha formação. Sou muito grato por isso.

Agradeço aos amigos com quem a vida me presenteou. Vocês sabem que ao longo desses sete tortuosos anos de graduação vocês fizeram minha vida muito mais feliz, às vezes através da zoeira quando não precisava, ou ainda através do apoio quando foi preciso.

Alguns desses amigos foram meus colegas na graduação, e não vou citar nomes para não me esquecer de ninguém. Muito obrigado! Agradeço também aos colegas de trabalho, a *Melt N' Thrust Crew*, pelas discussões que muito acrescentaram. Obrigado Rodrigão pela parceria. Obrigado Matheus, Amós, Fran, Cris, Camila, Dionatan, Stephanie, Evelin, Luana, João, e Pepe, pelas conversas agregadoras na antessala.

Por sinal, Giuseppe merece um agradecimento à parte! Muito obrigado por ser meu supervisor durante a elaboração do TCC. Com certeza este trabalho não seria

o mesmo sem tua ajuda. É fundamental ouvir de alguém mais experiente quando é hora de se ater a detalhes e quando é hora de deixar eles de lado. Obrigado por toda a assistência - não só para esse trabalho - e obrigado por transmitir um pouco da paixão pelas rochas.

Agradeço pela oportunidade de ter vindo para UFRGS cursar Geologia. Isso foi a melhor coisa que poderia ter me acontecido e tem mudado minha maneira de ver o mundo. Parece que “aqui” e “agora” são coisas cada vez mais insignificantes, ao mesmo tempo em que são tudo o que temos.

Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Rio Grande do Sul e a todos os contribuintes pela educação de alta qualidade que me proporcionaram. Muita dessa qualidade se deve ao comprometimento dos professores. Agradeço a eles pelo conhecimento que me deram e que ninguém me tira.

Agradeço ao CNPq pelo investimento que fizeram em mim, tanto aqui na UFRGS quanto na UWA, em Perth. Espero poder retribuir de alguma forma esse investimento, apesar de considera-lo inestimável.

E por fim, agradeço a todos aqueles que de alguma forma já passaram pelo meu caminho, nem que por um mês, semana, instante. E a você, que está lendo este trabalho.

Muito obrigado!

“Se você puder olhar para dentro das sementes do tempo e descobrir qual vai nascer e qual não vai, então não esqueça de me contar.”

William Shakespeare

RESUMO

Este trabalho objetiva a caracterização estrutural de detalhe dos Granitoides de Quatro Ilhas (GQI). Os GQI são monzogranitos a granodioritos foliados, com menor proporção de injeções dioríticas, leucograníticas e aplo-pegmatíticas, que ocorrem na porção centro-leste do Escudo Catarinense, ao longo da Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG). A ZCMG é uma importante descontinuidade de escala litosférica com movimento dextral, localmente transpressiva com componente de topo para NW, sendo responsável pelo posicionamento de diversos magmas graníticos na Península de Porto Belo. Os GQI são médios a grossos, com textura porfirítica. A foliação é marcada tanto pela orientação dimensional dos fenocristais de K-feldspatos quanto por estiramento, tendo atitudes variáveis de subhorizontal a subvertical com direção constante N-NE. As lineações em geral têm baixo ângulo de caimento predominantemente no sentido 200°. Observa-se a foliação localmente afetada por dobras de mesoescala. As dobras são marcadas principalmente pelas bandas máficas concordantes com a foliação. Possuem eixo com baixo caimento para 035°; e o plano axial com direção média 040° e mergulho aproximado de 60° para SE. A análise estereográfica de mais de duzentas medidas de foliação mostra uma rotação progressiva destas de baixo para alto ângulo de mergulho. A rotação se deve a dobras assimétricas com vergência de topo para NW que indicam passagem gradual de regime tectônico compressivo, em baixo ângulo, para transcorrente, em alto ângulo. Esta mudança de regime pode estar relacionada com mudanças nas tensões oriundas da colisão entre os Crátons Rio de La Plata, Kalahari e Congo. Uma família de injeções sindeformacionais mostra-se subparalela ao plano axial das dobras medidas. Lineações mostram-se (sub)paralelas a eixos de dobras. Através da análise microestrutural em amostras orientadas, observa-se lentes de matriz quartzo-feldspática fina, recristalizada com contatos em pontos tríplices, intercaladas a lentes micáceas, interpretadas como formadas em alta temperatura. Recristalização por rotação de subgrãos no quartzo e K-feldspato também é comum. Líquidos de composição granítica preenchem as fraturas nos fenocristais em temperaturas acima da *solidus*, analogamente às injeções sindeformacionais em mesoescala. Fraturas em fenocristais de feldspato servem como plano para desenvolvimento de pertitas em chamas em temperaturas próximas à *solvus*. Estas informações sugerem que o comportamento frágil observado se dá por aplicação de alta taxa de deformação. Ainda, é observada recristalização posterior de borda tipo *bulging* em grãos de quartzo com rotação de subgrãos, o que permite aferir continuidade da deformação em uma trajetória decrescente de temperatura. A deformação persiste até estágios tardi- a pós-magmáticos, gerando restrita zona de ultramilonito. As informações obtidas realçam o caráter sintectônico transpressivo da intrusão e permitem a reconstituição evolutiva do corpo intrusivo.

Palavras-Chave: Escudo Catarinense; magmatismo sintectônico; Zona de Cisalhamento Major Gercino; Batólito Florianópolis; Cinturão Dom Feliciano.

ABSTRACT

This piece of work provides a structural characterization of the Quatro Ilha Granitoids (QIG). QIG are foliated monzogranites to granodiorites which minor proportion of dioritic, leucogranitic and aplo-pegmatitic injections. The QIG occur in central-eastern Catarinense Shield along the Major Gercino Shear Zone (MGSZ). MGSZ is a transpressive shear zone with major dextral movement and local top to NW component. Besides, it is responsible for the placement of several granitic magmas in Porto Belo Peninsula. The QIG are coarse to medium grained and they have porphyritic texture. Foliation is given by both orientation and stretching of K-feldspar phenocrysts and it varies from sub horizontal to sub vertical dips to E-SE. Lineation generally has sub horizontal dips to 20°-200° in average. Mesoscale folds locally affect the foliation and are highlighted by mafic bands that are concordant. The fold axes low dip to 035° whereas the axial surface dips 60° to azimuth 130°. From more than two hundred measurements analyses it can be said that the foliation progresses from low to high dip due to progressive rotation by folding. They are asymmetrical folds with verging top to NW which indicate a gradual shift from low-angle compression to high-angle strike-slip tectonics. The change in tectonic regime can be related to stresses from the collision between Rio de La Plata, Kalahari and Congo Cratons. A series of syn-deformational injections is subparallel to fold axis. Microstructural analyses of oriented samples reveals fine-grained lenses of recrystallized quartz and feldspar matrix interleaved with mica-rich lenses interpreted as formed in high temperatures. It is common to find subgrain rotation recrystallization in quartz and K-feldspar. Granitic liquids fill fractures in feldspar phenocrysts at over solidus temperature as well as it happens with syn-deformational injections in mesoscale. Fractures in phenocrysts act as a flame-perthite development surfaces around solvus temperatures. These data suggest fragile behavior observed is due high strain rates. Yet, low temperature bulging recrystallization features are developed over high-T microstructures in quartz. This attests to deformation progress under decreasing temperature path. Deformation persists until late- to post-magmatic stages, generating thin ultramylonite zones. The information obtained reemphasizes the syntectonic character of the intrusion and it allows the evolution reconstruction of the igneous body.

Key words: Catarinense Shield; syntectonic magmatism; Major Gercino Shear Zone; Florianópolis Batholith; Dom Feliciano Belt.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Mapa de localização e acesso à área de estudo.....	16
Figura 2. Contexto Geológico da porção Meridional da Província Mantiqueira (modificado de Bitencourt & Nardi, 2000), com destaque para a região do Escudo Catarinense.....	21
Figura 3. Mapa geológico com a compartimentação tectônica do Escudo Catarinense (Modificado de Florisbal, 2011), com destaque para a Península de Porto Belo.....	22
Figura 4. Mapa geológico da Península de Porto Belo com destaque, em vermelho, para o afloramento da Ponta de Fora (Modificado de Bitencourt, 1996).....	24
Figura 5. Diagrama de densidade de polos do bandamento (SB) e medidas de lineação do Complexo Porto Belo, em rede equiárea, hemisfério inferior (modificado de De Toni et al., 2016).....	27
Figura 6. Aspecto geral dos GQI de fácies monzogranito. Porfiroclastos de feldspato encontram-se alinhados e estirados, marcando as foliações ígnea e milonítica.....	29
Figura 7. Mapa Estrutural da Ponta de Fora, produzido em campo. Injeções de diferentes composições são representadas por diferentes estilos de traços e sítios estruturais são representados por números. Versão digitalizada disponível na figura 10.....	33
Figura 8. Croqui de detalhe produzido em campo. Nele estão representadas injeções de diferentes composições bem como medidas estruturais coletadas em campo. Versão digitalizada disponível na figura 7.....	34
Figura 9. Croqui de detalhe mostrado na figura 4 após processo de digitalização. Estão representadas injeções de diferentes composições, bem como medidas estruturais obtidas no local.....	37
Figura 10. Projeção estereográfica representando as foliações contornadas por densidade (210 medidas), planos axiais de dobra (26 medidas), eixos de dobras (24 medidas), injeções de diversas composições (28 medidas) e lineações de estiramento e mineral (28 e 8 medidas, respectivamente). Total de 322 medidas.....	38
Figura 11. Feições de mesoescala dos GQI. a) Foliação milonítica paralela à foliação ígnea, marcada pelas caudas de recristalização abundantes e pela orientação mineral. b) Relações de mútua intrusão entre os termos máficos e félsicos injetados no GP. c) Banda máfica interdigitada com o GP aproveitando-se dos planos de foliação.....	41
Figura 12. Projeção estereográfica de: a) Polos de foliação ígnea e milonítica de direção N-NE em diagrama de densidade, mostrando a progressão desta de baixos para altos mergulhos. O eixo de rotação possui caimento para SW e o plano de rotação é subvertical com direção 122°. Lineações mineral e de estiramento são sub-horizontais para NE-SW, marcadas por cruzes. b) Plano Axial de dobras em vermelho, com direção N-NE e mergulhos de sub-horizontais a subverticais; eixos de dobras com caimentos para N-NE e S-SW, marcados em cruz preta; Injeções de diferentes composições marcadas em verde, subparalelas a PA de dobras. Projeção em rede equiárea, hemisfério inferior.....	43
Figura 13. Mapa estrutural da Ponta de Fora com a distribuição espacial das estruturas de foliação, injeções de diferentes composições, amostras coletadas e croquis, reproduzidos no trabalho sob a forma de figuras.....	44
Figura 14. Zona de alta taxa de deformação no granito porfirítico, em destaque.....	46
Figura 15. Croqui em planta representando as estruturas de foliação e eixos de dobras, além da relação de mútua intrusão entre o GP (rosa) e as injeções de composição	

pegmatítica (em bordô), diorítica (em preto), e leucogranítica (em cinza).....	47
Figura 16. Feições de mesoescala dos GQI. a) Dobra de mesoescala marcada pelas bandas máficas concordantes com a foliação. b) Dobras assimétricas com eixo sub-horizontal e vergência para NW. c) Possante injeção de granito cinza fino truncando a foliação de baixo ângulo e arrastando-a para alto ângulo.....	48
Figura 17. Croqui em perfil representando uma dobra de mesoescala, marcada pela foliação e pelas bandas máficas (em preto). Injeções aplo-pegmatíticas (em bordô e verde) são paralelas ao PA da dobra.....	49
Figura 18. Dobras assimétricas com vergência para 305°, marcadas pela foliação e pelas bandas máficas. GCF injeta-se subparalelo ao PA das dobras e arrasta a foliação milonítica.....	50
Figura 19. Zona de alta concentração de deformação caracterizada pela cominuição de grãos do GP. Localiza-se adjacente a uma injeção de GCF, controlada pela foliação de alto ângulo.....	51
Figura 20. Termo máfico seccionando veio pegmatítico no GP e transportando fenocristais de feldspato. O conjunto é afetado por dobras assimétricas com vergência para 305 marcadas pela foliação, injeções e fenocristais.....	52
Figura 21. Representação esquemática do elipsoide de deformação finita do GQI sofrendo rotação com eixo paralelo ao estiramento mineral (eixo X).....	53
Figura 22. Dobra horizontal inclinada. Plano axial marcado por injeção pegmatítica e flancos marcados por bandas máficas. O contato irregular entre as injeções e o GP indica posicionamento sincrônico ao desenvolvimento da foliação.....	54
Figura 23. Porfiroclasto de K-feldspato fraturado com extinção ondulante e subgrãos (em detalhe), em matriz quartzo-feldspática parcialmente recristalizada. As fraturas são preenchidas pela matriz em continuidade física e ótica com a matriz externa.....	55
Figura 24. Microestruturas observadas em zona de baixa taxa de deformação. a) Aspecto geral da rocha submetida a baixas taxas de deformação, com fraturas preenchidas por matriz parcialmente recristalizada. Destaque para quartzo ígneo em meio à matriz recristalizada. b) Ocorrência de mirmequitas (indicadas) nas bordas dos fenocristais. As fraturas são suturadas por recristalização dinâmica do K-feldspato.....	56
Figura 25. Geração de pertitas em chamás a partir de fraturas nos fenocristais de K-feldspato.....	57
Figura 26. Microestruturas observadas em zona de taxa de deformação normal. a) Deformação intracristalina em K-feldspato marcada pelas maclas dobradas em kink. b) Alanita porfiroclástica em meio a caudas de biotita recristalizada. Presença de biotita ígnea, subédrica (sinalizada).....	58
Figura 27. Microestruturas observadas em zona de taxa de deformação normal. a) Injeção de diorito percolada entre a foliação do GP e desagregando porção parcialmente recristalizada. b) Grão de plagiocásio de injeção diorítica com recristalização do tipo bulging (BLG).....	59
Figura 28. Aspecto geral dos GQI submetidos a altas taxas de deformação.....	60
Figura 29. Microestruturas observadas em zona de alta taxa de deformação. a) Fraturas nos fenocristais preenchidas por líquido granítico (biotita+quartzo+feldspato). b) Grão de K-feldspato fraturado em descompressão localizada. Os espaços vazios são preenchidos com fragmentos de K-feldspato e líquido quartzo-feldspático.....	61

- Figura 30.** Microestruturas observadas em zona de alta taxa de deformação. a) Recristalização por rotação de subgrão em borda de fenocristal de K-feldspato. b) Geração de pertitas em chamãs a partir do plano de fratura dos fenocristais de K-feldspato..... 62
- Figura 31.** Grão de apatita com crescimentos de biotita recristalizada nas zonas de sombra de pressão, indicando movimento dextral.....63
- Figura 32.** Fitas de quartzo em padrão “tabuleiro de xadrez” e recristalização bulging nas bordas..... 63
- Figura 33.** Aspecto geral de ultramilonito, com matriz fina e porfiroclastos arredondados. 64
- Figura 34.** Microestruturas observadas em zonas de muito alta deformação. a) Porfiroclasto de K-feldspato com bordas recristalizadas por rotação de subgrão em matriz recristalizada fina. Grão de feldspato da matriz ígnea sinalizado. b) Fitas de quartzo com textura granoblástica poligonal fraturadas. As fraturas são preenchidas por mica branca.....65
- Figura 35.** Bloco diagrama com a síntese das feições estruturais documentadas no afloramento da Ponta de Fora. a) Dobras assimétricas com vergência para NW. b) Relação de mútua intrusão entre injeções. c) Dobra recumbente em plano de corte observado em campo. d) Possante injeção de granito cinza fino arrastando a foliação milonítica.....69
- Figura 36.** Evolução deformacional dos Granitoides de Quatro Ilhas. I) Estágio inicial com predominância de foliação ígnea sub-horizontal. II) Início da compressão e progressão da foliação através de dobras assimétricas. III) Desenvolvimento da transcorrência nas zonas de foliação de alto ângulo. IV) Fim da compressão e predominância da transcorrência até estágios tardi-magmáticos..... 70

LISTA DE ABREVIações

Ap – Apatita

BLG – Recristalização do tipo *bulging*

Bt – Biotita

CCSb – Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro

CDF – Cinturão Dom Feliciano

DRT – Diorito

GM – Granito Mariscal

GCF – Granito cinza fino

GP – Granito porfírico

GQI – Granitoides de Quatro Ilhas

Kfs – K-feldspato

PA – Plano axial

PMT – Pegmatito

S_B – Bandamento

SGR – Recristalização por rotação de subgrão

TMH – Termo máfico híbrido

ZCI – Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó

ZCMG – Zona de Cisalhamento Major Gercino

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	15
1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	16
1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA/ HIPÓTESES.....	16
1.3. JUSTIFICATIVA.....	18
2. OBJETIVOS E METAS	19
3. CONTEXTO GEOLÓGICO.....	20
3.1. SITUAÇÃO REGIONAL	20
3.2. GEOLOGIA LOCAL	22
3.3. ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO	25
3.4. COMPLEXO PORTO BELO	26
3.5. GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS	28
3.4. GRANITO MARISCAL	30
4. MÉTOLOGIA E MÉTODOS.....	31
4.1. ETAPA DE PREPARAÇÃO DE CAMPO.....	31
4.2. ETAPA DE AQUISIÇÃO DE DADOS	32
4.3. ETAPA DE TRATAMENTO DE DADOS	36
5. ESTRUTURAS DE MACROESCALA DOS GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS	41
5.1. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	41
6. ESTRUTURAS DE MICROESCALA DOS GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS	56
6.1. ZONAS COM TAXA DE DEFORMAÇÃO NORMAL	56
6.2. ZONAS COM ALTA TAXA DE DEFORMAÇÃO.....	60
6.3. ULTRAMILONITOS	65
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E MODELO DE EVOLUÇÃO	67
8. CONCLUSÕES	72
9. BIBLIOGRAFIA	73

1. INTRODUÇÃO

Desde a década de 1960, a teoria da Tectônica de Placas tem ajudado a descrever os fenômenos naturais. Em resumo, pode se dizer que a crosta oceânica - material rochoso mais denso, de composição básica - é criada nos limites divergentes entre placas, arrastando a crosta continental - mais leve, diferenciada, composta por rochas sedimentares, graníticas e metamórficas – até as zonas de subducção, onde os continentes colidem e são deformados. Este fenômeno é conhecido como Deriva Continental. Já que a crosta oceânica é continuamente criada nas zonas de expansão oceânica e destruída nas zonas de subducção, é preciso que voltemos nossa atenção para o estudo da crosta continental remanescente deste processo, em especial das rochas graníticas, para que possamos compreender a tectônica terrestre em tempos antigos.

A região do Escudo Catarinense contém inúmeras ocorrências de rochas graníticas e seus equivalentes metamórficos, registrando importante parte da tectônica neoproterozoica. Os costões da Península de Porto Belo apresentam extensos afloramentos de granitoides afetados por essa tectônica, entre eles os Granitoides de Quatro Ilhas (GQI). Os GQI são biotita granitoides porfiríticos foliados, com ótimas exposições na praia de Quatro Ilhas, município de Bombinhas, SC, principalmente na porção sul, na chamada Ponta de Fora.

Na Ponta de Fora, os GQI têm composição predominantemente monzogranítica e possuem granulação grossa a muito grossa, com a ocorrência comum de bandas máficas e veios leucograníticos com diferentes texturas. A deformação é intensa, marcada por dobras de escala métrica a centimétrica e pela foliação milonítica. As dobras são predominantemente de mesoescala e afetam intensamente o granito porfirítico foliado, bem como as bandas máficas e veios leucograníticos (Bitencourt, 1996).

Em seus trabalhos Bitencourt (1996) e Florisbal (2011) descrevem a ocorrência de duas foliações de natureza distinta nos GQI: uma ígnea, dada pela orientação mineral, com direção predominantemente NE e mergulhos que variam de 5 a 45⁰; e

uma foliação milonítica relacionada à transcorrência, de direção paralela à da foliação ígnea, com mergulhos subverticais.

1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na parte leste do município de Bombinhas, estado de Santa Catarina. A área fica situada na porção sudeste da Folha Camboriú, cerca de 70 km a norte de Florianópolis via BR-101 (Fig. 1). Para acessar o afloramento rochoso estudado é preciso se deslocar para o sul da Praia de Quatro Ilhas, no costão conhecido como Ponta de Fora.

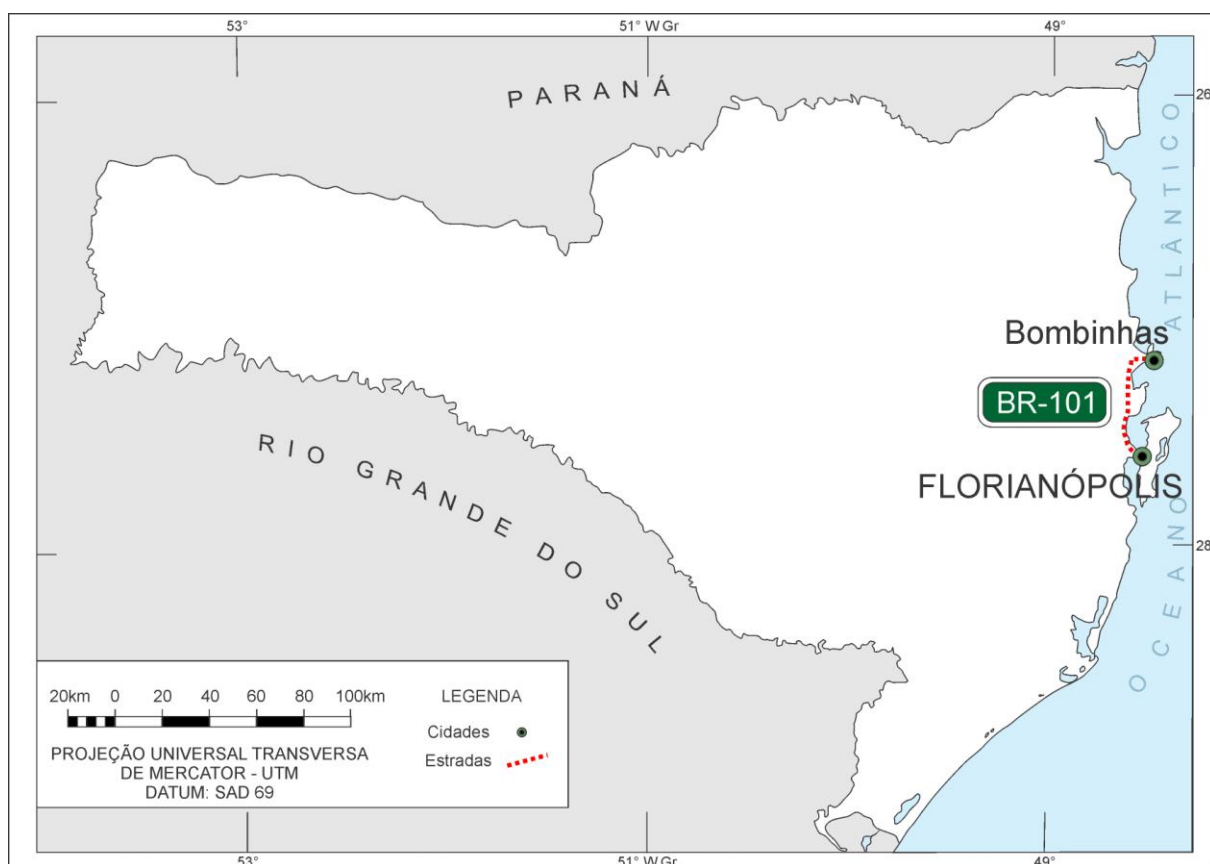


Figura 1. Mapa de localização e acesso à área de estudo.

1.2. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA/ HIPÓTESES

Bitencourt (1996) discorre acerca das contraditórias interpretações genéticas que podem decorrer da identificação de deformação em estado sólido em granitoides. Em uma delas, interpreta-se que a rocha deformada é metamórfica de protólito granítico, o que implica determinado intervalo de tempo entre a cristalização da rocha e a deformação. Neste caso, diferentes condições de pressão, temperatura

e campo tensional sobre a rocha são registradas nos diferentes momentos de cristalização e de metamorfismo.

Em outra interpretação possível, a rocha em questão é ígnea e seu posicionamento e cristalização se deram em ambiente tectonicamente ativo. Neste caso, diz-se que o magmatismo é sintectônico e, se em profundidade suficiente para o predomínio de deformação dúctil, registra as feições de recristalização dinâmica, foliação milonítica concordante a subconcordante com a magmática e lineação de estiramento que indica direção de transporte tectônico. Neste segundo caso, não há intervalo de tempo significativo entre a intrusão e a deformação, sendo esta ativada pelos campos tensionais da tectônica regional e pela temperatura da própria intrusão.

As duas foliações, ígnea e milonítica, que foram identificadas nos Granitoides de Quatro Ilhas, fornecem informações sobre as condições de cristalização e regime deformacional ao qual a rocha foi submetida. Sabe-se que a foliação ígnea informa acerca do fluxo magmático, enquanto a foliação milonítica e o estiramento de cristais se orientam, respectivamente, paralelos ao plano XY e eixo X do elipsoide de deformação finita. Assim, questiona-se qual é a relação entre a foliação ígnea de baixo ângulo e a foliação milonítica de alto ângulo, e qual a implicação desta relação no que diz respeito à gênese dos GQI.

A partir do pressuposto de que estruturas e indicadores cinemáticos registram a história deformacional da rocha, a caracterização estrutural de detalhe do GQI é necessária para a reconstrução da cinemática que originou as foliações. Portanto, o registro de feições como estiramento de cristais e enclaves, dobramentos e foliações é fundamental para um entendimento pleno da relação entre as foliações.

No decorrer deste trabalho se consideraram as seguintes hipóteses:

- i. A foliação ígnea progride para a foliação milonítica devido à deformação. Assim, o evento deformacional teria ocorrido durante o posicionamento do corpo granítico.
- ii. As duas foliações não estão relacionadas e são, portanto, diacrônicas. Dessa forma, a deformação da foliação ígnea e a formação da foliação milonítica seriam posteriores à intrusão.

Como decorrência da relação estabelecida entre as foliações ígnea e milonítica, duas novas hipóteses são postuladas:

- iii. A trama deformacional caracterizada resulta das condições transpressivas regionais.
- iv. A trama deformacional caracterizada está relacionada a outras condições regionais de deformação.

1.3. JUSTIFICATIVA

A região de estudo possui trabalhos no tema de geologia estrutural acerca dos granitoides neoproterozoicos do Batólito Florianópolis que ocorrem na região de Porto Belo. Entretanto, esses trabalhos têm uma abrangência regional e, por vezes, não fornecem o detalhamento das estruturas que ocorrem nessas litologias.

A geologia estrutural, por meio de medidas em estruturas das rochas, fornece informações sobre o processo deformacional que gerou essas feições e, em último caso, permite reconstituir o campo tensional atuante sobre a rocha. Essas informações podem ser vinculadas a importantes eventos tectônicos do passado geológico.

Os Granitoides de Quatro Ilhas têm sua gênese e deformação estreitamente relacionada com as estruturas regionais. Assim, a caracterização estrutural dessas rochas fornece informações adicionais que são fundamentais para o entendimento pleno da evolução tectônica da região, principalmente no que tange o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Major Gercino, feição regional na qual a rocha está inserida.

2. OBJETIVOS E METAS

O presente trabalho tem por objetivo específico o detalhamento estrutural dos Granitoides de Quatro Ilhas em escala de afloramento. A partir do tratamento de dados coletados em campo, tais quais foliações e lineações, além de análise petrográfica e microestrutural, é possível reconstituir as condições de deformação da rocha que registra a sua história inserida na evolução da Zona de Cisalhamento Major Gercino.

O estudo, de forma mais geral, objetiva o esclarecimento da relação desta associação com a tectônica regional, com base nas informações estruturais de detalhe levantadas em campo integradas a dados de caráter litológico e petrográfico. Espera-se, através do modelo em três dimensões de evolução dos granitoides proposto, contribuir para a compreensão dos eventos de deformação relacionados à Zona de Cisalhamento Major Gercino na região de Porto Belo.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1. SITUAÇÃO REGIONAL

O Escudo Catarinense contém rochas do Arqueano, Proterozóico e Cambriano e faz parte da porção meridional da Província Mantiqueira definida por Almeida *et al.* (1977). Em seu trabalho o autor expõe a complexidade estrutural destas rochas, vinculando-a à atuação de sequências geossinclinais. Esta porção da província corresponde a associações de rochas paleoproterozoicas hoje chamadas de Cráton Rio de La Plata e associações mais jovens correspondentes ao Cinturão Dom Feliciano (CDF). Diversos autores (e.g. Bitencourt & Nardi, 2000; Hartmann *et al.*, 2007; Phillip *et al.*, 2016) afirmam que o CDF ocorre como uma extensa faixa de rochas vulcânicas e metamórficas supracrustais na sua porção norte, tectonicamente adjacentes a granitoides pós-colisionais que predominam na porção sul. Este orógeno se estende desde o leste do Uruguai, passando pela porção centro-leste do Rio Grande do Sul até a região central de Santa Catarina, alongado em direção predominantemente NE (Fig. 2). O CDF tem sua origem atribuída à amalgamação dos crátons Rio de La Plata, Congo e Kalahari durante o Neoproterozoico (Fernandes *et al.*, 1995). O desenvolvimento de uma importante descontinuidade estrutural pós-colisional de escala translitosférica teria controlado a ascensão de magmas e parcialmente influenciado sua gênese, resultando na construção do Batólito Pelotas/Florianópolis. Essa estrutura é chamada de Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro (CCSb) e abrange diversas zonas de cisalhamento transcorrentes anastomosadas (Bitencourt, 1996; Bitencourt & Nardi, 2000).

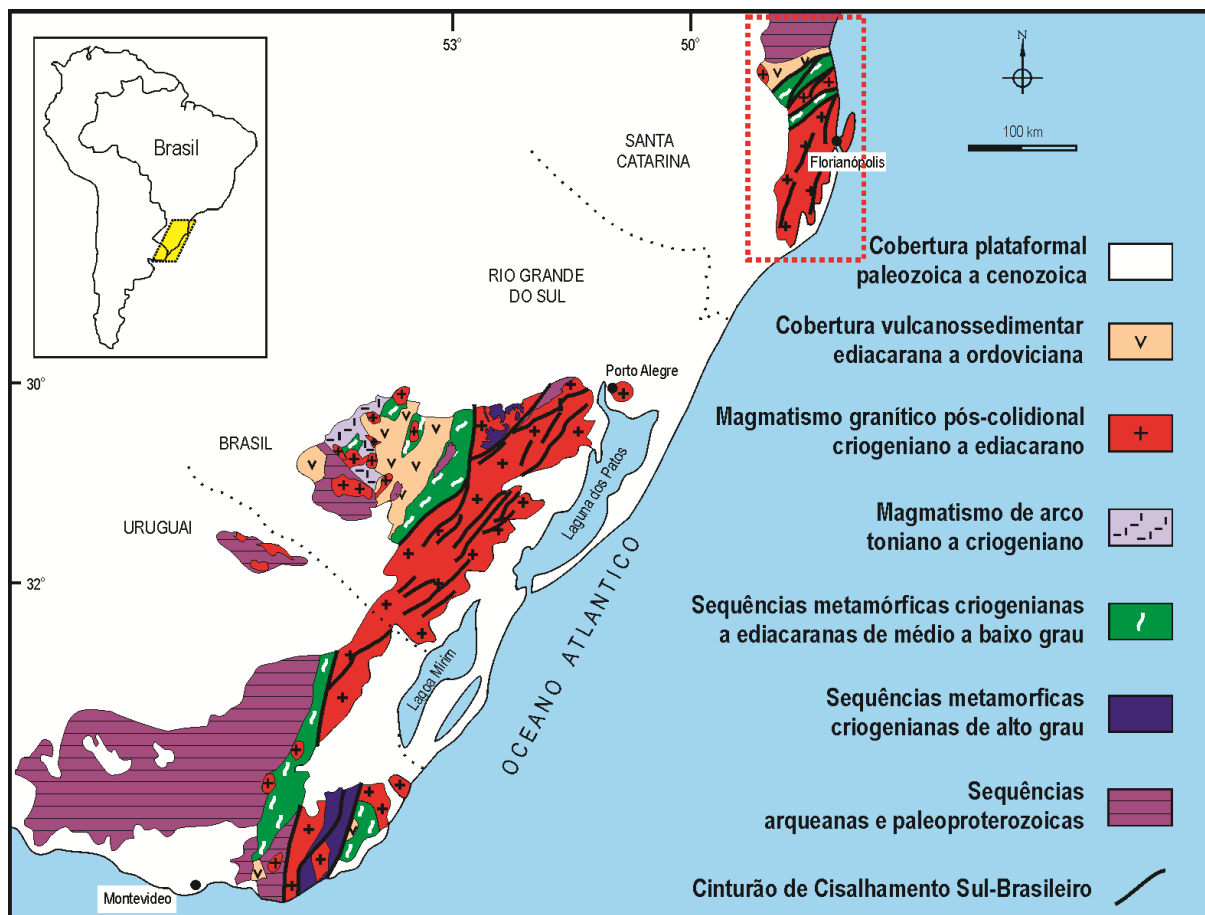


Figura 2. Contexto Geológico da porção Meridional da Província Mantiqueira (modificado de Bitencourt & Nardi, 2000), com destaque para a região do Escudo Catarinense.

No Escudo Catarinense, as exposições do CDF são seccionadas por duas importantes estruturas de expressão regional que fazem parte do CCSb. Essas estruturas são a Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó (ZCI) e a Zona de Cisalhamento Major Gercino (ZCMG) (Fig. 3). A ocorrência dessas duas zonas de cisalhamento divide tectonicamente o Escudo no chamado Domínio Norte, localizado a norte da ZCI; no Domínio Central, localizado entre a ZCI e a ZCMG, e no Domínio Sul, a sul da ZCMG (Florisbal, 2011).

No Domínio Norte afloram rochas paleoproterozoicas do Complexo Granulítico Santa Catarina e sequências de idade neoproterozoica a cambriana das Bacias de Itajaí e Campo Alegre, perfurados por poucas intrusões graníticas neoproterozoicas. Diversos autores (e.g. Fernandes *et al.*, 1995, Bitencourt, 1996, Hartmann *et al.*, 2007, Florisbal, 2011, Phillip *et al.*, 2016) correlacionam as rochas metamórficas de

alto grau ao Cráton Rio de La Plata, aflorante no Uruguai e no oeste do Rio Grande do Sul.

O Domínio Central corresponde às rochas metamórficas do Complexo Camboriú e do Complexo Metamórfico Brusque, além da ocorrência de granitos neoproterozoicos. O Domínio Sul compreende predominantemente a rochas de idade neoproterozoica representadas pelos granitoides do Batólito Florianópolis e relictos de embasamento de idade paleoproterozoica correspondentes aos complexos Águas Mornas e Porto Belo (Florisbal *et al.*, 2012).

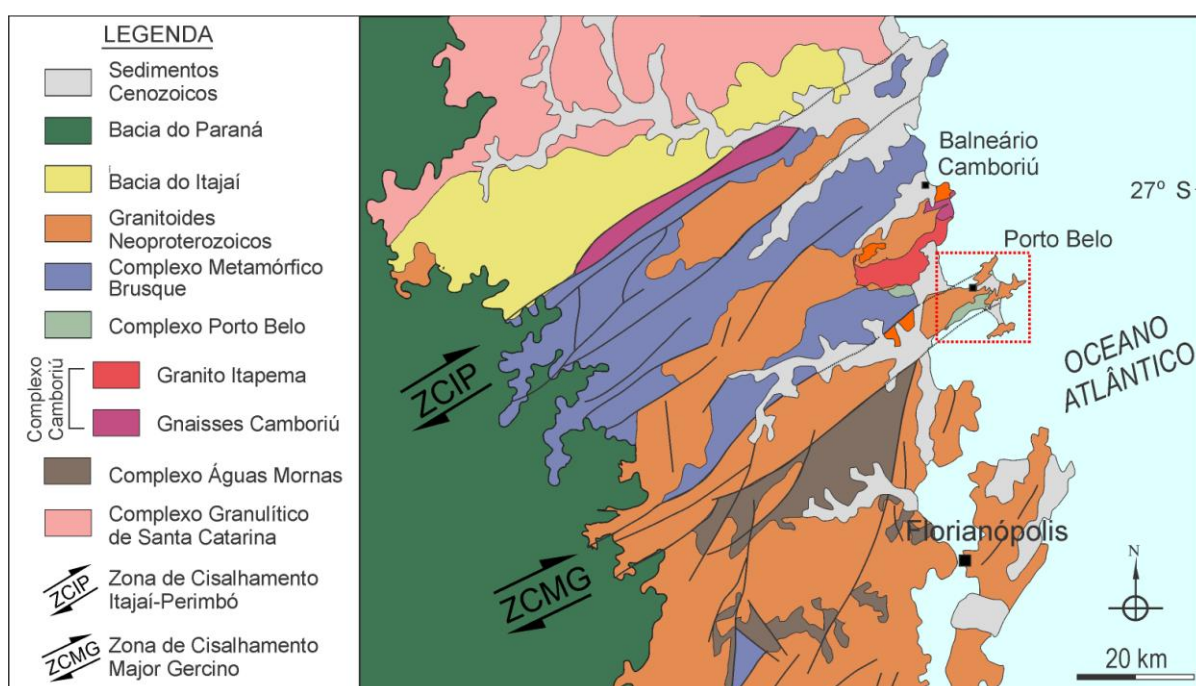


Figura 3. Mapa geológico com a compartimentação tectônica do Escudo Catarinense (Modificado de Florisbal, 2011), com destaque para a Península de Porto Belo.

3.2. GEOLOGIA LOCAL

A área de estudo (Fig. 4) localiza-se no extremo norte do Domínio Sul, na extremidade nordeste da Zona de Cisalhamento Major Gercino. O embasamento desta região, segundo Florisbal *et al.* (2012), corresponde ao Complexo Porto Belo, com idade de $798,6 \pm 3,8$ Ma (De Toni *et al.*, 2016a). Os Granitoides de Quatro Ilhas (ca. 620 Ma, segundo Florisbal *et al.*, 2012) e o Granito Mariscal (GM, 608 ± 8 Ma, segundo Florisbal *et al.*, 2012) são intrusivos no Complexo Porto Belo e predominam

na porção nordeste da península de Porto Belo, expostas de forma contínua ao longo da costa por centenas de metros.

Na porção norte da península de Porto Belo aflora o Complexo Granítico Estaleiro ($602 \pm 3,4$ Ma, segundo Chemale Jr. *et al.*, 2012), correspondente ao Granodiorito Estaleiro e uma expressiva sucessão de intrusões ácidas a intermediárias com rochas básicas subordinadas. Essas injeções ocorrem sob a forma de veios que por vezes marcam a deformação sofrida pelo Complexo. Já na porção central da península, há um predomínio de rochas da Suíte Intrusiva Zimbros, de $590 \pm 3,3$ Ma (Chemale Jr. *et al.*, 2012). Essas rochas correspondem a duas subunidades plutônicas: o Granito Zimbros e o Granito Morro dos Macacos, com composições variando de sieno- a monzograníticas. Na Suíte Zimbros ainda é documentada uma subunidade hipabissal de composição predominantemente félsica, com ocorrências de diques sintectônicos, máficos e compostos (Bitencourt, 1996).

Finalmente, ocorrem coberturas sedimentares cenozoicas e escassos diques de olivina diabásio de direção NS ou NW que podem ser correlacionados ao magmatismo básico da Província Magmática Paraná. Essas litologias registram estruturas dúcteis-rúpteis tardias com rejeito pouco significativo em megaescala (Bitencourt, 1996).

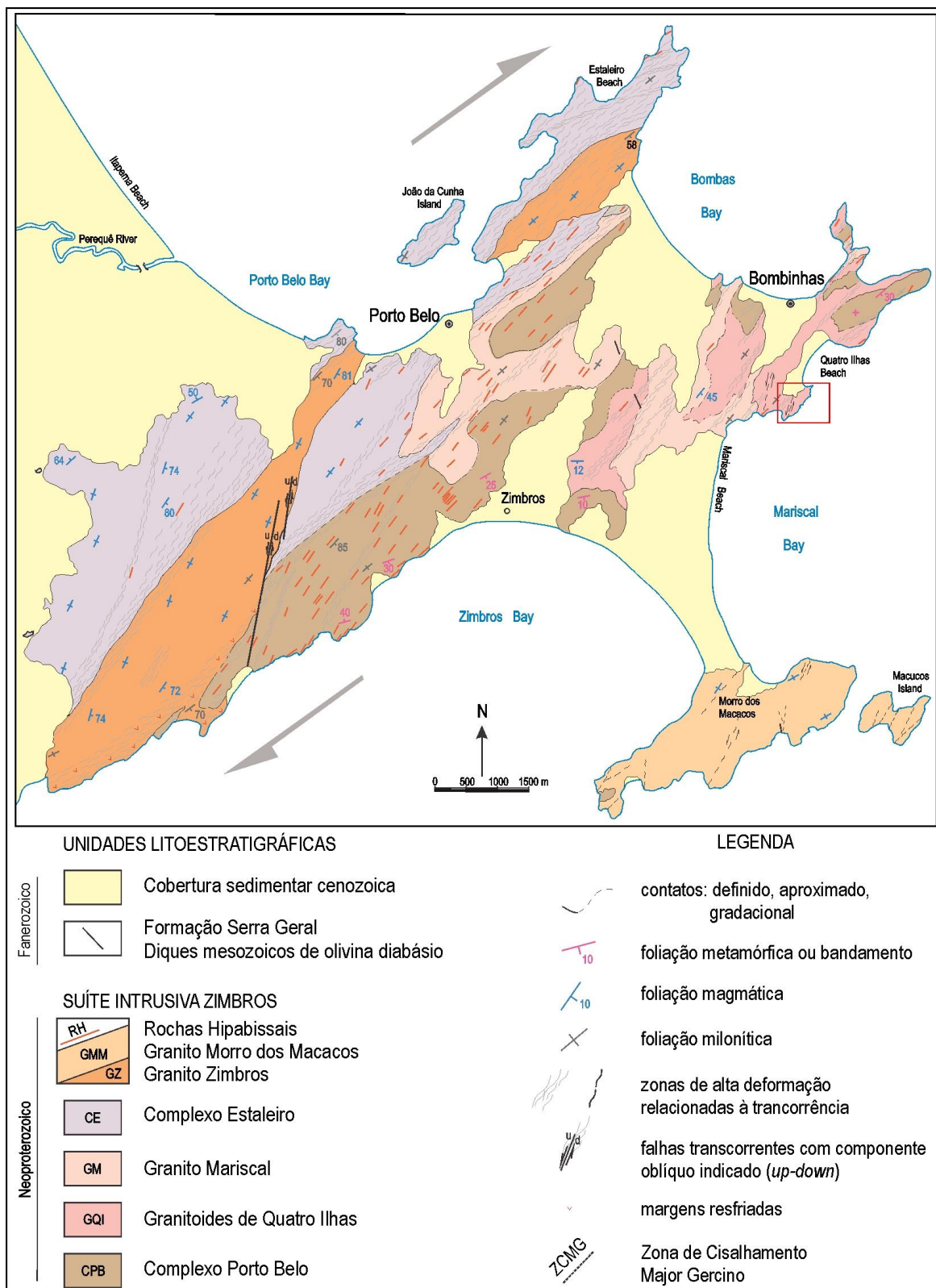


Figura 4. Mapa geológico da Península de Porto Belo com destaque, em vermelho, para o afloramento da Ponta de Fora (Modificado de Bitencourt, 1996).

3.3. ZONA DE CISALHAMENTO MAJOR GERCINO

A Zona de Cisalhamento Major Gercino, importante lineamento marcado no Escudo de Santa Catarina, foi identificada pela primeira vez por Schulz Jr. e Albuquerque (1969) e denominada “Falha Major Gercino”. Bitencourt (1989) propôs o caráter dúctil e transcorrente com movimento lateral dextral como predominante na região de Porto Belo. Ainda, é sabido que a ZCMG tem em geral orientação 045-050 e é composta por diversas zonas de alta deformação, que configuram segmentos conectados em uma megaestrutura de cerca de 80 km de extensão total e espessura mínima de cerca de 20 km. Esta feição atua como controle estrutural do posicionamento de diversos corpos graníticos (Bitencourt, 1996).

Quanto ao seu significado regional tectônico, a ZCMG é uma das inúmeras ramificações que compõem o CCSB (Bitencourt & Nardi, 2000). A ZCMG possui localmente um caráter transpressivo de movimento horário com componente oblíqua de movimento topo para noroeste (Bitencourt, 1996).

Passarelli *et al.* (2010) identificaram duas zonas de alta deformação com orientação NE e cinemática dextral a oeste de Porto Belo: o chamado *northwestern belt*, com 1 a 3,8 km de largura, e o *southeastern belt*, com 500 m a 2 Km de largura. Ambas zonas ocorrem na chamada região de Canelinha e são compostos por proto a ultramilonitos.

O sentido de movimento das zonas de cisalhamento que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro no Rio Grande do Sul e Uruguai são por vezes dextral (e.g. ZCMG, ZCI), por vezes sinistral (e.g. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, de acordo com Fernandes *et al.*, 1995), o que é comum em diferentes ramificações de um mesmo cinturão (Florisbal, 2011).

O embasamento sobre o qual a ZCMG foi desenvolvida é representado na região estudada pelo Complexo Metamórfico Brusque e os ortognaisses dos complexos Camboriú e Porto Belo. A zona de cisalhamento focalizou o magmatismo que ocorreu sincronicamente ao seu movimento. Como consequência, os granitoides sintectônicos ocorrem como corpos alongados de direção NE-SW que concentram grande parte da deformação e evolução cinemática da zona, principalmente nas estruturas tardias de cada intrusão (Bitencourt, 1996).

A Zona de Cisalhamento Major Gercino foi interpretada por Bitencourt (1996) como uma feição pós-colisional, gerada pela dissipação regional das tensões que se seguem à colisão continental. De modo alternativo, o chamado Lineamento Sierra Ballena- Major Gercino (SBMGL) é interpretado por Basei *et al.* (2005) e Passarelli *et al.* (2010) como uma sutura separando um domínio supracrustal a noroeste e um domínio granítico a sudeste.

Basei *et al.* (2005) e Passarelli *et al.* (2010) afirmam que o Complexo Metamórfico Brusque representa o domínio supracrustal suturado pela ZCMG, enquanto o domínio granítico é representado pelo Batólito Florianópolis, que teria diferente origem e evolução não relacionada com as supracrustais referidas. Essa interpretação é principalmente devida à identificação de rochas graníticas com diferentes padrões isotópicos localizadas em lados opostos da zona de cisalhamento.

3.4. COMPLEXO PORTO BELO

As rochas que compõem o Complexo Porto Belo foram primeiramente descritas por Bitencourt (1996) como o embasamento dos granitos aflorantes na região de Porto Belo, e interpretadas como parte do Complexo Camboriú (Chemale Jr. *et al.*, 1995). Florisbal *et al.* (2012), com base principalmente em idades de 646 ± 15 Ma obtidas por *U-Pb LA-ICP-MS*, apresenta uma separação dessas rochas das paleoproterozoicas do Complexo Camboriú, propondo a denominação Complexo Porto Belo. A associação compreende ortognaisses de composição granítica, granodiorítica e tonalítica, com ocorrências restritas de biotita-gnaisses. O conjunto de rochas foi submetido a, pelo menos, um evento metamórfico de fácies anfíbolito.

As rochas do Complexo Porto Belo possuem bandamento gnáissico originalmente sub-horizontal, gerado por milonitização durante um regime tectônico tangencial. Este bandamento está fortemente transposto pela deformação transcorrente da ZCMG, principalmente ao longo de zonas de alta deformação. Os Granitoides de Quatro Ilhas e o Granito Mariscal intrudem este Complexo, posicionando-se como sucessivos pulsos magmáticos sintectônicos à ZCMG (Florisbal, 2011).

De Toni *et al.*(2016b) apresenta dados estruturais de bandamento (S_B) e foliação milonítica, bem como dados de lineação mineral e de estiramento (Fig. 5) para as rochas deste complexo.

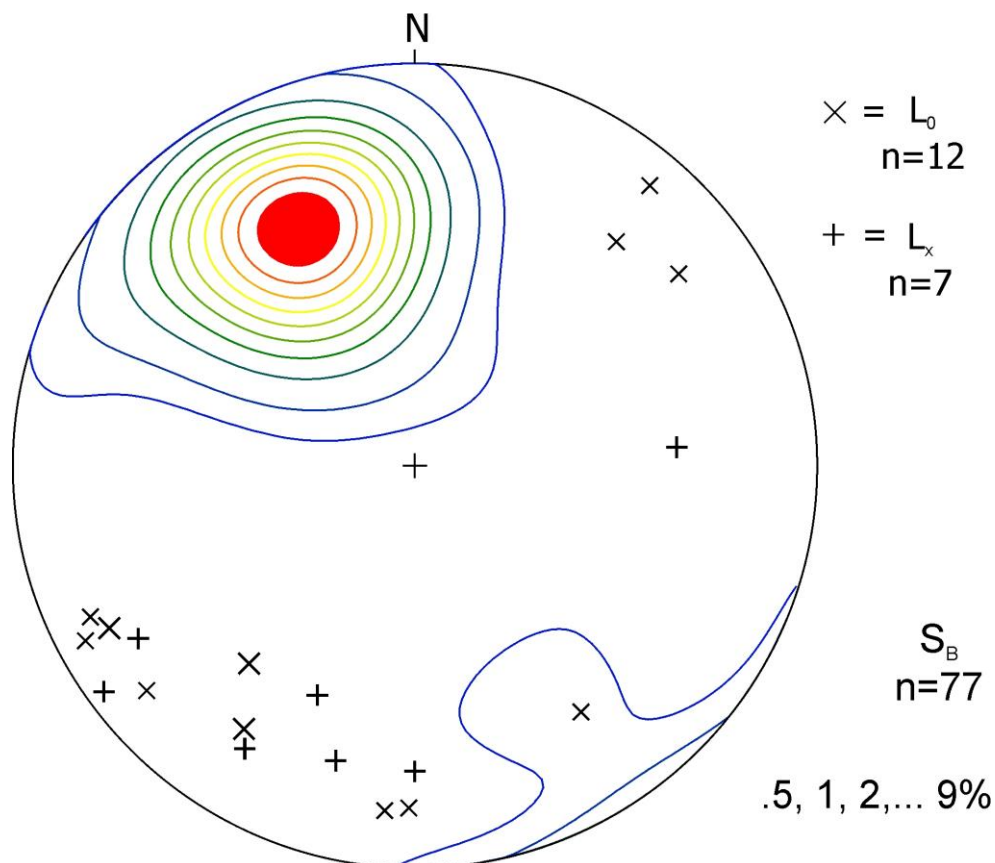


Figura 5. Diagrama de densidade de polos do bandamento (S_B) e medidas de lineação do Complexo Porto Belo, em rede equiárea, hemisfério inferior (modificado de De Toni *et al.*, 2016b).

Os dados do autor mostram que o bandamento tem direção N-NE e varia de ângulo de mergulho (representado por diagrama de densidade). Lineações mineral e de estiramento variam de sub-horizontais para NE-SW até caimentos médios para SE. Observam-se comumente dobras isoclinais e localizadamente feições de fusão parcial do Complexo. O rompimento dos flancos de dobra indica sentido de cisalhamento dextral com componente oblíquo de topo para NW. Ainda, segundo De Toni *et al.*(2016b), os estágios sucessivos de deformação ao longo da ZCMG estão marcados por transcorrência dextral, registrada em corpos sintectônicos que intrudem o Complexo.

3.5. GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS

Os Granitoides de Quatro Ilhas foram definidos por Bitencourt (1996) como biotita granitoides porfiríticos foliados que constituem faixas de centenas de metros ao longo da costa, com orientação NS a NNE. Possuem composição monzogranítica a granodiorítica, com termos sienograníticos subordinados e raras ocorrências de tonalitos. Possuem porfiroclastos, remanescentes da recristalização sobre fenocristais. Por vezes o aspecto ígneo dos porfiroclastos está preservado. Os porfiroclastos de K-feldspato predominam sobre plagioclásio e possuem cerca de 2-3mm a 6-7cm de comprimento, podendo chegar até 10cm. Além disso, possuem zircão, apatita, alanita e titanita como acessório.

É possível observar três fácies petrográficas nos GQI, controladas pela variação no teor de biotita: uma fácies menos diferenciada, rica em minerais máficos. São muscovita-biotita granodioritos; uma segunda fácies, biotita monzogranito, com alanita como mineral acessório e forte textura oftálmica dada pela foliação que contorna os fenocristais; e uma fácies leucogranítica, mais diferenciada, com granada como acessório. O contato entre as três fácies é gradacional e observável em escala de afloramento, em intervalos da ordem de dezenas de metros (Bitencourt, 1996, Florisbal, 2011).

Em seu trabalho, Bitencourt (1996) afirma que a geometria do corpo granítico é fortemente afetada pela ZCMG. Dessa forma, a deformação transcorrente mascara a geometria original da intrusão dos GQI subparalela às rochas do embasamento. É comum a ocorrência do granito em contato concordante ao bandamento do Complexo Porto Belo sugerindo uma geometria original tabular sub-horizontal.

Na região estudada, predomina a fácies biotita monzogranito comumente com ocorrências de veios de composições variando de dioríticas a aplo-pegmatíticas, com espessura de 15 a 50 cm e extensão visível de cerca 50m, encaixados ao longo da foliação principal. Veios graníticos possuem limites difusos e uma foliação concordante com a da encaixante, com cor cinza clara, granulação fina e composição monzogranítica a granodiorítica, rica em biotita. Podem-se observar, ainda, veios pegmatíticos concordantes ou não com a foliação principal dos GQI. Esses veios contêm muscovita e turmalina e em alguns casos sofrem *boudinage*. É comum a ocorrência de bandas máficas de material fino a muito fino de composição

diorítica. As bandas máficas são ora controladas pela foliação primária dos GQI, ora alternados ao longo da foliação milonítica do granito, marcando dobramento e transposição das estruturas. Observam-se, ainda, zonas de alta deformação transcorrente, onde os fenocristais de K-feldspato encontram-se fortemente estirados (Bitencourt, 1996) (Fig. 6).

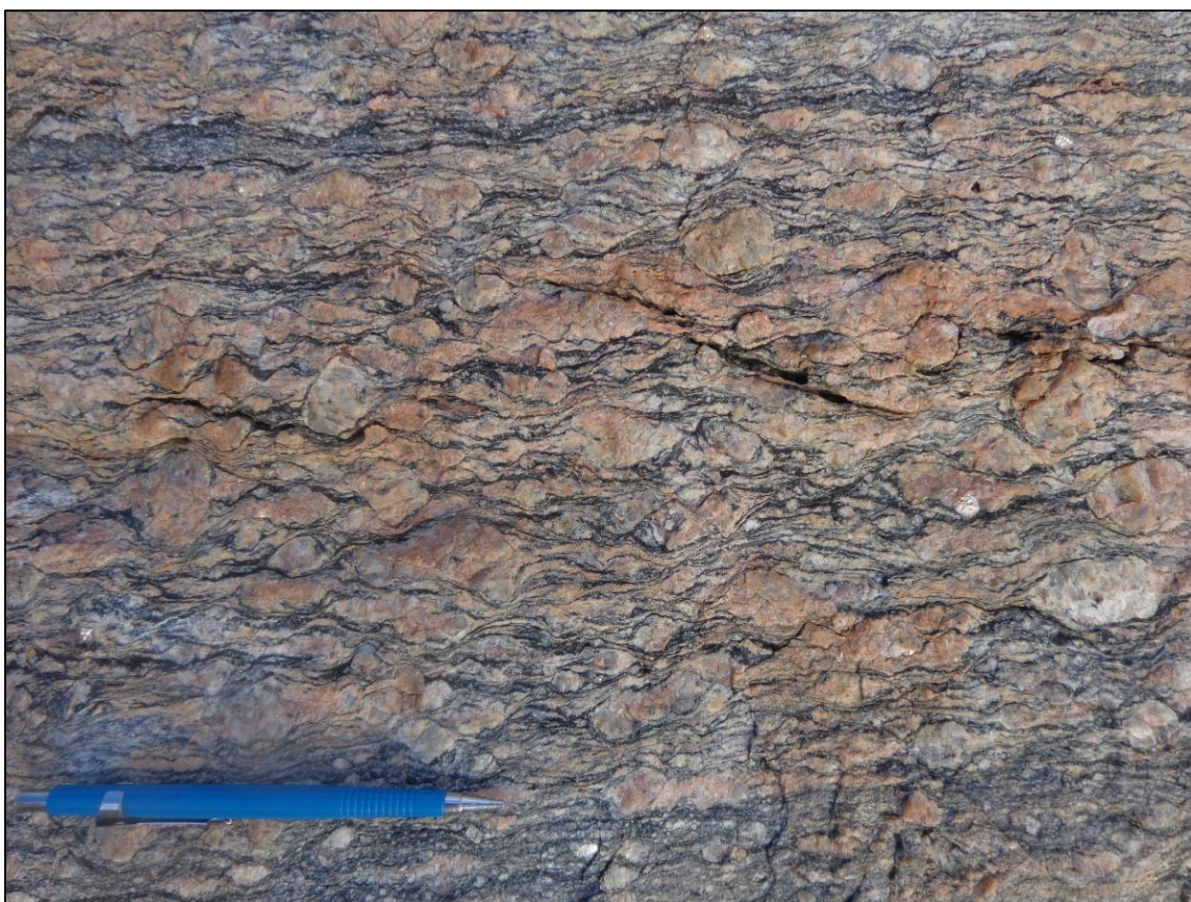


Figura 6. Aspecto geral dos GQI de fácies monzogranito. Porfiroclastos de feldspato encontram-se alinhados e estirados, marcando as foliações ígnea e milonítica.

Dados obtidos através de datações U-Pb LA-ICP-MS em cristais de zircão apontam idades de 625 ± 7 Ma para a fácies muscovita-biotita granodiorito e 614 ± 4 Ma para os biotita monzogranitos, levando essas rochas a serem interpretadas como magmatismo posicionado em estágios precoces da ZCMG. Segundo Florisbal *et al.* (2012), estas rochas teriam sido gerada por mistura de fontes mantélicas e crustais em um ambiente tectônico pós-colisional.

Segundo Florisbal (2011), isótopos de Sm-Nd-Pb mostram que as fácies muscovita-biotita granodioritos, biotita monzogranito e leucogranítica não são

estritamente comagmáticas. A autora defende que a fácies mais primitiva foi gerada através de interação manto-crosta peraluminosa. A fácies biotita monzogranito, embora mais félsica, possui teores consideráveis de Ca, MgO, TiO₂ e Ba, e baixo K₂O, FeO, Sr e Rb, refletindo, assim, um provável *mixing* com rochas de afinidade toleítica. O leucogranito deriva apenas de fontes crustais. Nesse contexto, a ZCMG teria papel fundamental na geração de magmas derivados do manto e na interação destes com fontes crustais.

3.4. GRANITO MARISCAL

O Granito Mariscal corresponde a sienogranitos a monzogranitos cujos afloramentos mais completos são encontrados no extremo norte da Praia do Mariscal. Possui coloração cinza clara e é rico em quartzo, com muscovita e biotita, raramente apresentando granada como acessório. O GM possui textura heterogranular média a fina, e textura porfirítica localizadamente, marcada por megacristais esparsos de até 1,5 cm de plagioclásio e K-feldspato, subidiomórficos ou arredondados, em matriz heterogranular. Em diversos afloramentos se constata a presença de concentrações de cristais maiores de feldspatos e de *schlieren* biotíticos que, de acordo com Bitencourt (1996), especulam-se provenientes da digestão progressiva de fragmentos de gnaisses do embasamento e dos GQI.

Segundo Bitencourt (1996), o GM é intrusivo nos GQI e nas unidades do embasamento, com contatos usualmente difusos e interdigitados ao longo de superfícies sub-horizontais, subparalelos à foliação. Isto sugere um baixo contraste de viscosidade entre eles. A estrutura planar principal, foliação S₀ de fluxo magmático, é uma foliação descontínua, originalmente subhorizontal, concordante com a foliação dos gnaisses encaixantes e semelhante à do GQI. Essa estrutura é marcada pelo alinhamento de micas e feldspatos e realçada por *schlieren* biotíticos. Verifica-se uma verticalização progressiva dos contatos e estruturas planares, bem como sua transposição parcial nas proximidades das zonas de transcorrência (Florisbal, 2011).

Com frequência, o GM apresenta feições de deformação do estado sólido, interpretadas como correlatas ao evento transcorrente. Ainda, xenólitos das rochas encaixantes são bastante comuns, em geral com 20 a 50 cm de comprimento, constituindo fragmentos de granitos porfiríticos biotíticos, correlacionáveis aos GQI,

biotita gnaisses finamente laminados, pegmatitos, gnaisses de composição granítica e, mais raramente, lentes métricas de metatonalito que correspondem ao Complexo Porto Belo (Bitencourt, 1996, Florisbal, 2011).

4. MÉTOLOGIA E MÉTODOS

Este projeto opta por utilizar uma metodologia integrada a partir de dados petrológicos, estruturais e microestruturais. O detalhamento estrutural pode ser dividido em três etapas. A primeira etapa abrange atividades pré-campo, que consistem, em primeira instância, em uma preparação para a saída de campo. A segunda etapa corresponde às atividades de campo para coleta de dados. A última etapa consiste às atividades pós-campo, na qual um tratamento dos dados obtidos anteriormente é realizado.

4.1. ETAPA DE PREPARAÇÃO DE CAMPO

Durante a etapa pré-campo são compilados trabalhos de caráter científico-geológico realizados na região. Dentre eles, destaque para Bitencourt (1996), que define os GQI e unidades adjacentes, e Florisbal (2011) que faz a integração entre geologia de campo, isotópica e geoquímica.

Artigos relevantes foram acessados através do Portal de Periódicos da Capes, entre os quais se pode citar Sanderson e Marchini (1983), que define o conceito de transpressão. Ainda, tem-se acesso a cadernetas de campo de antigos trabalhos realizados na área, que serviram de base para construção do conhecimento sobre a região.

Além da revisão bibliográfica, é realizada uma prospecção de acessos para afloramentos através de imagens de satélites obtidas pelo *software Google Earth Pro* versão 7.15.1557. Entende-se que as atividades que compõem esta etapa são essenciais para o planejamento e realização de saída de campo de forma eficiente.

Com base em informações obtidas nesta etapa, optou-se por fazer o detalhamento estrutural na seção tipo dos Granitoides de Quatro Ilhas, localizada na praia de Quatro Ilhas, na Ponta de Fora. Essa escolha se deve, principalmente, à boa exposição dos granitoides nessa área, à facilidade de acesso ao afloramento, à

documentação prévia de bandas máficas como bons marcadores estruturais da deformação, e à representatividade regional da rocha exposta no local.

4.2. ETAPA DE AQUISIÇÃO DE DADOS

No segundo estágio, é realizada a etapa de campo de seis dias com a finalidade de coleta de dados. A base do trabalho é a documentação de feições estruturais através de croquis de detalhe. O enfoque é dado em contatos entre diferentes tipos de rochas e estruturas comuns na área de estudo, tais quais foliações, lineações, assimetria de grãos, planos axiais e eixos de dobras. Para tanto, com o auxílio de papel milimetrado tamanho A3, é desenhado um croqui em planta, representando toda a extensão do afloramento, de cerca de 30x50m. Este croqui é denominado Mapa Estrutural da Ponta de Fora (Fig. 7), no qual estão representadas as injeções de diversas composições que cortam o afloramento, bem como zonas de alta deformação e cominuição dos grãos. Ainda, estão plotados 110 pontos representando sítios estruturais, cada qual com documentação e significado estrutural. O dimensionamento e localização dos elementos que compõem o croqui, tais como injeções e sítios estruturais, são feitos utilizando-se bússola e trena. Finalmente, em locais de interesse, são desenhados seis novos croquis de detalhe, para documentação de estruturas (Fig. 8). Estes croquis detalhados também estão plotados no croqui geral para fins de localização.

Para que a técnica de detalhamento estrutural seja adequada é necessário que as seções escolhidas para serem representadas sejam as de melhor exposição possível, e que sejam de orientação e distribuição adequada. Portanto, a ausência destas características é uma vulnerabilidade da técnica. Para contorná-la, é feita a etapa pré-campo para avaliar a qualidade do afloramento estudado. Outro problema é a possibilidade de feições de interesse terem sido encobertas por alteração ou líquen. Assim, faz-se necessário o transporte de galões de água, bem como escovas de aço, para eventual limpeza do afloramento. A resolução dos dados obtidos é em meso e microescala. Estes dados podem ser extrapolados para escala regional, mas sem garantia de representatividade. A precisão do detalhamento estrutural, bem como do levantamento de medidas estruturais dependem do nível de detalhe desejado.

Concomitantemente, é realizada a coleta de medidas nas estruturas observadas em campo, utilizando uma bússola modelo *Clar*. Esse modelo de bússola é vantajoso devido à sua praticidade em obter medidas planares, uma vez que a tampa da bússola materializa o plano a ser medido, enquanto o corpo da bússola representa um plano horizontal. Assim, a direção do plano é marcada na agulha e o mergulho do plano é verificado de forma ágil na gradação que há no eixo da tampa. As medidas foram realizadas de forma sistemática, cobrindo toda a área do afloramento, e plotadas no croqui em planta geral, correspondendo aos sítios estruturais marcados. Foi obtido um total de 244 medidas de foliação, 30 medidas de plano axial com 29 respectivos eixos de dobras, 32 medidas de lineação mineral e de estiramento, e 42 medidas de injeções, totalizando 377 medidas.

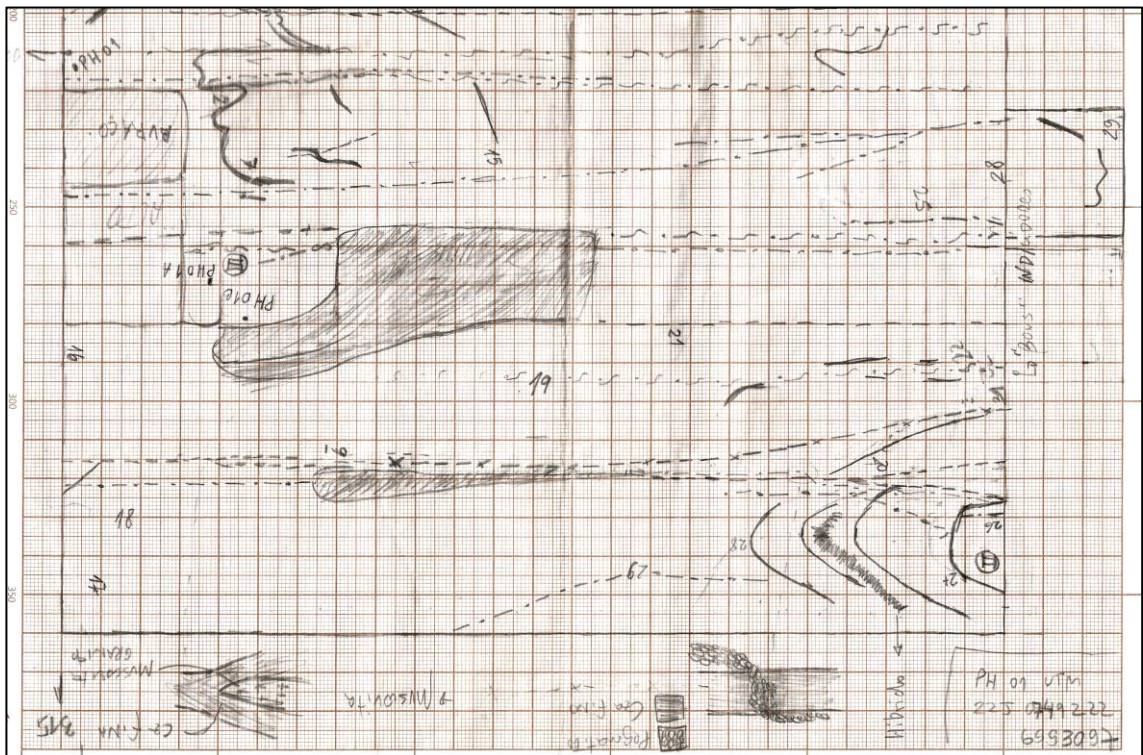


Figura 7. Mapa Estrutural da Ponta de Fora, produzido em campo. Injeções de diferentes composições são representadas por diferentes estilos de traços e sítios estruturais são representados por números. Versão digitalizada disponível na figura 10.

Por se tratar de uma técnica relativamente simples, são necessários apenas alguns cuidados fundamentais ao que se refere à obtenção dos dados estruturais com a bússola. Uma das vulnerabilidades desta técnica é a eventual não representatividade de medidas tomadas. Contorna-se esse problema com a tomada de um grande número de medidas, na intenção de diminuir a representatividade de medidas individuais. A precisão do instrumento na tomada de azimutes é de dois graus, plenamente aceitável na escala de trabalho desse projeto.

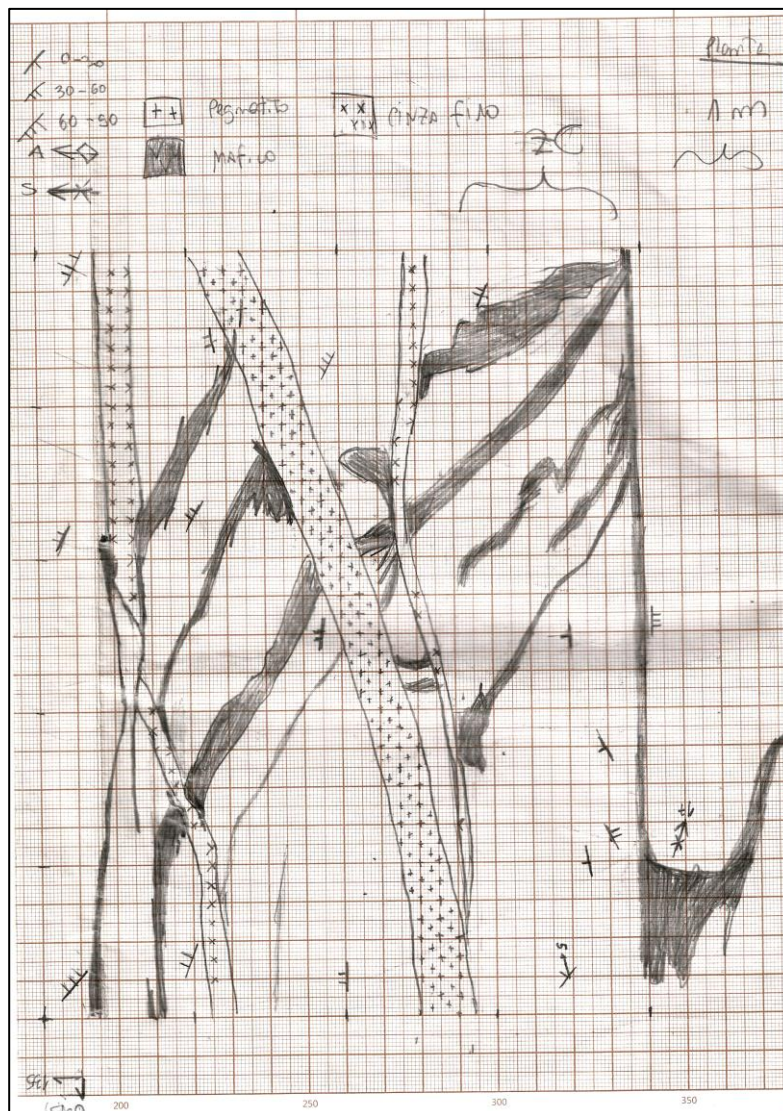


Figura 8. Croqui de detalhe produzido em campo. Nele estão representadas injeções de diferentes composições bem como medidas estruturais coletadas em campo. Versão digitalizada disponível na figura 7.

Durante a etapa de campo é realizada a coleta de seis amostras orientadas para laminação. As amostras são coletadas em áreas de interesse, visando representar o afloramento em mesoescala. A orientação é feita com a amostra *in situ*. Escolhe-se uma superfície da amostra e mede-se a atitude desta superfície com o auxílio de uma bussola. Após a medida, deve-se marcar o plano medido sobre a superfície com o auxílio de um marcador permanente. Assim, pode-se reconstruir o posicionamento e orientação espacial da amostra em laboratório tendo essa marcação como referência.

Finalmente, o posicionamento das amostras *in situ* é plotado no croqui em planta geral para contextualização. O procedimento de orientação de amostras permite a obtenção de diversas informações, tais como a análise laboratorial de orientações preferenciais de estruturas; a investigação de relações entre e a trama tectônica da rocha e o crescimento mineral durante o metamorfismo/deformação, a cinemática da deformação através de indicadores cinemáticos, entre outros (McClay, 1987)

Feições marcantes também estão documentadas em fotografias. A fim de localizar essas imagens no croqui em geral em planta, estas estão amarradas a sítios estruturais correspondentes espacialmente. Por vezes essas fotografias são úteis na etapa pós-campo, no auxílio da digitalização dos croquis de detalhe.

4.3. ETAPA DE TRATAMENTO DE DADOS

Na terceira etapa, croquis desenhados em campo são digitalizados através do *software Corel Draw®* versão X6 (Fig. 9). Este processo consiste, primeiramente, no escaneamento dos croquis produzidos durante a etapa de campo em resolução de 300 dpi. Em seguida, as imagens geradas são importadas para o *Corel Draw* e servem de base para a vetorização e criação de novas ilustrações.

Ainda durante a terceira etapa, se realiza a criação de um banco de dados estruturais utilizando o *Microsoft Excel®* versão 2010. Esse processo objetiva a compilação das mais de 300 medidas obtidas em campo, facilitando o acesso à informação. Além disso, é gerado um arquivo passível de ser processado por diversos *softwares* de processamento de dados, como por exemplo, o *ArcGIS* ou o *Stereo32*.

Estereogramas são confeccionados com o auxílio do *software Stereo32®*. Problemas estruturais em geologia são geralmente resolvidos através da análise geométrica tridimensional das estruturas. Para essa análise, estereogramas são ferramentas essenciais, pois representam graficamente planos e linhas que interceptam o plano equador de uma esfera. Esses planos e linhas reproduzem as estruturas geológicas observadas em campo, possibilitando a visualização das relações angulares entre elas (Loczy & Ladera, 1976).

O aplicativo *Stereo32*® versão 1.0.3 permite que bancos de dados em formato de texto separado por tabulações sejam facilmente importados e plotados em projeções estereográficas equiáreas de hemisfério inferior. Assim, dados previamente compilados no *Excel* geram estereogramas, que por sua vez, são editados no aplicativo *Corel Draw*® para interpretação e publicação (Fig. 10).

Croqui I

Croqui em Planta

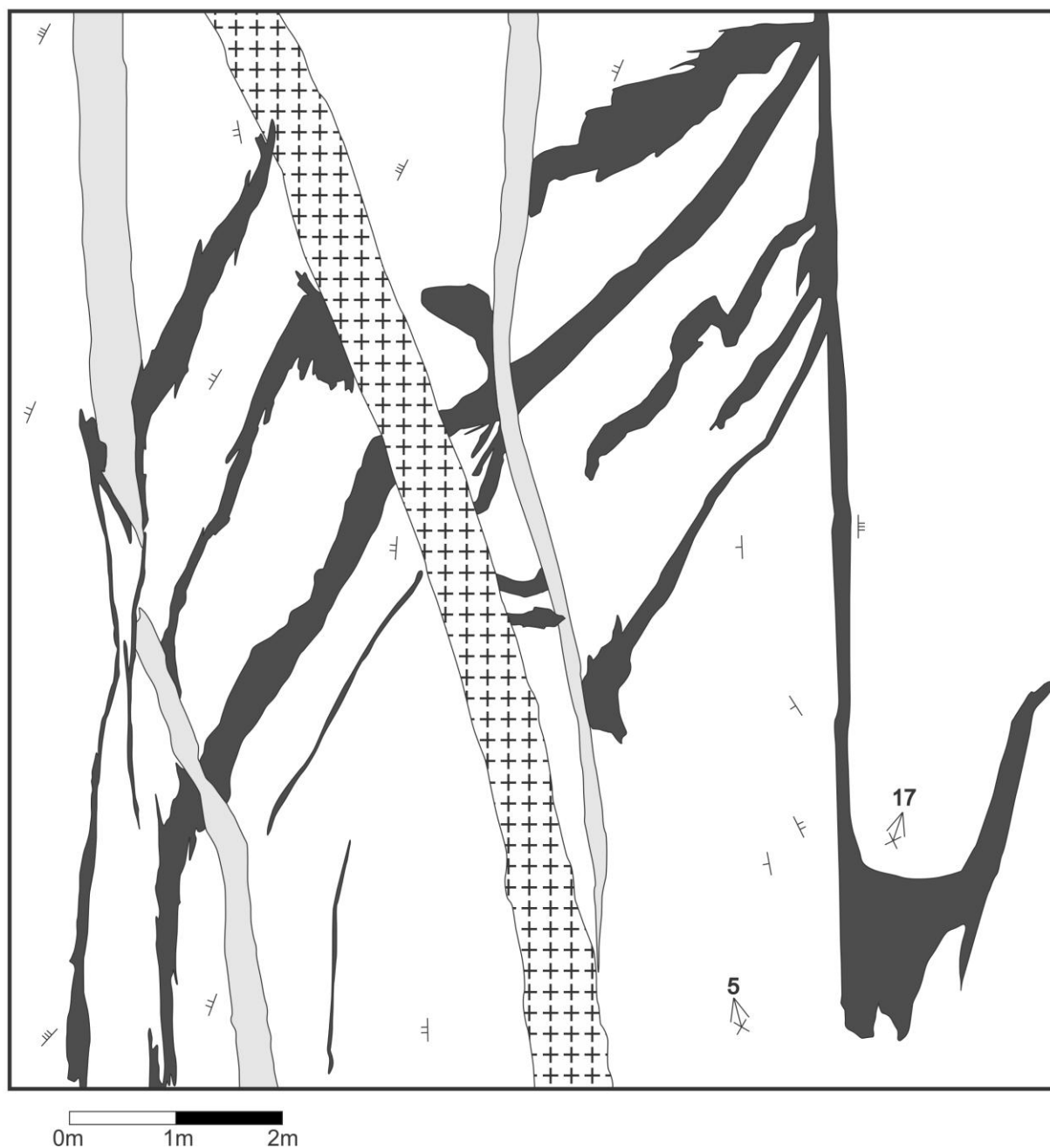
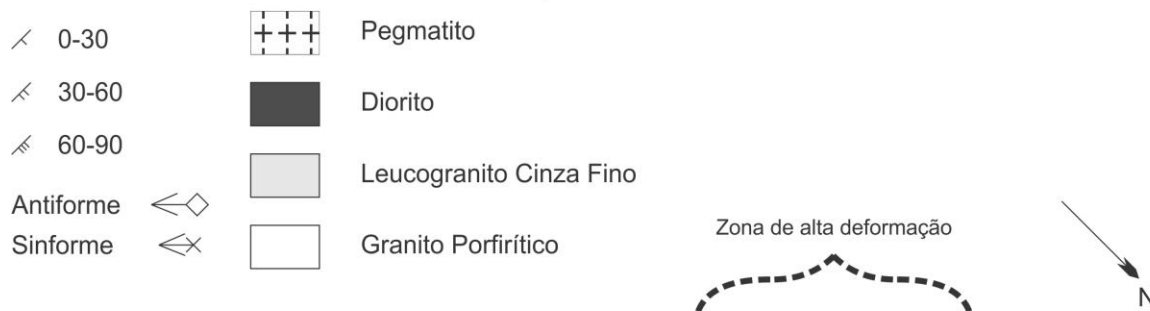


Figura 9. Croqui de detalhe mostrado na figura 4 após processo de digitalização. Estão representadas injeções de diferentes composições, bem como medidas estruturais obtidas no local.

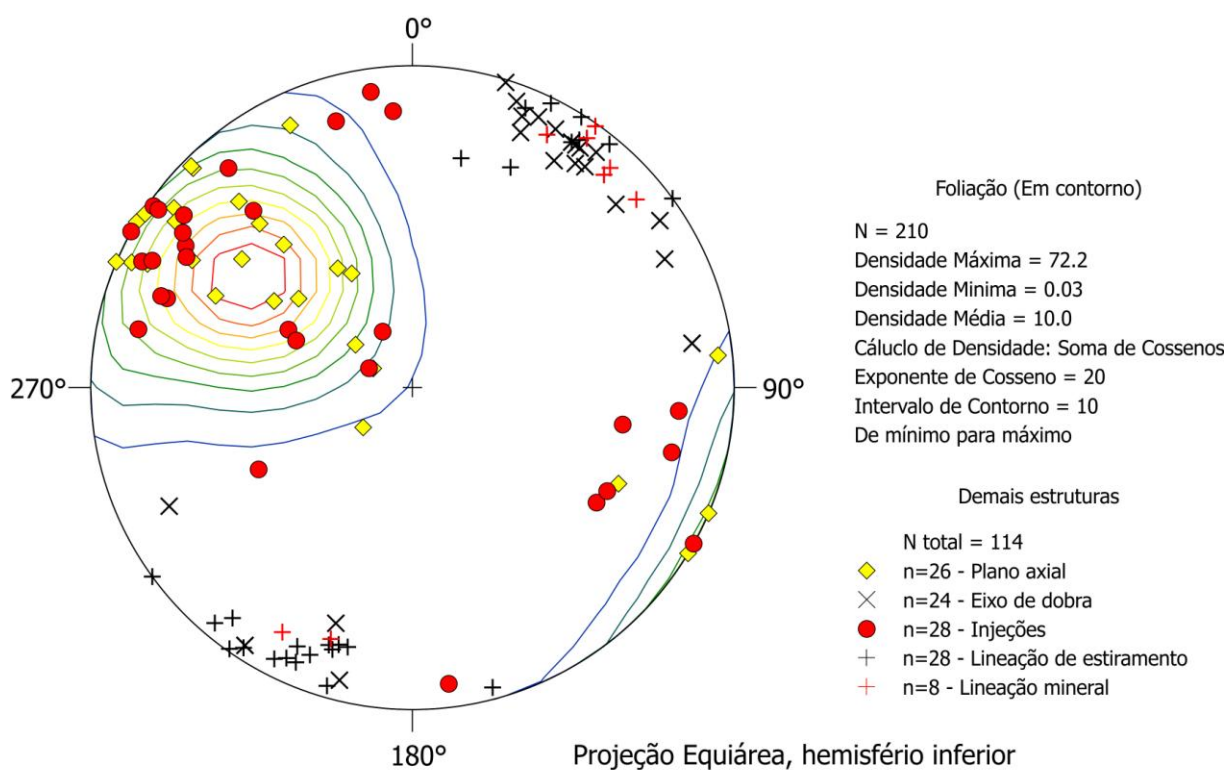


Figura 10. Projeção estereográfica representando as foliações contornadas por densidade (210 medidas), planos axiais de dobra (26 medidas), eixos de dobras (24 medidas), injeções de diversas composições (28 medidas) e lineações de estiramento e mineral (28 e 8 medidas, respectivamente). Total de 322 medidas.

A análise de microestruturas foi efetuada em 15 lâminas petrográficas orientadas, confeccionadas a partir de porções de interesse de amostras em situações específicas, coletadas durante a etapa de campo. Diferentes minerais deformados sob diferentes comportamentos reológicos, geram microestruturas que registram uma sequência de eventos e processos. Logo, através da interpretação e análise microestrutural pode-se reconstruir relações de temperatura/deformação durante a cristalização de plútons (Zibra *et al.*, 2012). Inicialmente, selecionam-se porções das amostras com feições de interesse/representativas do conjunto estudado. Então, são efetuados cortes nas amostras paralelamente ao plano XZ, perpendicular à foliação da rocha e paralelo à lineação. Cortes nesse plano permitem a visualização de indicadores confiáveis da cinemática de deformação. Neste plano, marcam-se com um pincel marcador permanente os locais onde as seções delgadas serão produzidas. Nesta etapa, é importante que a relação angular entre a orientação da amostra de campo, medida previamente, e a orientação da

lâmina marcada seja registrada sob a forma de uma pequena marcação na lâmina. Este cuidado permite correlacionar as informações em escala micro e macroscópica.

As lâminas produzidas são analisadas em microscópio polarizador Olympus BX51 disponível no Laboratório de Microscopia do CPGq. Baseado em dados da literatura, feições observadas são interpretadas no que diz respeito a processos e condições de deformação. Finalmente, as feições microscópicas analisadas são documentadas através da câmara Olympus UE30 acoplada ao microscópio e do software *AnalySISgetIT*® versão 5.2, responsável pelo registro das imagens.

De acordo com Zibra *et al.* (2012), a análise de microestruturas é uma técnica adequada para reconstruir condições de temperatura/deformação durante a cristalização de corpos graníticos. Entretanto, é preciso garantir que as lâminas possuam representatividade. Assim, a escolha da região da amostra a ser laminada, bem como a garantia de um número razoável de lâminas distribuído de forma representativa na área estudada, é fundamental, bem como o cuidado com a orientação destas. A resolução utilizada na análise petrográfica e microestrutural é de escala microscópica.

Finalmente, os dados obtidos durante a Etapa de Campo e tratados ao longo da Etapa Pós-Campo estão interpretados e compilados. Através da integração de dados propõe-se um modelo da evolução do afloramento da Ponta de Fora sob a forma de blocos diagrama.

Os blocos diagrama são produzidos de forma manual e posteriormente digitalizados em *Corel Draw*®. Para tanto, é utilizada a projeção cilíndrica ortogonal em perspectiva isométrica. Neste modelo de projeção, os eixos ortogonais x, y e z são desenhados a 120° entre si e as medidas ortogonais possuem a mesma proporção para cada um dos eixos dimensionais (Carlbon *et al.*, 1978). Dessa forma, diferentes croquis de afloramento puderam ser integrados com facilidade. Como resultado se tem a representação em quatro dimensões do afloramento da Ponta de Fora.

5. ESTRUTURAS DE MACROESCALA DOS GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS

5.1. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A porção do afloramento da Ponta de Fora estudada constitui um lajeado de cerca de 30x50m. A exposição do GQI de fácies biotita monzogranito porfirítico é contínua ao longo do costão. Caudas de recristalização são abundantes, principalmente nos fenocristais/porfiroclastos de K-feldspato. Observou-se forte foliação milonítica paralela à foliação ígnea, com direção predominante NE e mergulhos variando de sub-horizontais a subverticais (Fig. 11a).

Observa-se uma predominância de foliação com direção 045° e mergulhos variando de baixo a alto ângulo. As injeções também apresentam um padrão, estando posicionadas em direção preferencial 045° quando não afetadas por dobramento. A discriminação entre foliações magmáticas e deformacionais é difícil, visto que o alinhamento de cristais e a milonitização ocorrem tanto nas estruturas de alto ângulo de mergulho quanto nas de baixo ângulo (Fig. 11a). Entretanto, é possível observar uma progressão da foliação de mergulho de baixo ângulo para a foliação de alto ângulo.

Bandas de composição diorítica, bem como veios aplo-pegmatíticos, comumente intrudem o granito porfirítico (GP) (Fig. 11b). Essas injeções foram sistematicamente classificadas em campo com base na sua composição e textura em: a) Diorito (DRT), b) Termo máfico híbrido, mais diferenciado (TMH), c) Granito cinza, de granulometria fina (GCF) e Pegmatito (PMT). As injeções têm espessura de 10 a 60 centímetros e em geral são paralelas à foliação, com contatos regulares ou interdigitados (Fig. 11c). Mais raramente, são paralelas ao plano axial de dobras de mesoescala.

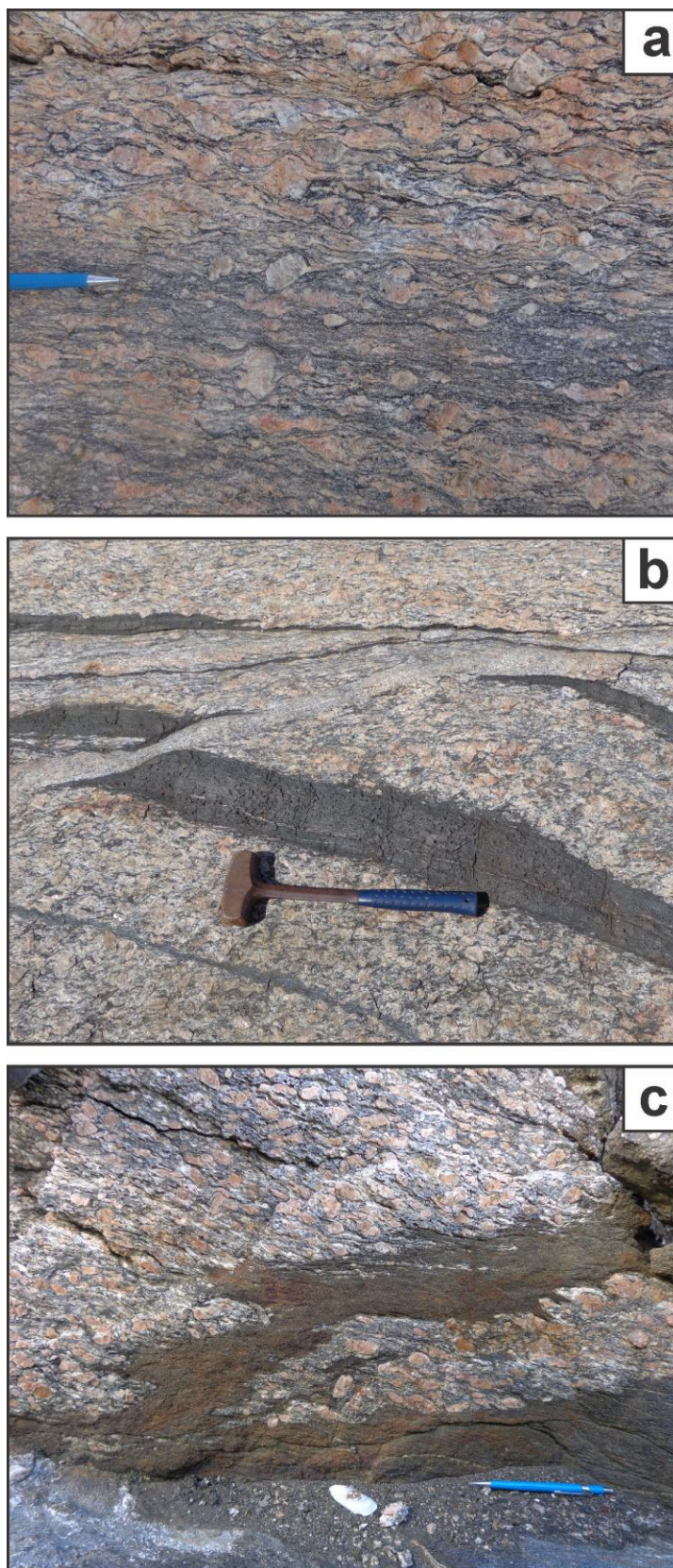


Figura 11. Feições de mesoescala dos GQI. a) Foliação milonítica paralela à foliação ígnea, marcada pelas caudas de recristalização abundantes e pela orientação mineral. b) Relações de mútua intrusão entre os termos máficos e félsicos injetados no GP. c) Banda máfica interdigitada com o GP aproveitando-se dos planos de foliação.

As dobras de mesoescala afetam o conjunto em porções localizadas. Neste caso as bandas de DRT concordantes com a foliação são marcadores do dobramento: eixos em média têm baixo caimento para 035° ; e planos axiais tem direção média 040° , com mergulhos aproximados de 60° para SE. A análise estatística da projeção estereográfica das medidas de foliação mostra que essa progressão de baixo para alto ângulo se dá por rotação em torno de um eixo de direção 212° e caimento de $0,78^\circ$ (Fig. 12a).

Entre as diversas feições de mesoescala, foram documentadas lineações mineral e de estiramento nos GQI. A lineação mineral é marcada principalmente pelo alinhamento dimensional de fenocristais de feldspato, com baixo ângulo de caimento e direção $020-200^\circ$ em média (Fig 12a). O estiramento é paralelo ao alinhamento mineral e marcado pelas caudas de recristalização predominantemente destrais e localmente sinistrais.

A análise da projeção estereográfica das medidas de lineação mineral e de estiramento deixa clara a relação de paralelismo destas com as medidas de eixos de dobra subhorizontais com direção N-NE (Fig. 12b). É comum que as injeções aplopegmatíticas sejam paralelas ao plano axial (PA) das dobras, por vezes injetadas ao longo desse plano, acompanhadas de movimentação oblíqua com componente destral. As estruturas de interesse no afloramento foram documentadas e posicionadas no Mapa Estrutural da Ponta de Fora (Fig.13).

Observa-se na projeção estereográfica uma predominância dos mergulhos de foliação para SE. As lineações possuem baixo caimento, preferencialmente para SW, mas também para NE. Elas apresentam baixo *rake* com os planos de foliação em que estão contidas, o que indica um transporte tectônico do tipo tangencial a *strike-slip*, a depender do mergulho da foliação que a contém.

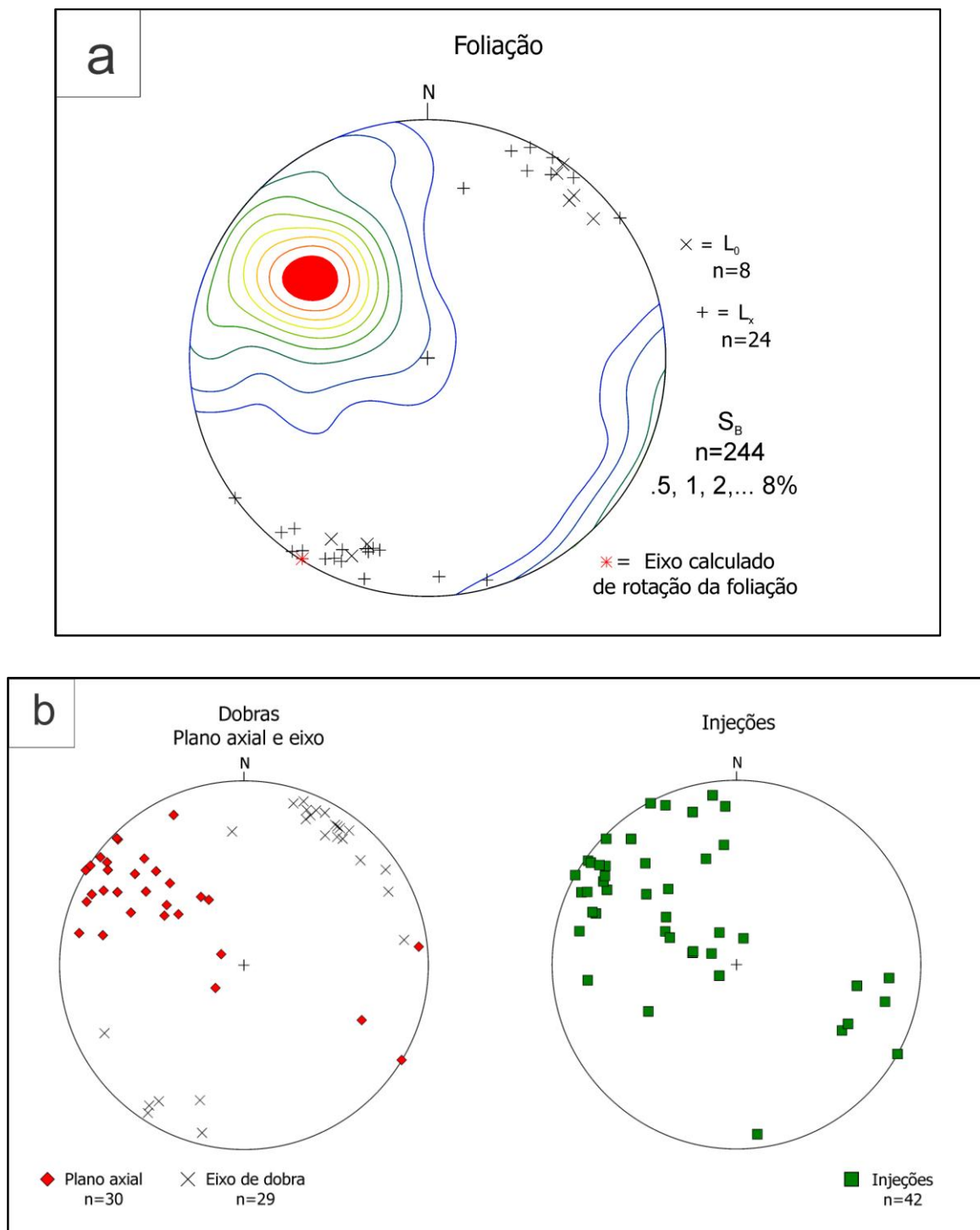


Figura 12. Projeção estereográfica de: a) Polos de foliação ígnea e milonítica de direção N-NE em diagrama de densidade, mostrando a progressão desta de baixos para altos mergulhos. O eixo de rotação possui caimento para SW e o plano de rotação é subvertical com direção 122° . Lineações mineral e de estiramento são sub-horizontais para NE-SW, marcadas por cruzes. b) Plano Axial de dobras em vermelho, com direção N-NE e mergulhos de sub-horizontais a subverticais; eixos de dobras com caimentos para N-NE e S-SW, marcados em cruz preta; Injeções de diferentes composições marcadas em verde, subparalelas a PA de dobras. Projeção em rede equiárea, hemisfério inferior.

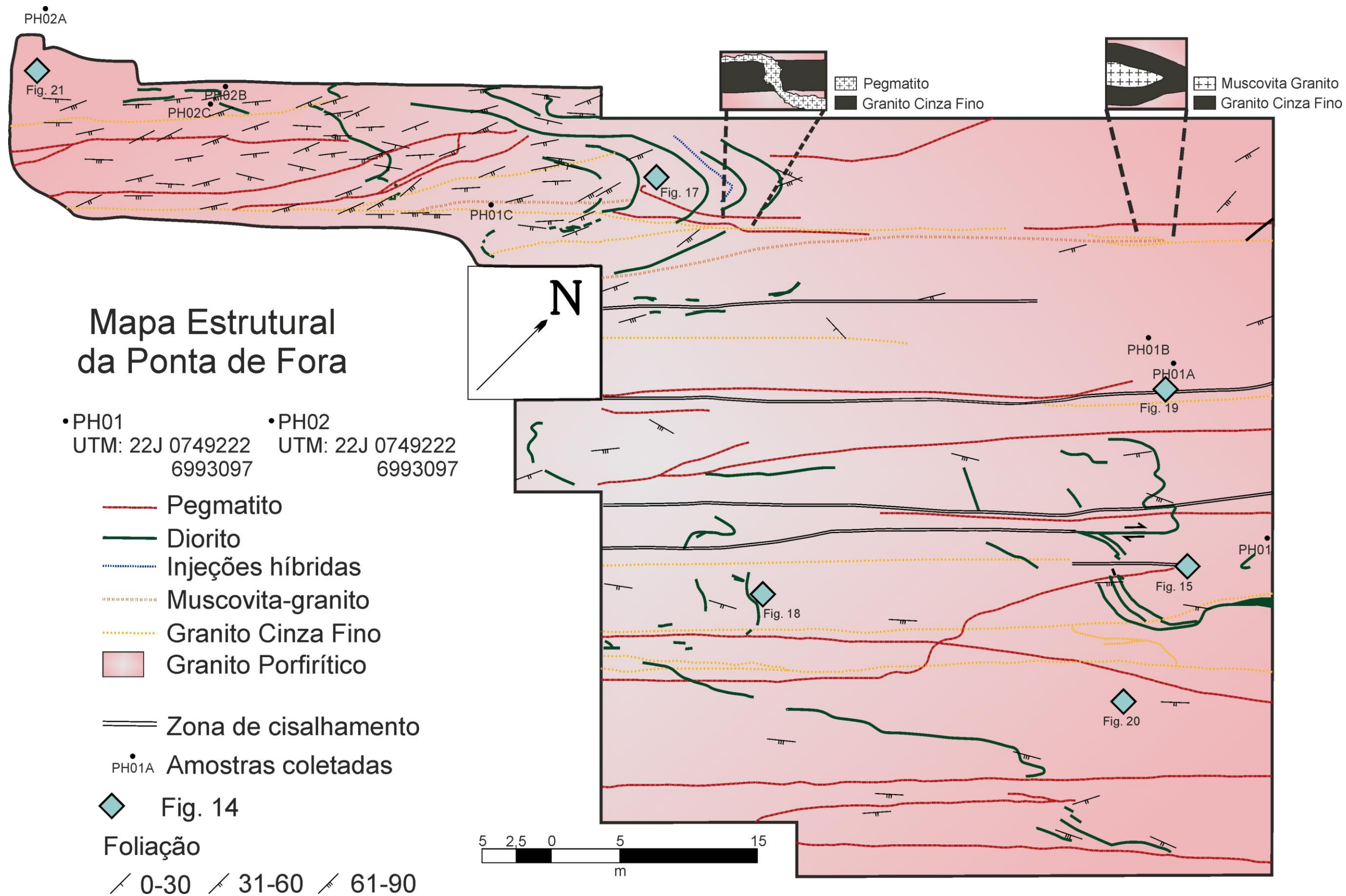


Figura 13. Mapa estrutural da Ponta de Fora com a distribuição espacial das estruturas de foliação, injeções de diferentes composições, amostras coletadas e croquis, reproduzidos no trabalho sob a forma de figuras.

Em um mesmo volume de rocha do afloramento, os GQI aparentam diferentes intensidades de estiramento. Entretanto, esta impressão se deve ao fato de o estiramento e a orientação dos fenocristais serem paralelos à direção da foliação. Assim, seções subverticais ortogonais à direção da foliação (plano YZ) aparentam possuir menor estiramento e texturas ígneas bem preservadas, enquanto cortes subverticais paralelos à direção da foliação (plano XZ) têm textura porfiroclástica bem desenvolvida. Desse modo, conclui-se que a aparente heterogeneidade no estiramento dos minerais é devida à impressão de corte.

Na porção sudoeste do afloramento observa-se uma banda de ultramilonito com cerca de 20 cm de espessura. O ultramilonito possui cor escura e é composto por fina matriz quartzo-feldspática e alguns porfiroclastos milimétricos de feldspato, bem arredondados. A relação concordante da banda com a foliação milonítica do granito porfirítico circundante, subvertical com direção NE, e o seu contato abrupto com a encaixante apontam para o ultramilonito como resultado de deformação tardi-a pós-magmática atuando sobre o GP.

De forma localizada, observa-se a ocorrência de apenas uma zona discreta com intensa concentração de deformação. Ela possui cerca de 40 cm de espessura e é caracterizada pelo aumento gradacional na cominuição dos grãos, das bordas para o centro da zona (Fig. 14). Esta zona de mais alta deformação ocorre imediatamente adjacente a uma injeção de GCF com cerca de 15 cm de espessura, concordante com a foliação milonítica subvertical



Figura 14. Zona de alta taxa de deformação no granito porfirítico, em destaque.

As figuras 11b e 15 mostram a relação de mútua intrusão entre as injeções de diferentes composições e o granito porfirítico. Percebe-se que os veios de pegmatitos e leucogranitos em geral cortam as bandas máficas em contatos não abruptos. Entretanto, em alguns locais as bandas máficas estão injetadas no pegmatito e cortam os leucogranitos. Pode-se ainda observar que as injeções têm contato interdigitado com o granito porfirítico, em alguns casos até sendo injetadas nos planos de foliação ígnea/milonítica (Fig. 11b e 15). Interpretam-se essas relações como indicativas de contemporaneidade das estruturas de injeção com o estágio magmático do granito porfirítico.

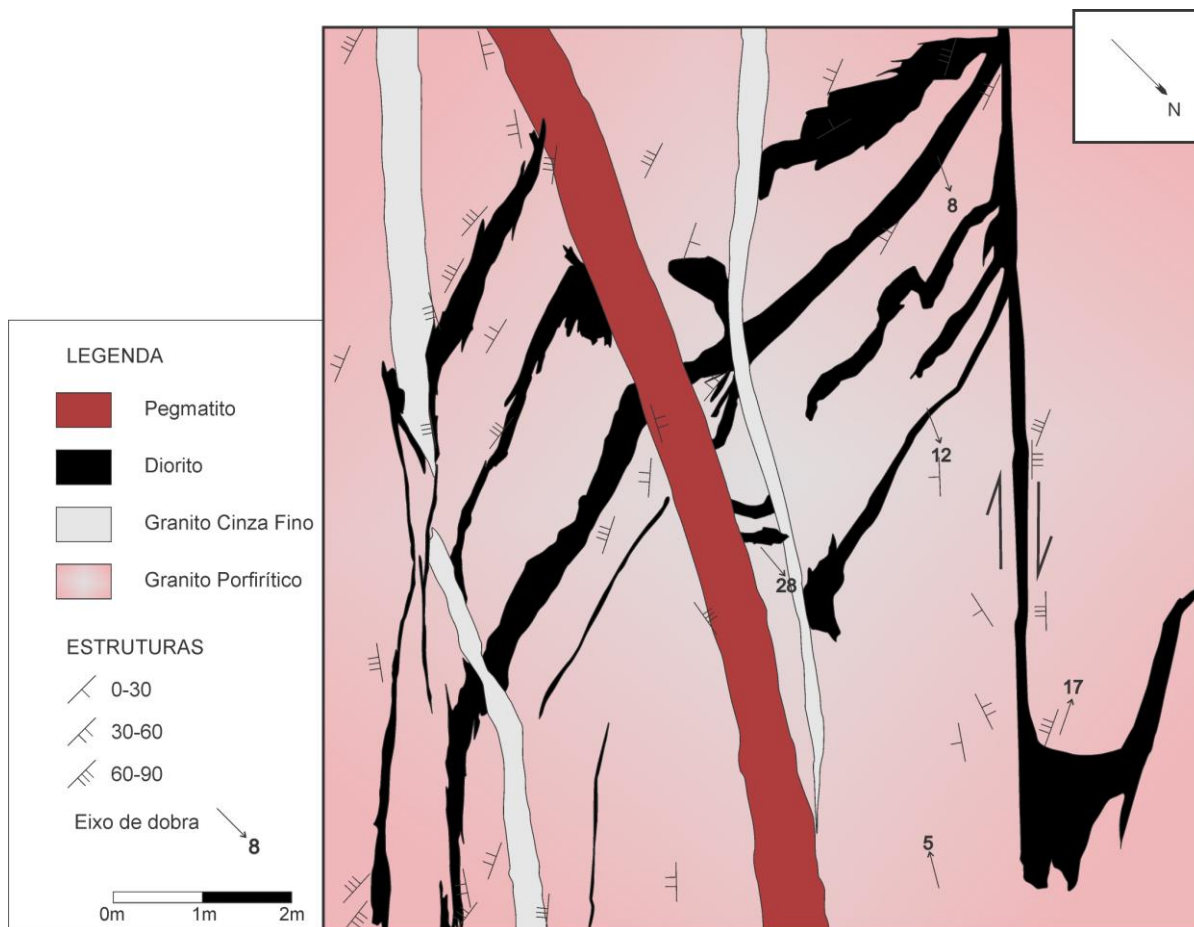


Figura 15. Croqui em planta representando as estruturas de foliação e eixos de dobras, além da relação de mútua intrusão entre o GP (rosa) e as injeções de composição pegmatítica (em bordô), diorítica (em preto), e leucogranítica (em cinza).

Na porção centro-oeste do afloramento se destaca a ocorrência de uma dobra de mesoescala marcada por injeções máficas (Fig. 16a e 17). Injeções alopemmatíticas cortam o GQI e as próprias injeções máficas, colocando-se no plano axial das dobras. Esta relação entre as injeções possui significado temporal e coloca as injeções pegmatíticas como ocorrendo sincrônicas ao dobramento.

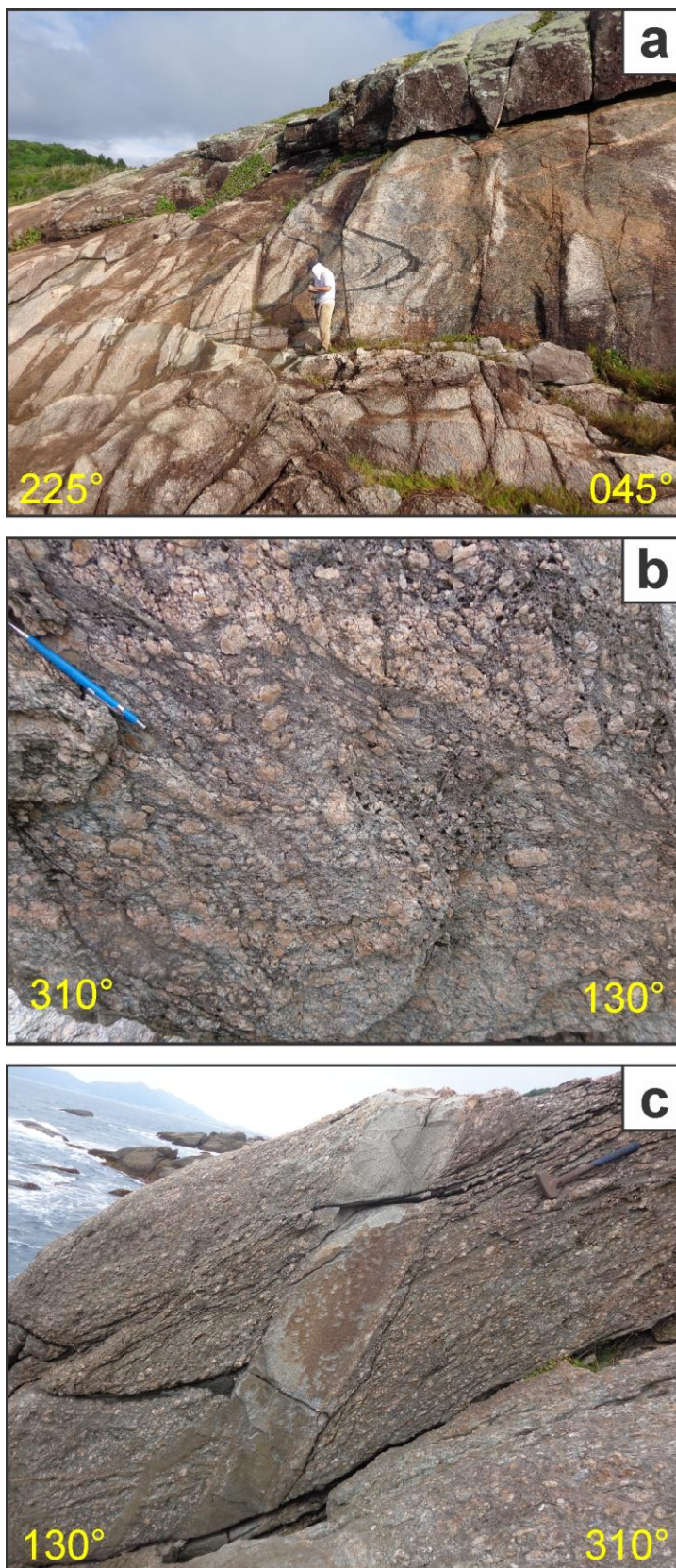


Figura 16. Feições de mesoescala dos GQI. a) Dobra de mesoescala marcada pelas bandas máficas concordantes com a foliação. b) Dobras assimétricas com eixo sub-horizontal e vergência para NW. c) Possante injeção de granito cinza fino truncando a foliação de baixo ângulo e arrastando-a para alto ângulo.

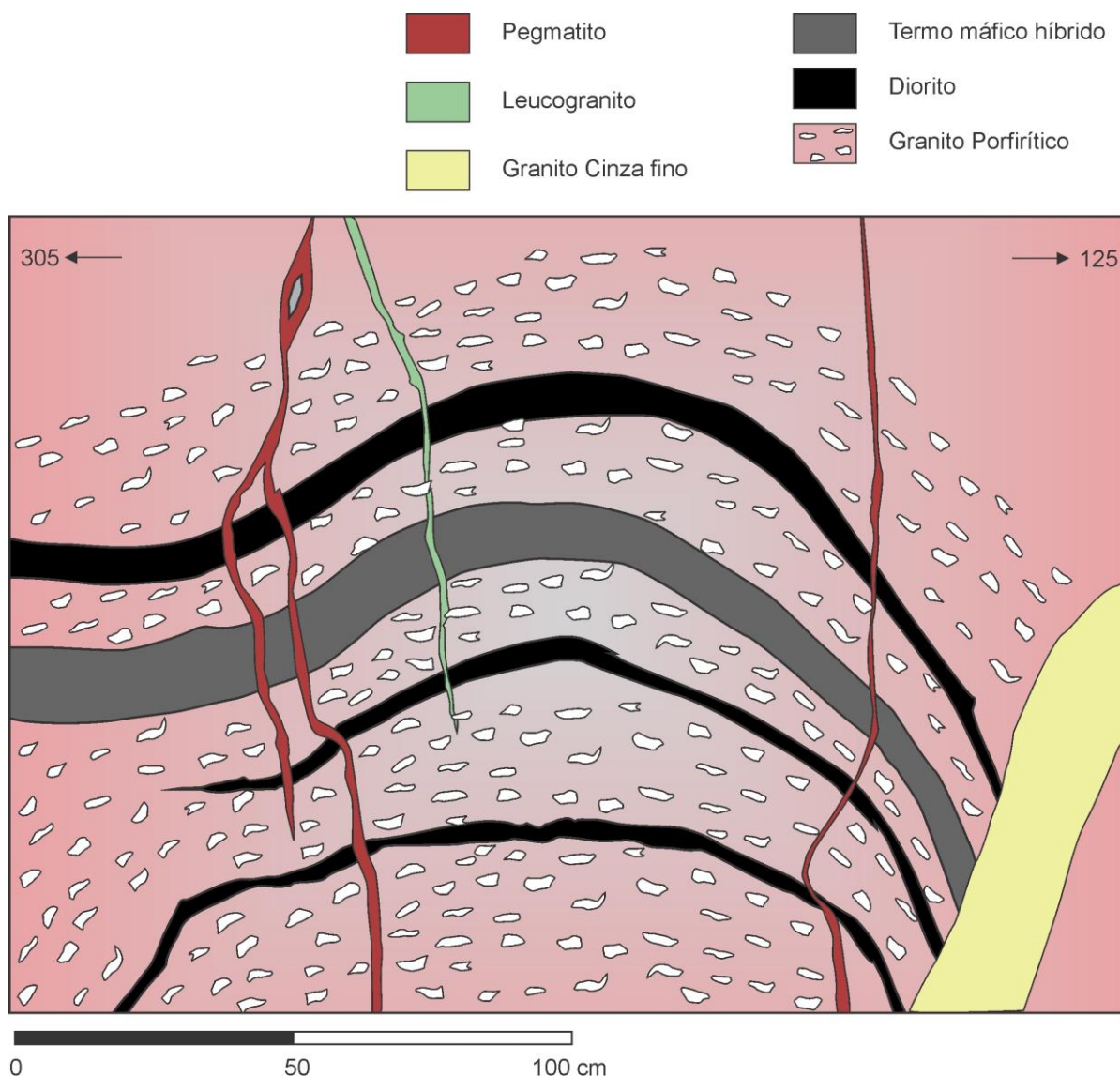


Figura 17. Croqui em perfil representando uma dobra de mesoescala, marcada pela foliação e pelas bandas máficas (em preto). Injeções aplo-pegmatíticas (em bordô e verde) são paralelas ao PA da dobra.

Em diversas porções do afloramento, cortes subverticais de direção 130° - 310° seccionam as dobras perpendicularmente ao eixo. Este é o plano de perfil das dobras e permite seu detalhamento sem falsas impressões de corte. São visualizadas dobras assimétricas com vergência para NW (Fig. 16b e 18). Elas possuem eixo de direção N-NE que é subparalelo ao eixo de rotação calculado para a progressão, o que aponta para uma relação entre a progressão da foliação e o dobramento.

Injeções aplo-pegmatíticas ocorrem subparalelas à direção dos PA das dobras assimétricas, aproveitando as estruturas planares de alto ângulo de mergulho. O arrasto da foliação milonítica pela injeção é restrito às adjacências e mostra movimentação oblíqua com componente destal (Fig. 16b e 18).

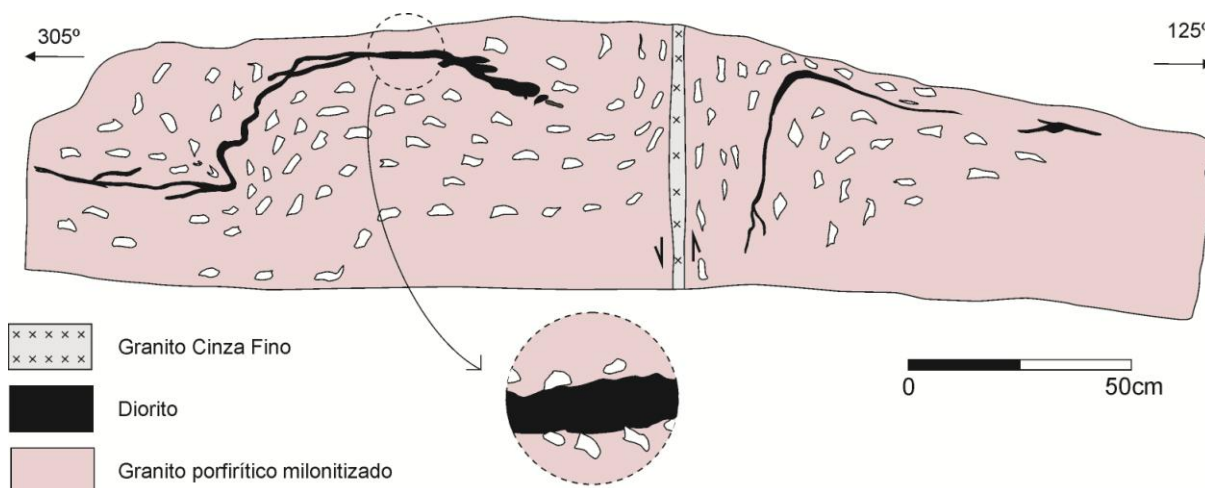


Figura 18. Dobras assimétricas com vergência para 305°, marcadas pela foliação e pelas bandas máficas. GCF injeta-se subparalelo ao PA das dobras e arrasta a foliação milonítica.

Estatisticamente, o se considerarem as medidas de dobras representadas na figura 12, que possuem PA de direção N-NE e eixo de dobras subverticais subparalelos a essa direção, esperar-se-iam medidas de foliação mergulhando com certa expressividade para SE e NW, materializando os flancos de dobra. A ausência de foliação mergulhando representativamente para NW permite inferir que as dobras, de modo geral, não são simétricas na Ponta de Fora, o que está de acordo com as observações de campo.

Em outra seção subvertical de direção 130° documenta-se uma injeção de pegmatito adjacente à zona de alta deformação do granito porfirítico, que é caracterizada pela maior cominuição e estiramento dos grãos da matriz e fenocristais. Essa zona se desenvolve e é controlada pelas regiões onde a foliação milonítica encontra-se com alto ângulo de mergulho, o que sugere relação com as dobras assimétricas que geram essa estrutura (Fig. 19).

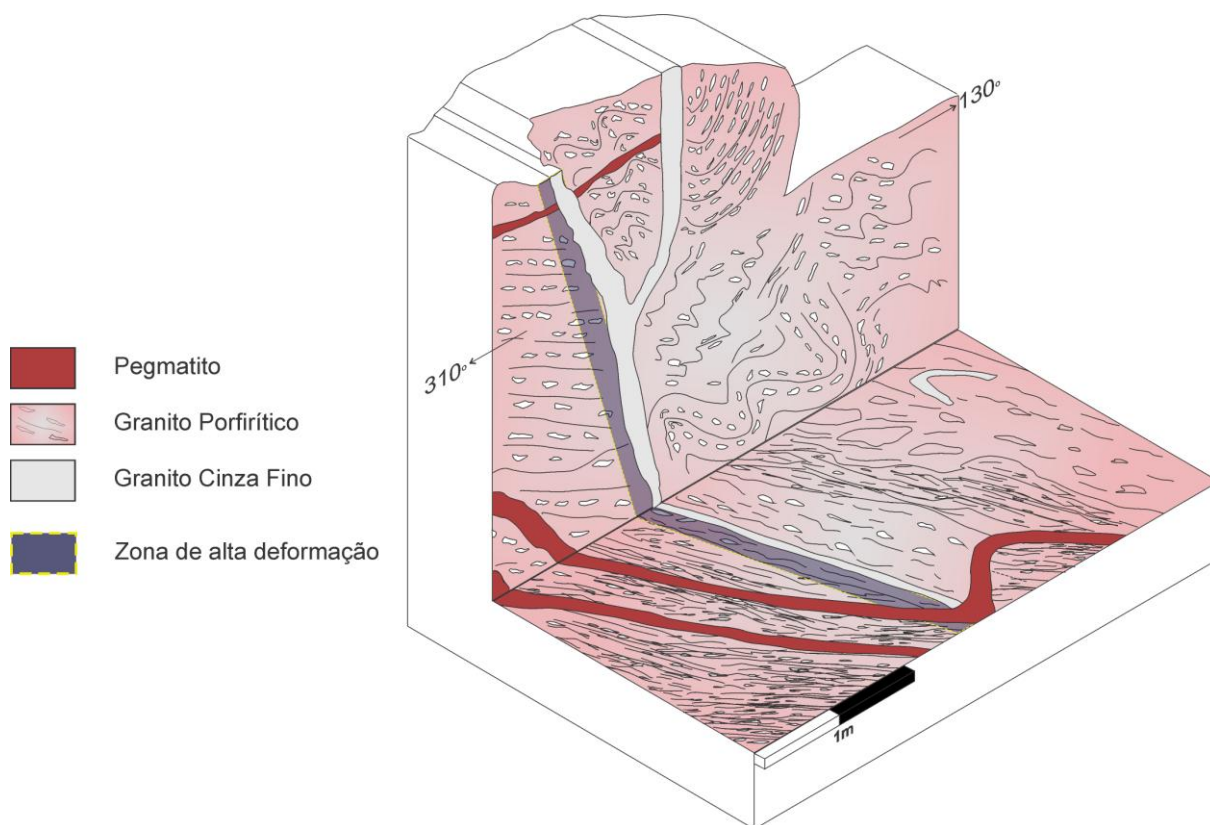


Figura 19. Zona de alta concentração de deformação caracterizada pela cominuição de grãos do GP. Localiza-se adjacente a uma injeção de GCF, controlada pela foliação de alto ângulo.

Injeções de termos máficos a híbridos seccionam veios pegmatíticos no GP e transportam fenocristais de feldspato (Fig. 20). O conjunto é afetado por dobras assimétricas com vergência para 305° marcadas pela foliação, injeções e fenocristais. No que diz respeito às idades relativas de formação dessas estruturas, essa feição atesta, mais uma vez, a contemporaneidade da deformação compressiva com as injeções e desenvolvimento de foliação milonítica. A ocorrência de estiramento mineral ortogonal à compressão concomitante é indicativa de transpressão (Sanderson & Marchini, 1983).

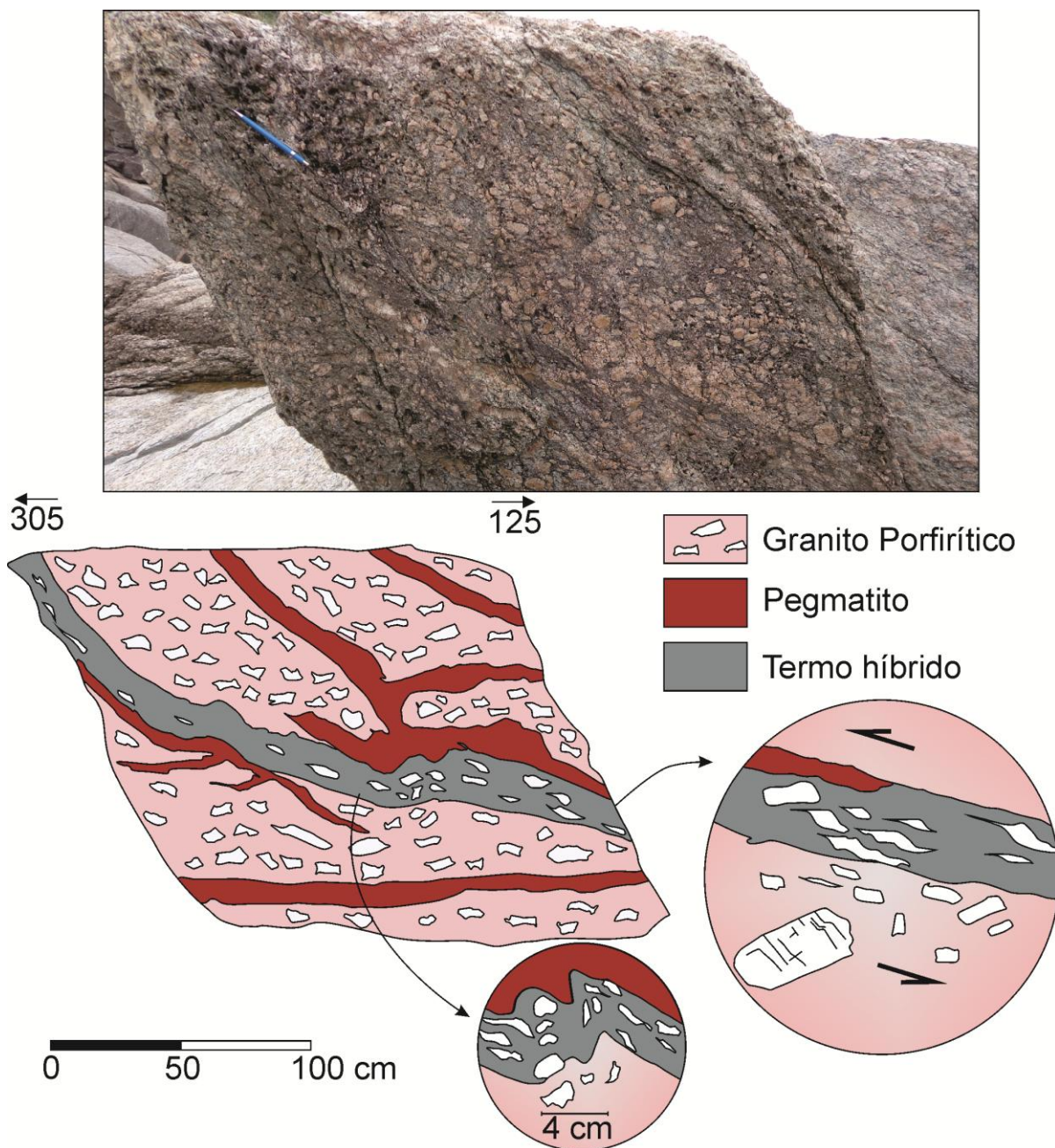


Figura 20. Termo máfico seccionando veio pegmatítico no GP e transportando fenocristais de feldspato. O conjunto é afetado por dobras assimétricas com vergência para 305 marcadas pela foliação, injeções e fenocristais.

Segundo Fossen (2010), na transpressão dominada por cisalhamento simples, o eixo X do elipsoide de deformação, representado pela lineação de estiramento, é horizontal. Ainda, segundo o autor, uma troca entre os eixos Y e Z ocorre no caso de constrição perfeita. No caso dos GQI, a constrição é responsável pela rotação da foliação e, portanto, do elipsóide de deformação. Tem-se o eixo de rotação (neste caso, eixo das dobras) paralelo ao eixo X do elipsoide. Assim,

durante a deformação dos Granitoides de Quatro Ilhas, o eixo X se mantém subhorizontal com caimentos para NE-SW, enquanto os eixos Y e Z estão orientados, respectivamente, subhorizontais SE-NW e subverticais na foliação de baixo ângulo; e subverticais e subhorizontais SE-NW na foliação de alto ângulo (Fig. 21).

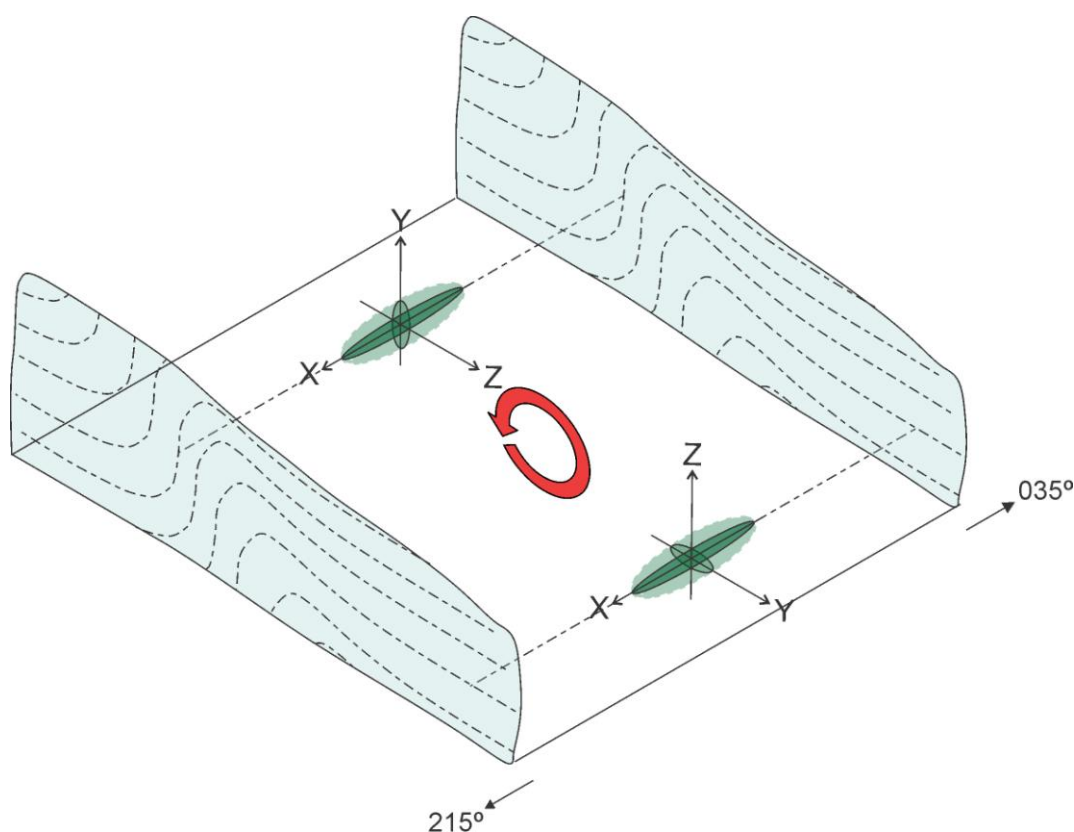


Figura 21. Representação esquemática do elipsoide de deformação finita do GQI sofrendo rotação com eixo paralelo ao estiramento mineral (eixo X).

A figura 22 mostra em perfil o granito porfirítico sendo dobrado e gerando uma dobra assimétrica do tipo horizontal mergulhante, de forma coerente com os resultados obtidos na projeção estereográfica. Os flancos das dobras mergulham 44° e 28° para 154° e 128° , respectivamente, e são marcados por injeções máficas. Enquanto isso, o PA das dobras é marcado por injeções de pegmatitos e possui direção 047° com mergulho de 68° para SE. O contato irregular entre as injeções e o GP sugere que o posicionamento destes é sincrônico ao desenvolvimento da foliação milonítica no granito porfirítico. As zonas transcorrentes de alta taxa de deformação se desenvolvem nos flancos curtos das dobras e os transpõem, dando origem a estruturas de alto ângulo.

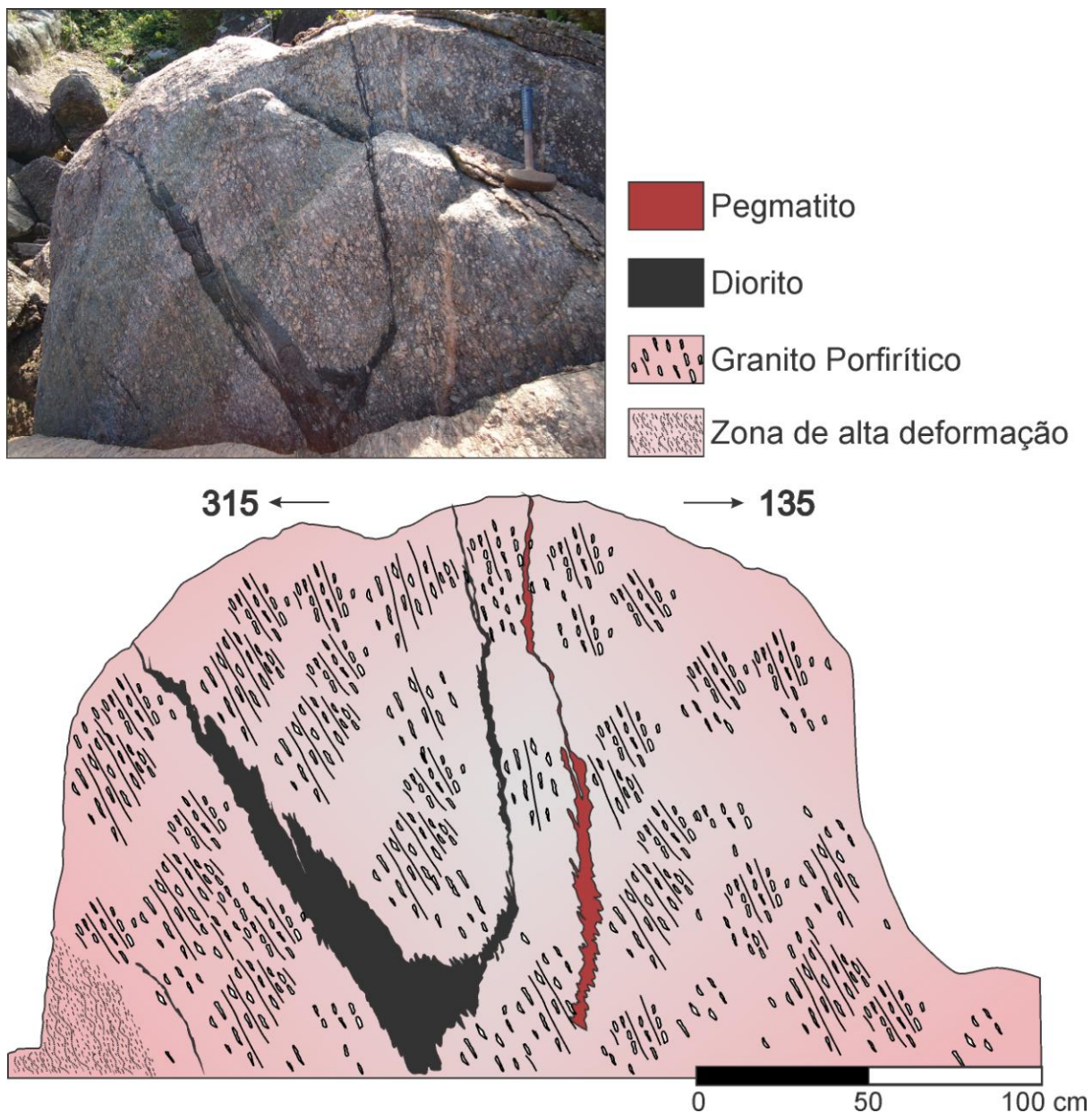


Figura 22. Dobra horizontal inclinada. Plano axial marcado por injeção pegmatítica e flancos marcados por bandas máficas. O contato irregular entre as injeções e o GP indica posicionamento sincrônico ao desenvolvimento da foliação.

6. ESTRUTURAS DE MICROESCALA DOS GRANITOIDES DE QUATRO ILHAS

Com base nas condições de deformação a que foram submetidos, identificadas a partir de dados de mesoescala, os GQI são divididos em três categorias. São eles: (i) aqueles formados sob taxa de deformação normal, que são predominantes e representativos na Ponta de Fora; (ii) os formados sob altas taxas de deformação; e (iii) a restrita faixa de ultramilonito.

6.1. ZONAS COM TAXA DE DEFORMAÇÃO NORMAL

Os GQI submetidos a taxas de deformação normais apresentam geralmente um aspecto porfiroclástico, com matriz quartzo-feldspática ígnea com aproximadamente 1 mm preservada, sofrendo recristalização dinâmica parcial que produz textura granoblástica com cerca de 0,4mm. Porfiroclastos de feldspato podem chegar a 4 cm, comumente com macla xadrez. Ocorrem fraturas em grãos, mas restritas a alguns fenocristais (Fig. 23).

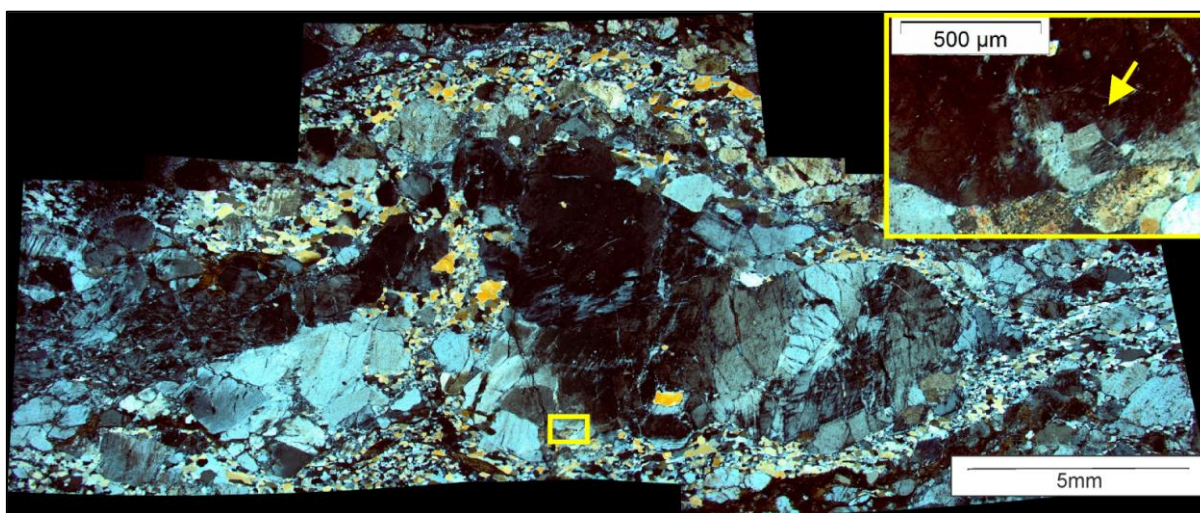


Figura 23. Porfiroclasto de K-feldspato fraturado com extinção ondulante e subgrãos (em detalhe), em matriz quartzo-feldspática parcialmente recristalizada. As fraturas são preenchidas pela matriz em continuidade física e ótica com a matriz externa.

Em alguns porfiroclastos de K-feldspato as fraturas são preenchidas por material recristalizado, por vezes oriundo da matriz, por vezes do próprio fenocristal.

Essas suturas também apontam para quebra em temperaturas elevadas. No entanto, as fraturas são pouco expressivas e não-penetrativas (Fig. 24a).

Nas bordas dos fenocristais observam-se mirmequitas associadas à deformação (Fig. 24b). Essas estruturas são geradas em altas temperaturas (Regime 3 de Hirth & Tullis, 1992, citado por Passchier & Trouw, 2005). Em locais restritos as bordas dos grãos são, de fato, planos de fraturas. Neste caso, a quebra dos fenocristais deve ter ocorrido em temperaturas elevadas.

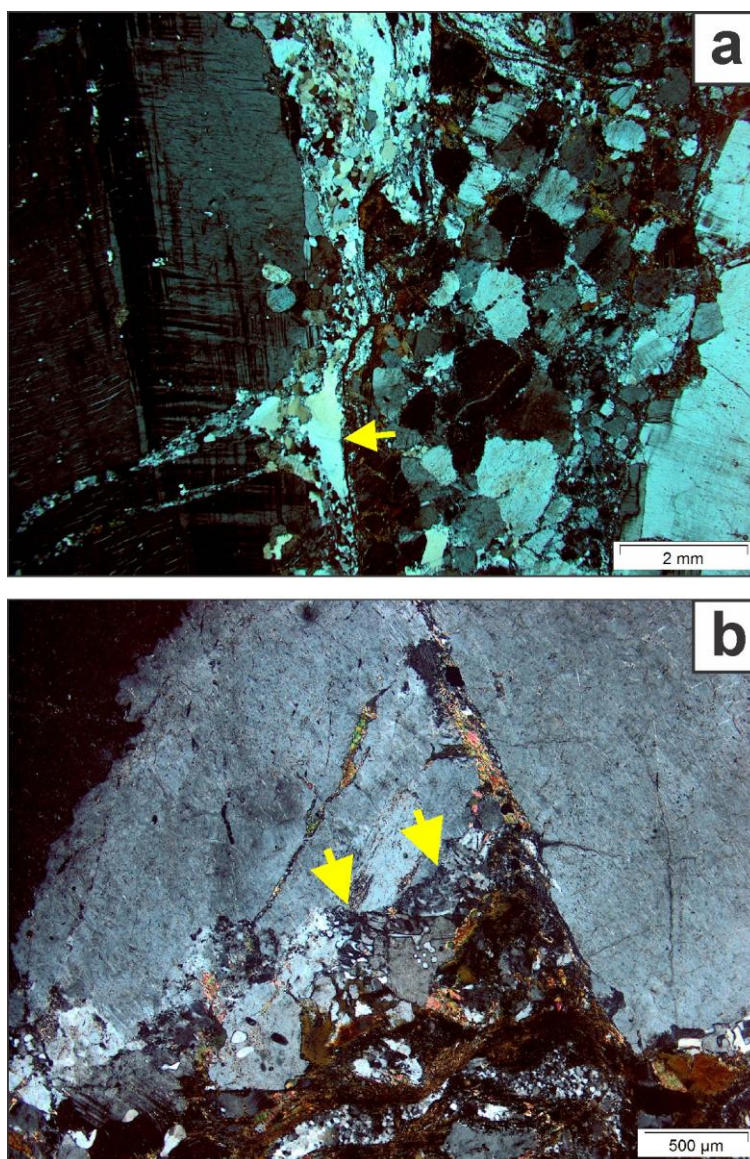


Figura 24. Microestruturas observadas em zona de baixa taxa de deformação. a) Aspecto geral da rocha submetida a baixas taxas de deformação, com fraturas preenchidas por matriz parcialmente recristalizada. Destaque para quartzo ígneo em meio à matriz recristalizada. b) Ocorrência de mirmequitas (indicadas) nas bordas dos fenocristais. As fraturas são suturadas por recristalização dinâmica do K-feldspato.

Também se observa a geração de pertitas em chamadas a partir de planos de quebra nos K-feldspatos, bem como descontinuidades internas (Fig. 25). Em alguns casos, a deformação intracristalina é marcada nas pertitas e maclas, que ocasionalmente registram dobras em padrão *kink* (Fig. 26a).

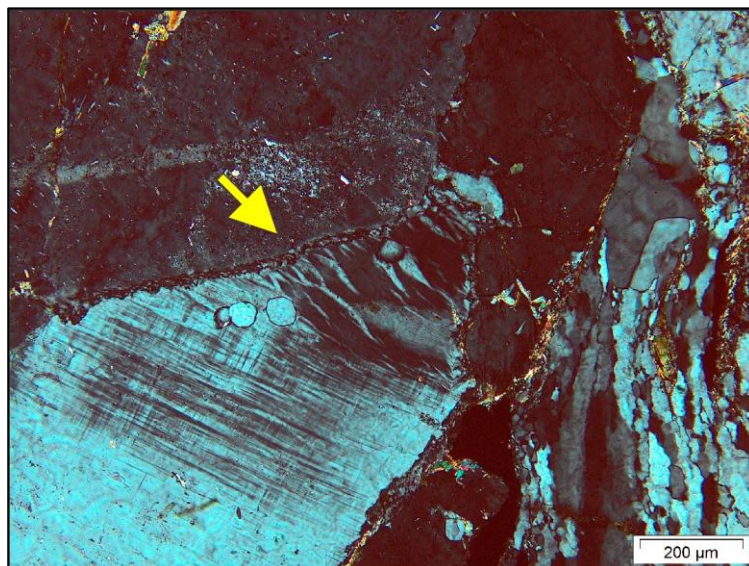


Figura 25. Geração de pertitas em chamadas a partir de fraturas nos fenocristais de K-feldspato;

Grãos de alanita porfiroclástica ocorrem em meio a caudas de biotita recristalizada fina nas sombras de pressão (Fig. 26b). Cristais subédricos de cerca de 1 mm de biotita ocorrem como resistatos em meio à mica recristalizada. Segundo Passchier e Trouw (2005), a recristalização de biotita por migração de limites de grão se dá em condições de deformação análogas às do metamorfismo de médio a alto grau.

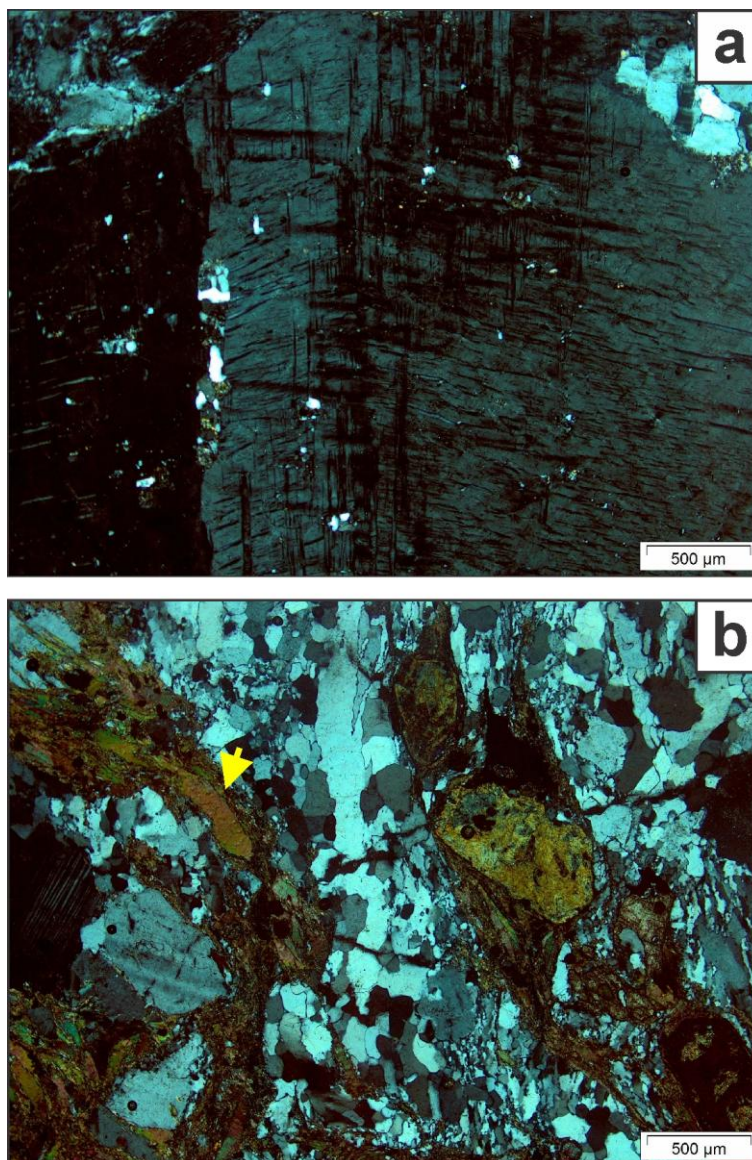


Figura 26. Microestruturas observadas em zona de taxa de deformação normal. a) Deformação intracristalina em K-feldspato marcada pelas maclas dobradas em *kink*. b) Alanita porfiroclástica em meio a caudas de biotita recristalizada. Presença de biotita ígnea, subédrica (sinalizada).

Em zonas de alta deformação com injeção de diorito, observa-se a percolação de fluidos através do plano de foliação resultando na desagregação de fragmentos do GP (Fig. 27a). Ainda, é observada a presença de recristalização do tipo *bulging* em grãos de plagioclásio do diorito (Fig. 27b), indicando que havia deformação em temperaturas de pelo menos 450°C (Passchier & Trouw, 2005) durante ou após a injeção ser posicionada.

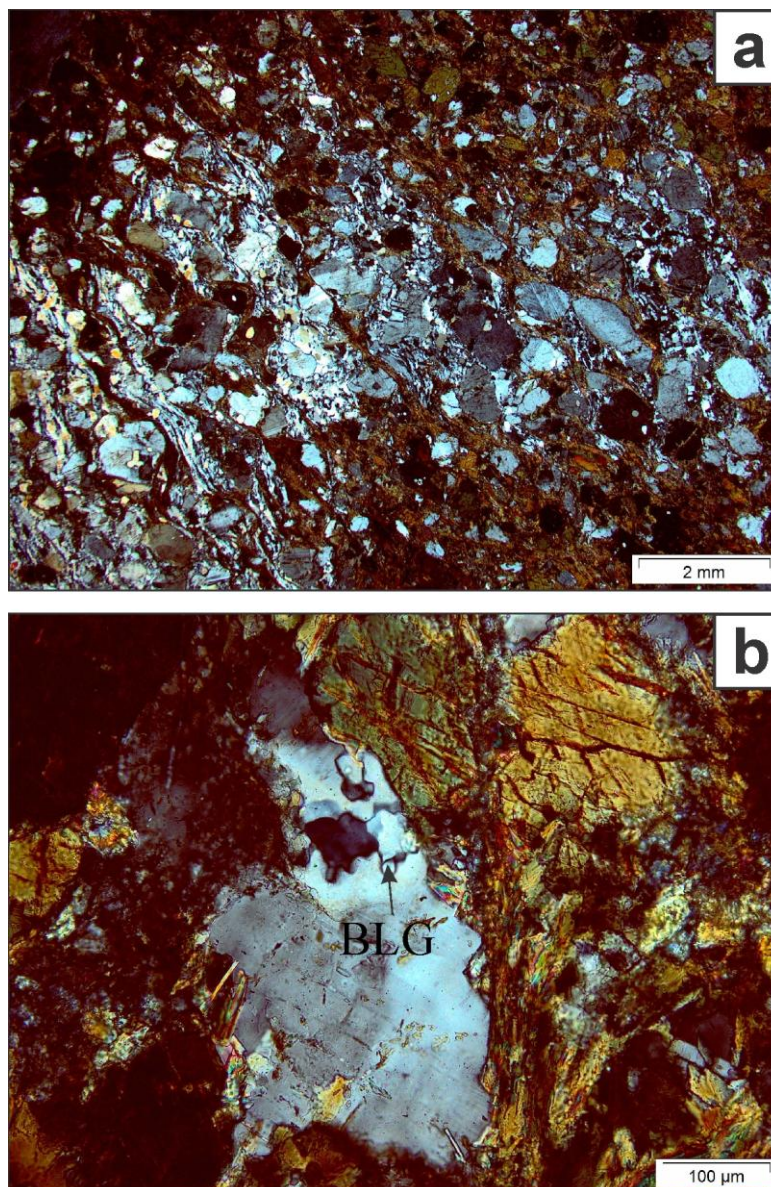


Figura 27. Microestruturas observadas em zona de taxa de deformação normal. a) Injeção de diorito percolada entre a foliação do GP e desagregando porção parcialmente recristalizada. b) Grão de plagioclásio de injeção diorítica com recristalização do tipo *bulging* (BLG).

6.2. ZONAS COM ALTA TAXA DE DEFORMAÇÃO

Os GQI submetidos a altas taxas de deformação também são porfiroclásticos, mas sua matriz recristalizada e/ou cominuída é mais abundante e mais fina, com cerca de 0,2 mm. Os porfiroclastos de feldspato têm no máximo 1 cm, também menores que a média dos termos porfiríticos. Os porfiroclastos são, predominantemente, de K-feldspato, apesar da ocorrência de plagioclásio. Pode-se observar recristalização dinâmica parcial sobre a matriz, resultando em textura

granoblástica poligonal a suturada (Fig. 28).

Os fenocristais encontram-se fortemente fraturados. É comum que as fraturas estejam preenchidas por quartzo, feldspatos e biotita (Fig. 29a e 29b), que indicam a percolação de um líquido granítico pelas fraturas em condições *suprasolidus* (no sentido de Tuttle & Bowen, 1958).

Em alguns casos, observa-se o fraturamento de porfiroclastos e posterior rotação dos fragmentos em sentidos opostos segundo o mesmo eixo, gerando descompressão localizada (Fig. 29b). Nesses casos, os espaços vazios são preenchidos por fragmentos de fenocristais e por matriz quartzo-feldspática, recristalizada nos interstícios. O fraturamento rompe a matriz de forma penetrativa, acompanhada de percolação por líquidos de composição granítica (quartzo, feldspato e biotita).

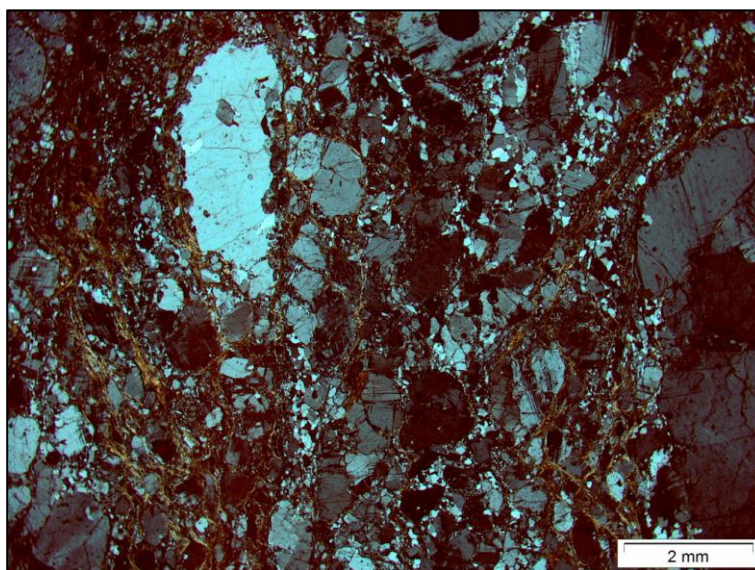


Figura 28. Aspecto geral dos GQI submetidos a altas taxas de deformação

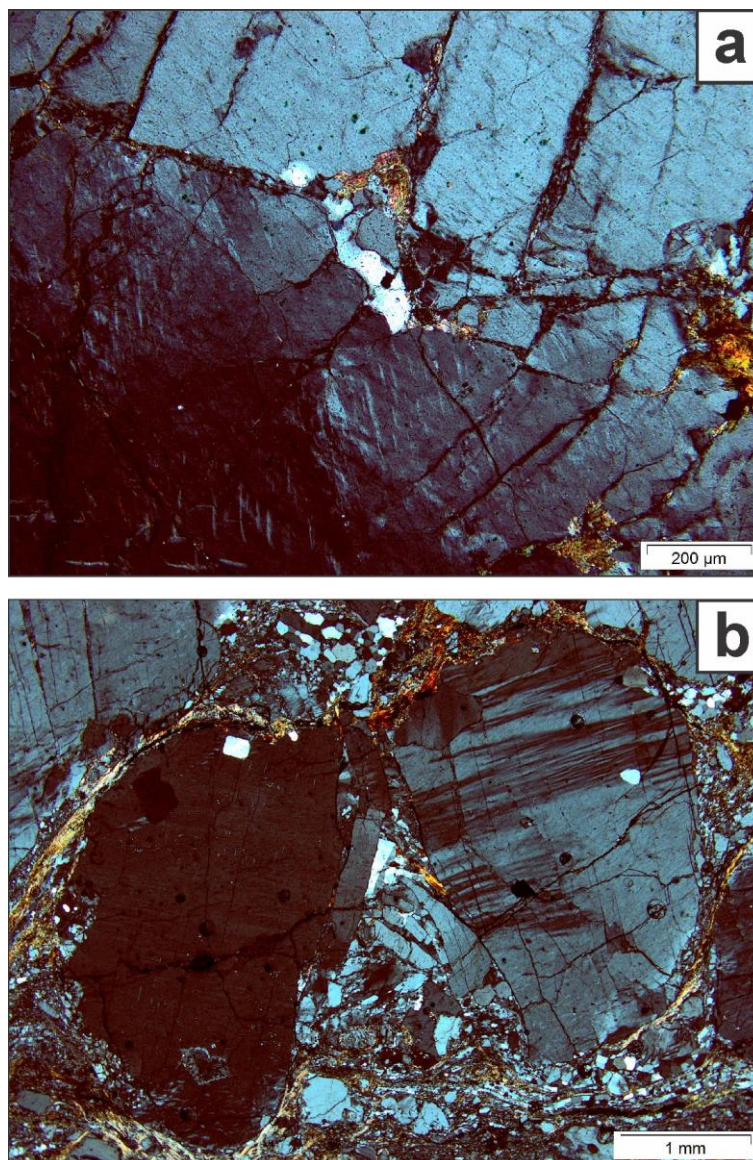


Figura 29. Microestruturas observadas em zona de alta taxa de deformação. a) Fraturas nos fenocristais preenchidas por líquido granítico (biotita+quartzo+feldspato). b) Grão de K-feldspato fraturado em descompressão localizada. Os espaços vazios são preenchidos com fragmentos de K-feldspato e líquido quartzo-feldspático.

Os fenocristais de feldspato sofrem, de forma discreta, recristalização por rotação de subgrão (SGR). Apesar de ser comum a identificação de subgrãos nos fenocristais, a recristalização de fato se restringe à borda dos grãos (Fig. 30a).

É abundante a formação de pertitas em chamas a partir dos planos de fratura em direção ao centro dos grãos de microclínio (Fig. 29b e 30b). Nessa situação as fraturas foram formadas em temperaturas de cerca de 600°-550°, correspondentes à da curva *solvus* (no sentido de Tuttle & Bowen, 1958).

A ocorrência de condições rúpteis para os feldspatos não pode ser

explicada por baixas temperaturas, já que as pertitas apontam para fraturamento pelo menos a 550°. A recristalização dinâmica e a percolação de fratura por líquido magmático apontam para temperaturas ainda mais altas. Nesse caso, o fraturamento se dá devido a altas taxas de deformação atuando sobre a rocha (Passchier & Trouw, 2005).

Indicadores cinemáticos são documentados no plano cinemático XZ. Caudas de recristalização em fenocristais, bem como grãos de apatita com crescimentos de biotita recristalizada nas zonas de sombra de pressão, indicam movimento predominantemente dextral (Fig. 31).

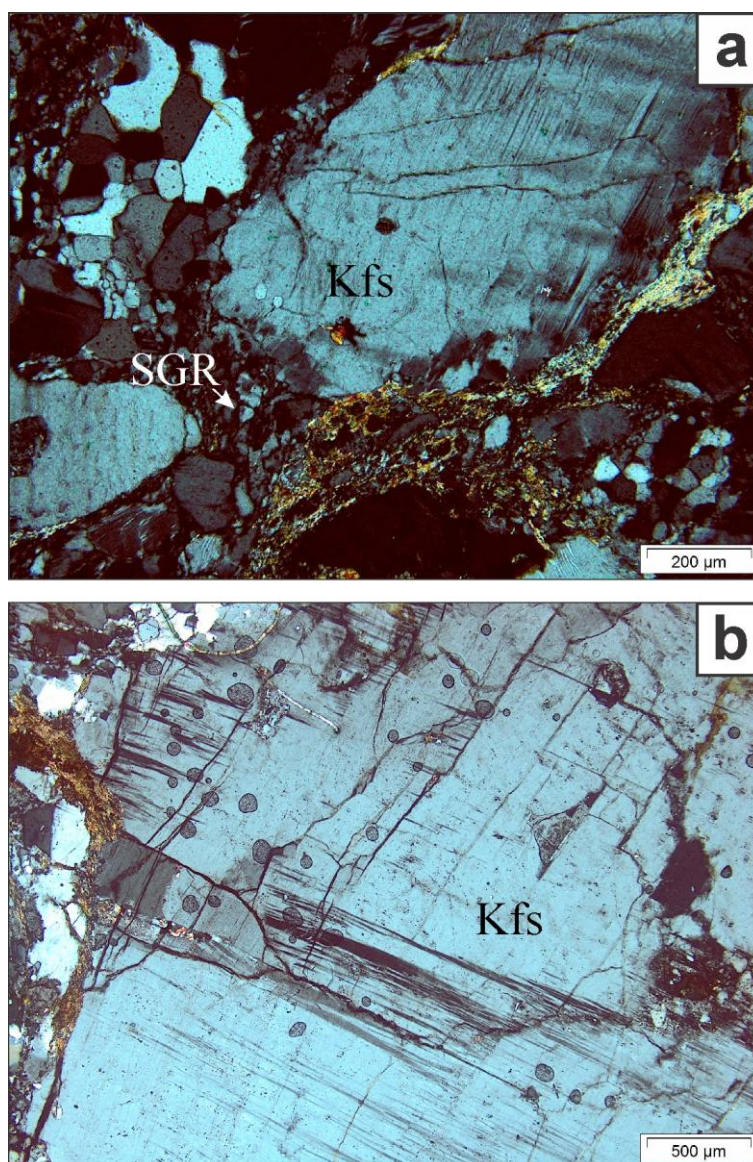


Figura 30. Microestruturas observadas em zona de alta taxa de deformação. a) Recristalização por rotação de subgrão em borda de fenocristal de K-feldspato. b) Geração de pertitas em chamas a partir do plano de fratura dos fenocristais de K-feldspato.

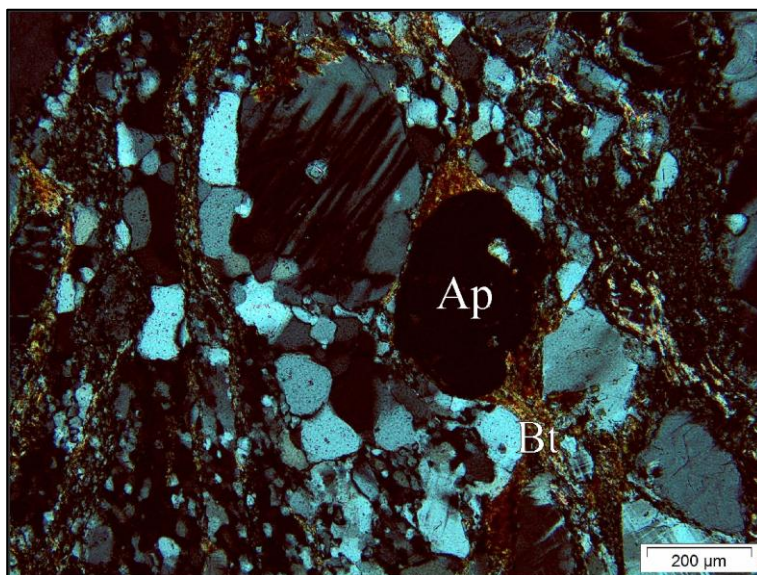


Figura 31. Grão de apatita com crescimentos de biotita recrystalizada nas zonas de sombra de pressão, indicando movimento destrai.

Observa-se a ocorrência de fitas de quartzo com extinção ondulante e em alguns casos feições do tipo “tabuleiro de xadrez” (Fig. 32). Essas feições sofrem recrystalização de borda do tipo *bulging*, que no quartzo marca deformação em baixas temperaturas (Passchier & Trouw, 2005). Dessa forma, pode-se aferir a continuidade da deformação em uma trajetória decrescente de temperatura.

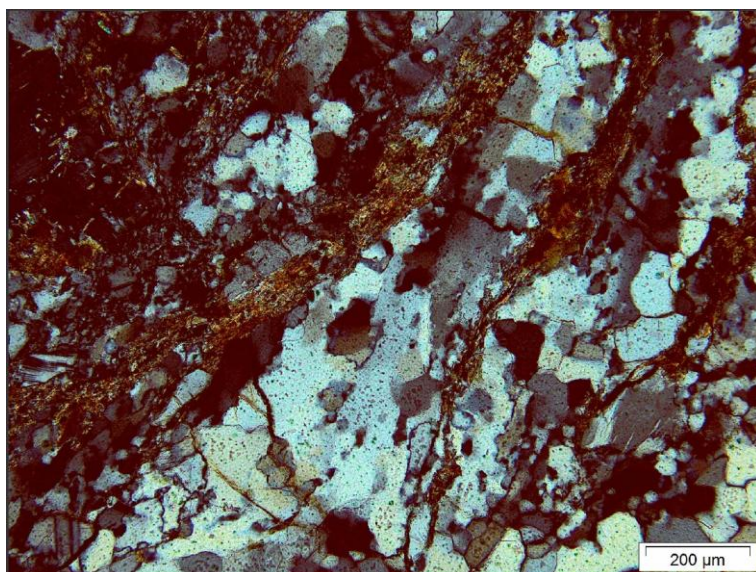


Figura 32. Fitas de quartzo em padrão “tabuleiro de xadrez” e recrystalização bulging nas bordas.

6.3. ULTRAMILONITOS

Os GQI que sofrem deformação muito alta ocorrem como estreita faixa de ultramilonitos com cerca de 20 cm. A rocha é caracterizada por porfiroclastos arredondados de até 2 mm imersos em matriz parcialmente recristalizada fina de composição quartzo-feldspática e tem fraturas penetrativas preenchidas por mica, por vezes biotita (Fig. 33), por vezes mica branca. A foliação é marcada por essas fraturas e por lentes de material recristalizado com granulometria mais grossa.

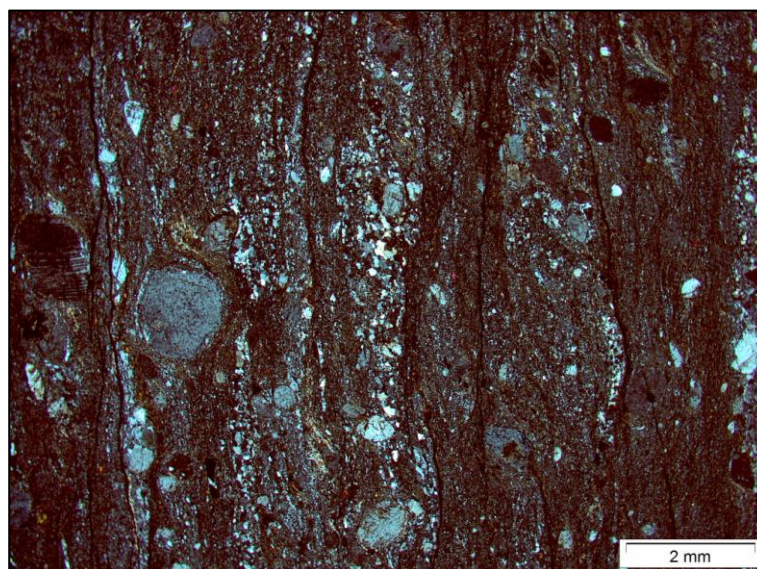


Figura 33. Aspecto geral de ultramilonito, com matriz fina e porfiroclastos arredondados.

Porfiroclastos de K-feldspato apresentam bordas recristalizadas por rotação de subgrão em matriz quartzo-feldspática fina (Fig. 34a), apesar de grãos de feldspato com aspecto ígneo ainda estarem preservados. Estão presentes fitas de quartzo com textura granoblástica poligonal (Fig. 34b), por vezes fraturadas ou seccionadas por matriz.

A recristalização dinâmica do feldspato ocorre a temperaturas acima de 600°C (Passchier & Trouw, 2005). Entretanto, a matriz com quartzo recristalizado extremamente fino aponta para migração de limites de grão em temperaturas mais baixas. A convivência destes dois tipos de estruturas só é possível em deformação em trajetória decrescente de temperatura. Caso contrário, as feições de alta temperatura estariam sobrepostas às de baixa.

Interpretam-se os porfiroclastos com recristalização dinâmica como recristalizados em condições de temperatura mais elevadas. Esse material recristaliza a partir da retomada da deformação, onde a recristalização por migração de limite de grão predomina em mais baixa temperatura. Esse processo pode ocorrer em estágios pós- a tardi-magmáticos e gera a granulometria recristalizada fina observada em lâmina.

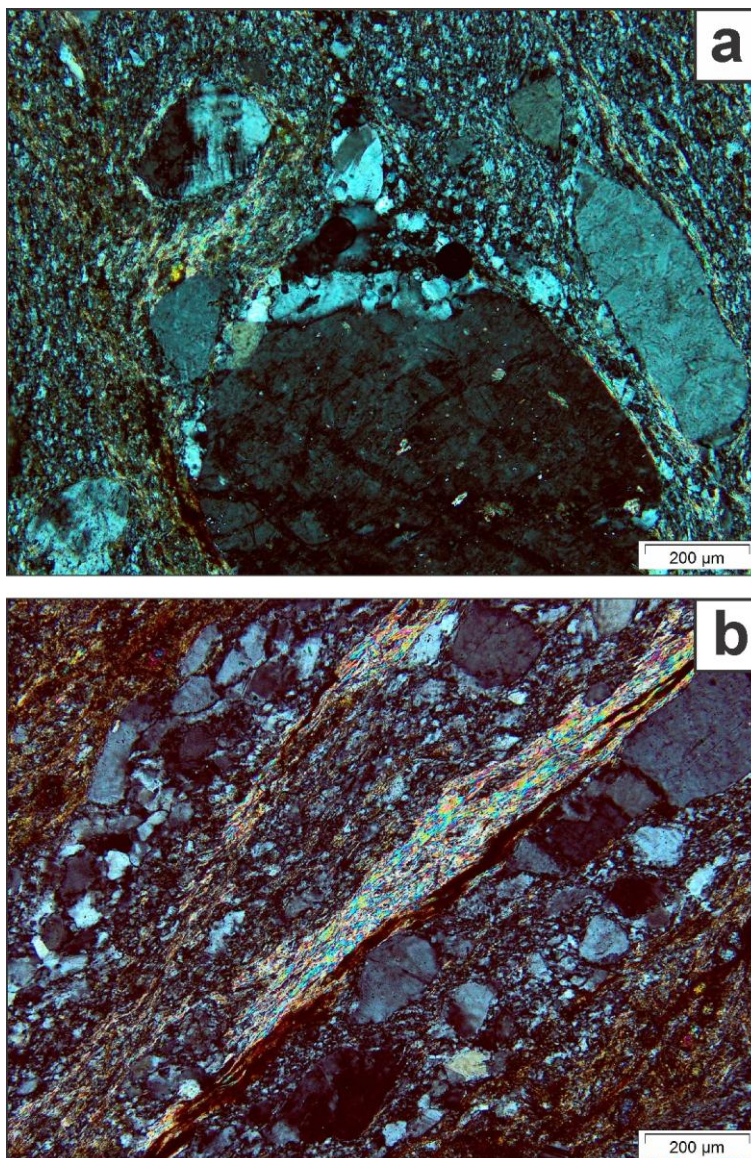


Figura 34. Microestruturas observadas em zonas de muito alta deformação. a) Porfiroclasto de K-feldspato com bordas recristalizadas por rotação de subgrão em matriz recristalizada fina. Grão de feldspato da matriz ígnea sinalizado. b) Fitas de quartzo com textura granoblástica poligonal fraturadas. As fraturas são preenchidas por mica branca.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E MODELO DE EVOLUÇÃO

A progressão da foliação de baixo ângulo para alto ângulo registra a evolução da transpressão sobre os GQI, que progride de um regime de fluxo magmático em estruturas de baixo ângulo de mergulho, sob o qual atua um componente compressivo, com encurtamento registrado por dobras, para um regime transcorrente, com predomínio de estiramento mineral na foliação rotacionada para alto ângulo. As lineações ígnea e milonítica, paralelas ao eixo das dobras assimétricas, corroboram geometricamente esse modelo. A ausência de lineação de estiramento com alto *rake* sugere um regime transpressivo com predominância de cisalhamento simples, onde o componente de empurrão tem influência restrita sobre o corpo e é apenas registrado pela assimetria das dobras ainda em estágio magmático.

As injeções documentadas, contemporâneas entre si e ao granito porfirítico, são bons indicadores temporais de deformação sin-magmática. Elas estão comumente posicionadas segundo a foliação ou o PA de dobras, registrando estiramento dos minerais, além de contatos irregulares contemporâneos à formação da foliação principal. Portanto, é possível afirmar que, durante a evolução dos GQI, a compressão e a transcorrência ocorreram simultaneamente, caracterizando um regime transpressivo.

O processo de fraturamento dos K-feldspatos, sob altas taxas de deformação e com percolação de líquido nos espaços gerados, foi observado em escala microscópica. Essa feição se traduz em mesoescala como zonas estreitas onde o GP se rompe como resultado de alta taxa de deformação. Essas estruturas são geralmente subverticais, paralelas aos PA de dobras, e condicionam o posicionamento de injeções aplo-pegmatíticas em condições *suprasolidus*. A deformação progride numa trajetória decrescente de temperatura, como evidenciado pela formação de pertitas em chamás nos planos de fratura do feldspato (temperatura *solvus*) e a recristalização por *bulging* no quartzo (temperaturas inferiores a 300°C) em microescala, e pela gênese de zonas discretas de alta deformação tardi- a pós-magmáticas.

Os ultramilonitos ocorrem em regiões de foliação de alto ângulo, com contatos abruptos com a rocha encaixante. A recristalização a qual os feldspatos são submetidos aponta temperaturas elevadas, enquanto a recristalização do tipo *bulging* predominante sobre a matriz sugere temperaturas menores sobrepostas. Essas rochas, portanto, registram a deformação em trajetória decrescente de temperatura durante a transcorrência, enquanto componentes compressivos estavam ausentes.

Em um contexto regional, o regime compressivo ou de empurrão foi registrado pela foliação ígnea de baixo ângulo e dobras assimétricas, podendo estar relacionado aos últimos estágios da tectônica colisional oblíqua entre os Crátons de Rio de La Plata e Congo que deu origem ao Cinturão Dom Feliciano no Neoproterozoico. Idades de cristalização dos GQI em torno de 625 a 615 Ma são coerentes com essa interpretação.

Os dados de foliação e bandamento dos gnaisses do Complexo Porto Belo são correlacionáveis com os dados obtidos neste trabalho de detalhamento, sugerindo que há uma continuidade física entre as estruturas deformacionais do embasamento, principalmente foliação e lineações, e as estruturas observadas nos GQI. Assim, sugere-se que a foliação ígnea tenha sido controlada por estruturas de baixo ângulo do embasamento formadas durante a colisão, que se torna gradualmente menos importante durante a evolução dos granitoides.

Os dados apresentados indicam cristalização e deformação sincrônicas, em condições de temperatura descendente, compatíveis com a trajetória de cristalização de um magma sintectônico. Um modelo proposto a partir dos dados obtidos (sintetizados na Fig. 35) é representado pela figura 36. Nele, se propõe que a evolução deformacional do corpo granítico se deu através dos seguintes processos:

- I. Em um momento inicial, processos ígneos predominam e o granito porfirítico conta com uma foliação ígnea controlada pela estrutura do embasamento, de direção N-NE e baixos ângulos de mergulho. Além disso, o corpo contém injeções máficas e/ou pegmatitos, sub-paralelos ou em discordância com a foliação ígnea.

- II. Ao ser submetido a esforços compressoriais, os GQI são deformados dando origem a dobras assimétricas de eixo subparalelo à direção da foliação ígnea preexistente e indicando vergência para NW. O dobramento resulta na rotação gradual da foliação, de sub-horizontal até subvertical. Eventualmente, injeções até então discordantes da foliação são transpostas gradualmente enquanto novas injeções se posicionam paralelamente aos PA das dobras. O transporte tectônico tangencial promove o desenvolvimento de lineação de estiramento paralela ao eixo das dobras.
- III. O contexto deformacional francamente transcorrente começa a se estabelecer com o estiramento sub-horizontal de direção NE-SW nas zonas de foliação de alto ângulo, indicando fluxo de massa em *strike-slip*, ortogonal à compressão. À medida que a foliação progride para mergulhos subverticais, zonas estreitas de concentração de deformação transcorrente dextral são desenvolvidas nesses planos. As altas taxas de deformação impostas são responsáveis por romper o *mush* cristalino, provocando um alívio de tensão localizado. A partir dos planos subverticais de rompimento, líquidos de composição aplo-pegmatítica ascendem e arrastam a foliação.
- IV. A componente contracional se torna gradativamente menos importante à medida que os esforços vão se resolvendo por transcorrência. A deformação transcorrente dá origem a zonas de ultramilonito restritas e discretas e predomina até estágios tardi- a pós-magmáticos dos GQI, sendo registrada francamente em rochas magmáticas mais jovens da ZCMG.

SÍNTESE DAS FEIÇÕES ESTRUTURAIS
OBSERVADAS NA PONTA DE FORA

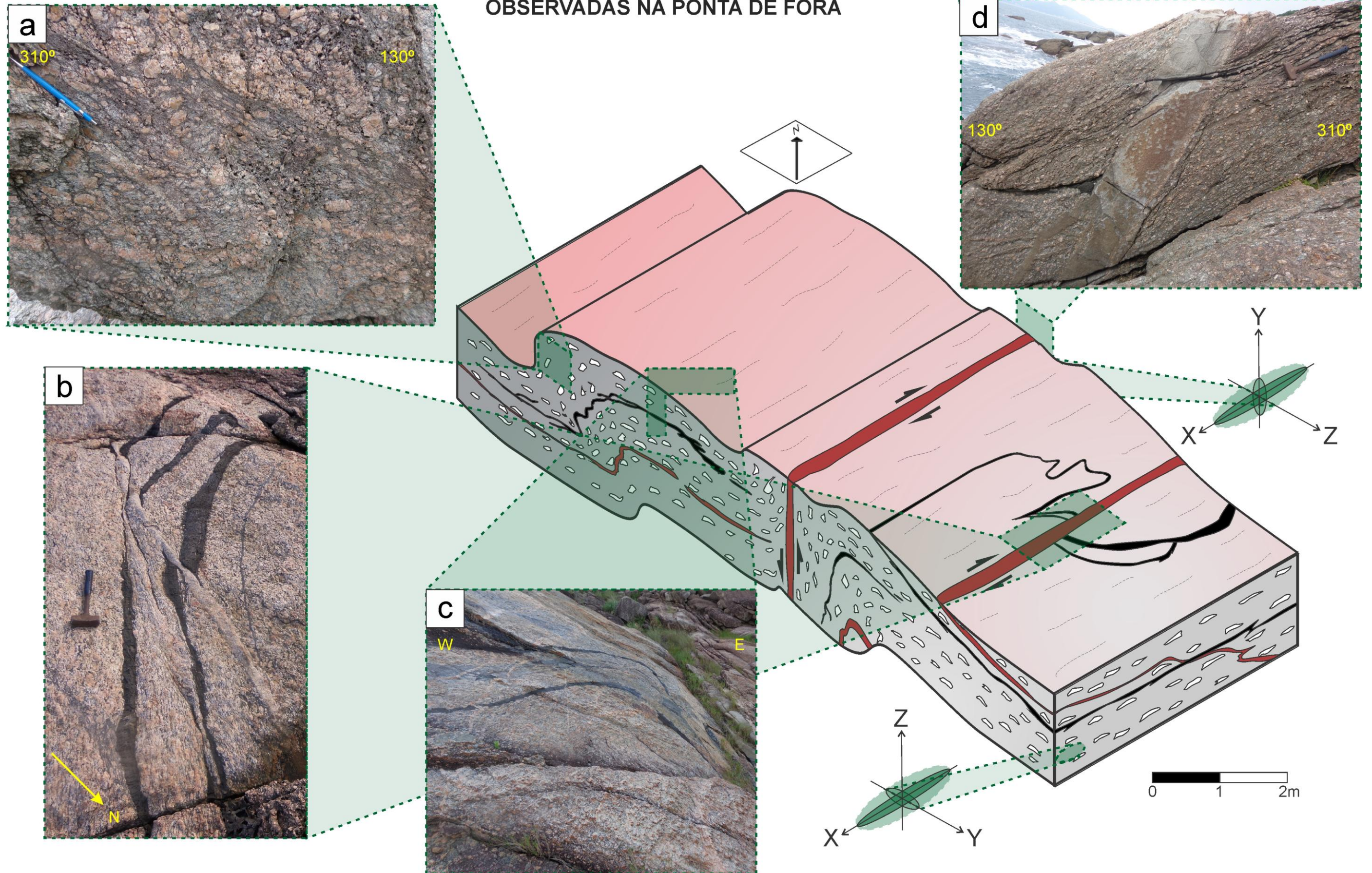


Figura 35. Bloco diagrama com a síntese das feições estruturais documentadas no afloramento da Ponta de Fora. a) Dobras assimétricas com vergência para NW. b) Relação de mútua intrusão entre injeções. c) Dobra recumbente em plano de corte observado em campo. d) Possante injeção de granito cinza fino arrastando a foliação milonítica.

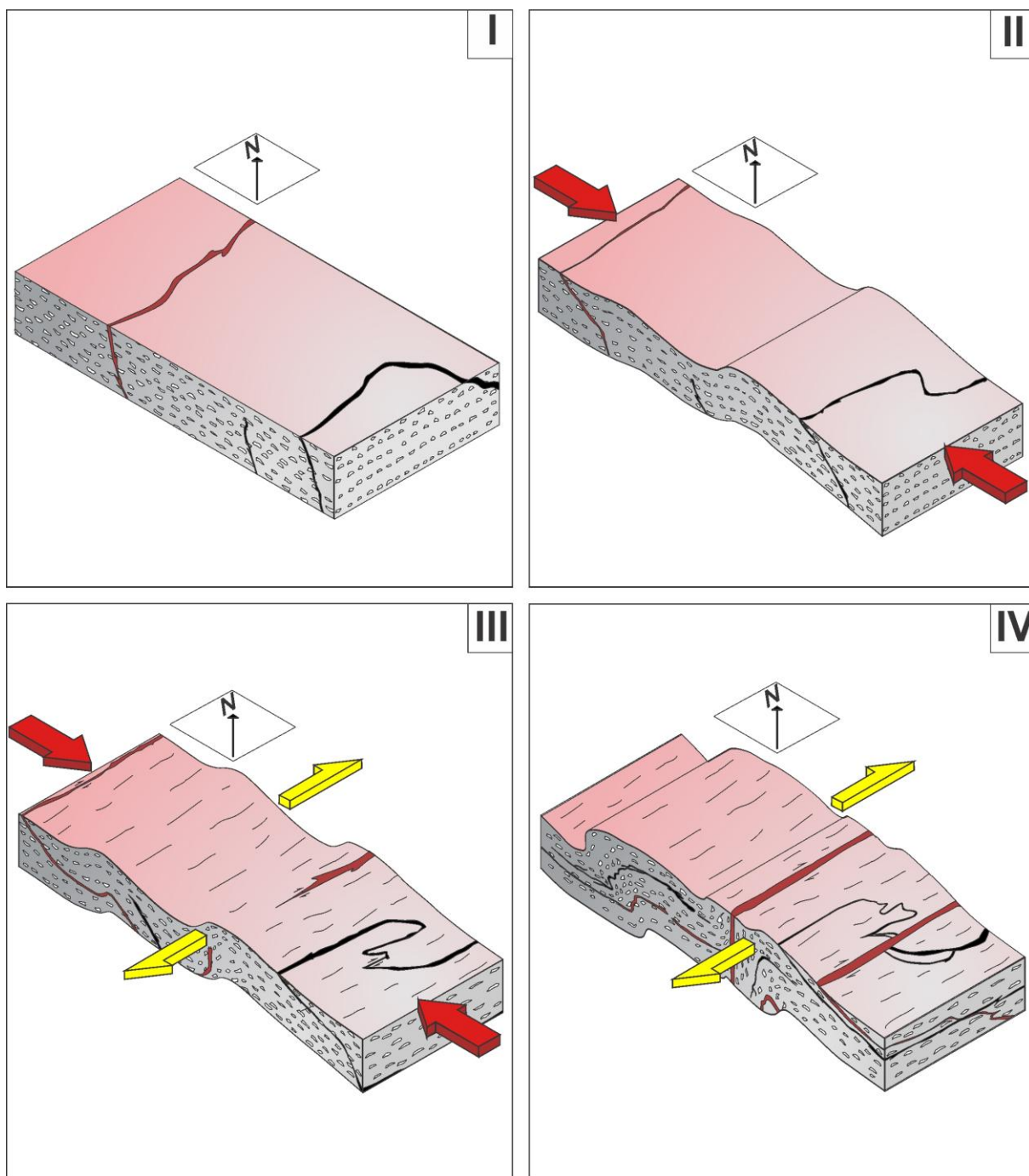


Figura 36. Evolução deformacional dos Granitoides de Quatro Ilhas. I) Estágio inicial com predominância de foliação ígnea sub-horizontal. II) Início da compressão e progressão da foliação através de dobras assimétricas. III) Desenvolvimento da transcorrência nas zonas de foliação de alto ângulo. IV) Fim da compressão e predominância da transcorrência até estágios tardi-magmáticos.

8. CONCLUSÕES

A análise das medidas estruturais permite dizer que a foliação de baixo ângulo progride para a foliação de alto ângulo devido ao dobramento e ambas possuem feições de deformação no estado sólido. Assim, o evento deformacional ocorreu durante o posicionamento do corpo granítico. Além disso, o encurtamento da rocha durante a formação das dobras assimétricas, concomitante ao transporte tectônico tangencial, aponta para a trama deformacional como sendo resultado das condições transpressivas regionais.

As microestruturas apontam para deformação em temperaturas elevadas inicialmente, com altas taxas de deformação sobre a rocha. Entretanto, as temperaturas seguem trajetória decrescente com a progressão da deformação, o que pode vir a culminar com a geração de ultramilonitos em zonas de cisalhamento posteriores. Uma melhor caracterização dessas zonas, bem como dos ultramilonitos, é necessária para que se definam as condições de deformação a que o conjunto foi submetido.

9. BIBLIOGRAFIA

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, 1977. Atas.* Campina Grande. SBG, pp. 363-391.
- Basei, M.A.S., Lopes, A.P., Nutman, A., Danyi, L., Sato, K., 2010. Polycyclic evolution of the Camboriu Complex, Northeastern Santa Catarina State, South Brazil. VII South American Symposium on Isotope Geology, 2010, Brasília. *Short Papers of VII SSAGI. Brasília : CD-ROM.*
- Bitencourt, M.F., Hackspacher, P.C. & Nardi, L.V.S., 1989. A Zona de Cisalhamento Major Gercino - Santa Catarina. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, 1989. Atas.* Fortaleza, Sociedade Brasileira de Geologia, pp. 214-216.
- Bitencourt, M.F., 1996. *Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento.* Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 310 p.
- Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1), pp. 186-189.
- Carlbohm, I., Paciorek, J., Lim, D., 1978. Planar Geometric Projections and Viewing Transformations. *ACM Computing Surveys*. ACM, 10, pp. 465–502.
- Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Silva, L.C., 1995. Stratigraphy and tectonism of the Precambrian and Early Paleozoic units in southern Brazil and Uruguay. *Guia de Excursão*. Acta Geol. Leop. 42, pp. 5-117.
- Chemale Jr., F.; Mallmann, G.; Bitencourt, M.F. & Kawashita, K. 2012. Time Constraints on Magmatism along the Major Gercino Shear Zone, Southern Brazil: Implications for West Gondwana Reconstruction. *Gondwana Research*, 22(1), pp. 184-199.

- De Toni, G.B., Bitencourt, M.F., Florisbal, L.M., Almeida, B.S.,Geraldés, M.C.3, 2016. Magmatismo pré-colisional Criogeniano (ca. 790 Ma) do Cinturão Dom Feliciano registrado no embasamento da Zona De Cisalhamento Major Gercino: os ortognaisses do Complexo Porto Belo (Bombinhas, SC). *48° Congresso Brasileiro De Geologia, 2016. Anais*. Sociedade Brasileira de Geologia. Disponível em: http://sbg.sitepessoal.com/anais48cbg/st10/ID7784_112212_52_De_Toni_et_al____48CBG_v05.pdf
- De Toni, G. B., Bitencourt, M. F., Martini, A., Andrade, P. H. S., 2016. Oblique Transpression and Strain Partitioning Between the Major Gercino Shear Zone and the Camboriú Complex Region, Northern Dom Feliciano Belt, Catarinense Shield, Southern Brazil. *Primer Simposio de Tectónica Sudamericana, 2016. Acta Preliminar*. Santiago. ATECSUD, p. 73.
- Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A.F.U., Koester, E.; Porcher, C. C., Tommasi, A., Kraemer, G., Ramgrab, G. E., Camozzato, E., 1995. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I – Uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4), pp. 351-374.
- Florisbal, L. M., 2011. *Petrogênese de Granitos Sintectônicos em ambiente Pós Colisional do Escudo Catarinense: estudo integrado de geologia estrutural, geoquímica elementar e isotópica Sr-Nd-Pb e geocronologia U-Pb em zircão*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 285 p.
- Florisbal, L.M.F., Janasi, V.A., Bitencourt, M.F., Heaman, L.M., 2012. Space-time relation of post-collisional granitic magmatism in Santa Catarina, southern Brazil: U-Pb LA-MC-ICP-MS zircon geochronology of coeval mafic-felsic magmatism related to the Major Gercino Shear Zone. *Precambrian Research*, 216-219, pp. 132-151.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. 1^a ed. Cambridge University Press, Cambridge, 463p.
- Hartmann, L. A., Chemale Jr., F., Phillip, R. P.,2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. *50 anos de Geologia*. Instituto de Geociências. Contribuições. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pp. 97-120.

- Hirth, G., & Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14, pp. 145-159.
- Loczy, L.D. & Ladeira, E.A., 1976. *Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica*. Edgar Blucher, São Paulo. 528 p.
- Mcclay, K., 1987. *The Mapping of Geological Structures*. Geological Society of London. Handbook Series. Open University Press, 162 p.
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J., 2012. *Microtectonics*. 2^a ed., Springer Verlag, Berlim, 366 p.
- Passarelli, C. R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Mc Reath, I., Campos Neto, M.C., 2010. Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America. *Gondwana Research* 17, pp. 688-703.
- Phillip, R. P., Pimentel, M. M., Chemale Jr., F., 2016 Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology. *Brazilian Journal of Geology*, 46(Suppl 1), pp. 83-104.
- Sanderson, D., & Marchini, R. O., 1983. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, pp. 449-458.
- Schulz Jr., A., & Albuquerque, L.F.F., 1969. Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina. *DNPM. (Relatório Interno)*. Porto Alegre, 109 p.
- Tuttle O.F., & Bowen N.L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, *Geological Society of America Memoir*, 74, 153 p.
- Zibra, I., Kruhl, J.H., Montanini, A., Tribuzio, R., 2012. Shearing of magma along a high-grade shear zone: Evolution of microstructures during the transition from magmatic to solid-state flow. *Journal of Structural Geology*, April 2012, Vol.37, pp.150-160.