

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

LUCAS PERROUD PEZAT

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DE ORTOGNAISSES E
GRANODIORITOS DO COMPLEXO ARROIO DOS RATOS, REGIÃO DE
QUITÉRIA E BUTIÁ, RS**

PORTO ALEGRE

2022

LUCAS PERROUD PEZAT

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DE ORTOGNAISSES E
GRANODIORITOS DO COMPLEXO ARROIO DOS RATOS, REGIÃO DE
QUITÉRIA E BUTIÁ, RS**

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 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

Supervisora: M^a. Stephanie Carvalho da Silva

PORTO ALEGRE

2022

CIP - Catalogação na Publicação

Perroud Pezat, Lucas
CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DE
ORTOGNAISSES E GRANODIORITOS DO COMPLEXO ARROIO DOS
RATOS, REGIÃO DE QUITÉRIA E BUTIÁ, RS / Lucas Perroud
Pezat. -- 2022.
53 f.
Orientadora: Maria de Fátima Bitencourt.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2022.

1. Geologia estrutural. 2. Complexo Arroio dos
Ratos. 3. Transpressão. 4. Rochas peraluminosas. I.
Bitencourt, Maria de Fátima, orient. II. Título.

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 intitulado **CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA E ESTRUTURAL DE ORTOGNAISSES E GRANODIORITOS DO COMPLEXO ARROIO DOS RATOS, REGIÃO DE QUITÉRIA E BUTIÁ, RS** elaborado por **Lucas Perroud Pezat**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Carla Cristine Porcher

Dr. Daniel Triboli Vieira

Prof. Dr. Giuseppe Betino de Toni

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha família, meu pai, minha irmã e especialmente minha mãe que tanto insistiu e me incentivou nesta etapa. Agradeço à minha namorada, Ana, que também muito me incentivou, me compreendeu e me aturou nesta fase.

Agradeço à Fátima, minha orientadora, por todos os ensinamentos, paciência e por sempre estar solícita quando precisei. Também à Stephanie, minha supervisora, pelas discussões e por também estar sempre disponível para ajudar quando necessitei. Gostaria de agradecer também a todos os colegas do grupo Magmatismo Sintectônico pela parceria geológica de sempre.

Por último, gostaria de agradecer a todos meus amigos de Geologia pelas conversas, discussões geológicas, risadas e toda a parceria que vou levar pra fora do curso.

RESUMO

O Complexo Arroio dos Ratos (CAR), localizado na região leste do Escudo Sul-Rio-Grandense, no sul do Brasil, representa o embasamento paleoproterozoico do Cinturão Dom Feliciano (CDF). Posicionado entre litologias graníticas pós-colisionais que estão situadas ao longo do Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb), a evolução do CAR ainda não é muito conhecida. Seu complexo arcabouço estrutural é o resultado de uma longa história de diversos eventos magmáticos e deformacionais, tornando difícil compreendê-lo e interpretá-lo corretamente. O complexo compreende três associações tonalito-trondhjemitó-granodiorito (TTG) de assinatura geoquímica de arco magmático continental, denominadas A1, A2 e A3. A associação 3 (A3), datada em 2,07 Ga, é a mais jovem e compreende gnaisses tonalíticos e granodioríticos, cuja principal característica é um bandamento bem desenvolvido. Estudos recentes identificaram e descreveram os produtos de um magmatismo peraluminoso como parte do Complexo Arroio dos Ratos, representados por três rochas concordantes estruturalmente, com um biotita granodiorito porfirítico intrusivo (BGP) ($2,083 \pm 8$ Ma) fazendo parte delas. Foi proposta uma tentativa de compreender da evolução geotectônica do CAR, na qual a A3 e o BGP representam parte do estágio pós-colisional de um arco magmático continental antigo. Mais investigações sobre as rochas do CAR são necessárias para testar esse modelo. Nesse trabalho, foi feita a caracterização estrutural da Associação 3 utilizando dados de campo detalhados, integrados com análises petrográficas e microestruturais, a fim de comparar com os dados do biotita granodiorito porfirítico. Estudos anteriores sobre o biotita granodiorito porfirítico descreveram fases de deformação similares àquelas descritas na A3. O BGP registra um bandamento S_1 de baixo mergulho afetado por um dobramento cujo eixo possui o mesmo caimento WNW das lineações de estiramento L_{x1} contidas no plano S_1 . Um padrão de dobra parecido é registrado na S_1 contida na A3, e seu eixo, assim como a lineação L_{x1} também são similares àqueles do BGP, possuindo caimento um pouco mais horizontalizado. A progressão da deformação no biotita granodiorito porfirítico forma uma foliação S_{2a} de direção WNW-ESE, contendo uma lineação de estiramento com baixo *rake*. As rochas da Associação 3 apresentam uma foliação S_{2a} com mesma orientação, com uma lineação L_{x2} com mesmo baixo *rake*. Uma terceira estrutura planar S_{2b} é descrita no BGP e compreende principalmente *shear bands* de direção ENE-WSW, que deslocam a S_{2a} com cinemática sinistral. Por outro lado, as rochas da A3 também exibem uma estrutura planar S_{2b} , mas estas *shear bands* têm direção WNW-ESE e deslocam a S_{2a} com cinemática dextral. Este par de *shear zones* de diferentes orientações e cinemáticas contrárias poderia ser um par conjugado. Como resultado, os dados estruturais similares indicam que o biotita granodiorito porfirítico registra a mesma história deformacional das rochas da Associação 3, resultado de um regime transpressivo.

Palavras-chave: tonalito-trondhjemitó-granodiorito, peraluminoso, bandamento, dobramento, regime transpressivo.

ABSTRACT

The Arroio dos Ratos Complex (ARC), located in the eastern portion of the Sul-rio-grandense Shield, south Brazil, represents the Dom Feliciano Belt (DFB) Paleoproterozoic basement. Positioned between post-collisional granitic lithologies emplaced along the Southern Brazilian Shear Belt (SBSB), the ARC evolution is not well-known yet. Because its complex framework results from a lengthy history of several magmatic and deformational events, exposed as a discontinuous record by roof pendants, it makes difficult to understand and interpret correctly. The complex comprises three tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) associations of continental magmatic arc geochemical signature, denominated A1, A2 and A3. Association 3 (A3), dated at 2,07 Ga, is the youngest and comprises tonalitic to granodioritic gneisses, whose main characteristic is a well-developed banding. Recent works identified and described the products of a peraluminous magmatism as part of the Arroio dos Ratos Complex, represented by three variably deformed and structurally concordant rocks, with an intrusive porphyritic biotite granodiorite (PBG) ($2,083 \pm 8$ Ma) being part of them. An attempt to understand the ARC geotectonic evolution was proposed in which the A₃ and the PBG represent part of the post-collisional stage of an ancient continental magmatic arc. Further investigation of the ARC rocks is necessary to test this model. In this paper, the structural characterization of Association 3 was made using detailed field data integrated with petrographic and microstructural analysis to compare it with the porphyritic biotite granodiorite data. Previous work in the porphyritic biotite granodiorite described similar deformational phases to those outlined in Association 3. The PBG records a gently-dipping banding S₁ with a girdle pattern generated by folding, whose axis has the same WNW plunge direction of the stretching lineations L₁ contained in the S₁ plane. A girdle also represents the S₁ foliation recorded in the A₃, and its axis and stretching lineation L₁ have similar trend but plunge at a slightly shallower angle. Deformation progression in the PBG forms a steeply-dipping WNW-ESE striking foliation S_{2a}, bearing a moderate to low rake stretching lineation L₂. The Association 3 rocks feature an S_{2a} with the same strike and an L₂ with same moderate to low rake. A local third planar structure S_{2b} is described in the PBG and comprises mainly ENE-striking shear bands that displace the S_{2a} with sinistral shear sense. On the other hand, the A₃ rocks exhibit an S_{2b} planar structure as well, but WNW-striking shear bands dislocate S_{2a} with dextral shear sense. Such pair of shear zones with opposite strike directions and kinematics could be a conjugate set. As a result, the similar structural data indicate that the porphyritic biotite granodiorite registers the same deformation history as Association 3 rocks, in a transpression regime.

Key-words: tonalite-trondhjemite-granodiorite, peraluminous, banding, folding, transpressive regime.

Lista de Figuras

- Figura 1** - Mapa de localização da área de estudo com o trecho da BR-290 que serve de acesso à região, partindo de Porto Alegre. 14
- Figura 2** - Mapa geológico do Escudo Sul rio-grandense, com a localização da área a ser estudada (modificado de Bitencourt e Nardi,2000). 18
- Figura 3** - Mapa de maior detalhe que mostra onde está situado o afloramento correspondente à A3 e ortognaisses peraluminosos que servirão de comparação, entre a ZCTDC e a ZCQSE (extraído e modificado de Carvalho da Silva, 2018). 18
- Figura 4** - Modelo de evolução geotectônica proposto por Carvalho da Silva (2018). 1 – Rochas do arco (TTG); 2 – Protólito do ortognaisse; 3 – Ortognaisse peraluminoso; 4 – biotita granodiorito porfirítico e gnaisse granodiorítico fino.....22
- Figura 5** - Diagramas equiáreas das estruturas das rochas peraluminosas, com projeção no hemisfério inferior (extraído de Carvalho da Silva, 2018). (a) Polos da foliação S_1 com seu meridiano modal (linha tracejada), seu eixo calculado; também representados os eixos medidos em campo e lineações L_{x1} . (b) Polos da foliação S_{2a} e lineação de estiramento L_{x2} . (c) Polos da foliação S_{2b}24
- Figura 6** - (a) Aspecto geral do afloramento Norte (b) foliação S_1 bem preservada no ortognaisse tonalítico, com uma lineação de estiramento bem desenvolvida (c) aspecto geral do afloramento sul (d) foliação S_1 no ortognaisse peraluminoso, fortemente dobrada em escala centimétrica.....29
- Figura 7** - Principais estruturas presentes no ortognaisse tonalítico (a) foliação S_1 subverticalizada no flanco da dobra F_2 (b) dobras parasitas apertadas no flanco da dobra F_2 (c) charneira da dobra F_2 , onde a S_1 é sub-horizontal e possui lineação de estiramento bem desenvolvida, com alto rake.30
- Figura 8** - Principais estruturas presentes no ortognaisse peraluminoso (a) foliação S_1 com dobras apertadas (b) foliação S_{2a} bem desenvolvida, com a presença de porfiroclastos (c) foliação S_{2a} sendo deslocada com movimento dextral pela S_{2b}31
- Figura 9** - Diagramas equiáreas das estruturas das rochas da A3, com projeção no hemisfério inferior. (a) Polos da foliação S_1 com seu meridiano modal (linha tracejada), seu eixo calculado; também representados os eixos medidos em campo e lineações L_{x1} . (b) Polos da foliação S_{2a} e lineação de estiramento L_{x2} . (c) Polos da foliação S_{2b}32
- Figura 10** – Croqui esquemático do afloramento Norte, mostrando a foliação S_1 dobrada em grande escala no ortognaisse tonalítico. (a) Foto de detalhe do flanco da dobra verticalizado. (b) Foto de detalhe da charneira da dobra horizontalizada, com lineação de estiramento bem desenvolvida. (c) Dobras parasitas presentes no flanco da dobra maior.33
- Figura 11** – Croqui esquemático do afloramento Sul, mostrando as foliações S_1 , S_{2a} e S_{2b} . (a) Detalhe da foliação S_1 com dobras apertadas. (b) Detalhe da porção

intermediária entre as áreas de predomínio da S1 e da S2. (c) Foto da S3 deslocando a S2 num movimento dextral. (d) foto do granito porfírico tardio.....34

Figura 12 - Fotos do ortognaisse tonalítico em lâmina delgada. Todas fotomicrografias com nicóis cruzados, exceto Fig. 12g. (a) Agregado quartzo-feldspático estirado segundo a foliação, com lamelas de muscovita/clorita contornando-o, marcando a foliação. (b) grãos de quartzo e plagioclásio da matriz sofrendo recristalização do tipo *bulging*. (c) Diversos grãos de plagioclásio com maclas polissintética e maclas de deformação. (d) Detalhe de cristão de plagioclásio com macla de deformação. (e) Plagioclásio *augen* com cauda de recristalização e contornado por muscovita/clorita anasmosada. (f) Formação de subgrãos de plagioclásio a partir de um cristal maior do mineral. (g) Muscovita cloritizada com inclusões de rutilo circulares e aciculares (textura sagenítica) – nicóis descruzados. (h) Mesma feição, porém a nicóis cruzados.37

Figura 13 - (a) Agregado de quartzo apresentando recristalização por migração de limite de grão. (b) Agregado de quartzo apresentando recristalização por rotação de subgrão. (c) Pequenas porções de minerais de quartzo e plagioclásio da matriz que apresentam recristalização por *bulging*; lamelas de biotita marcando a foliação; na porção inferior esquerda da foto, macla de deformação em um plagioclásio. (d) Cristal de quartzo que se “espalha” pela lâmina, parecendo se tratar de uma feição de fusão. (e) Mesmo grão de quartzo analisado com comparador, mostrando que toda ela se trata de um único cristal. (f) Cristais de K-feldspato com pertitas em “chamas”; no contato superior de um deles, a presença de uma mirmequita. (g) Detalhe de um grão de K-feldspato com pertita em “chamas”. (h) Extinção setorizada em um K-feldspato que possui inclusões arredondadas de quartzo. (i) Mirmequita no centro da foto, no contato entre um grão de K-feldspato e um de plagioclásio. (j) Cristais arredondados de granada dispostos ao longo de lamelas de biotita ou próximos a elas.....41

Figura 14 - Croqui esquemático de uma porção do afloramento ST05, mostrando as foliações S₁ e S_{2a}, com a presença do biotita granodiorito porfírico, além do ortognaisse peraluminoso e alguns veios de pegmatito.....42

Figura 15 - (a) Agregado de cristais de quartzo seguindo a foliação; lamelas de biotita contornando o agregado e marcando a foliação. (b) Recristalização na matriz por *bulging* e rotação de subgrão. (c) Recristalização de quartzo por migração de limite de grão. (d) Grãos de plagioclásio apresentando maclas polissintéticas. (e) Cristal de plagioclásio com macla de deformação seguindo a foliação.....43

Figura 16 - Comparação entre as estruturas encontradas nas rochas da Associação 3 e nas rochas peraluminosas (dados de Carvalho da Silva, 2014). Diagramas equiáreas de isodensidade polar. (a) Concentrações dos polos da foliação S₁ na A3, que marcam um padrão de dobramento; lineação L_{x1}, eixos de dobra medidos em campo e eixo calculado. (b) Concentrações dos polos da foliação S₁ no biotita granodiorito e rochas peraluminosas, que marcam um padrão de dobramento; lineação L_{x1}, eixos de dobra medidos em campo e eixo calculado. (c) Concentrações dos polos da foliação S_{2a} na A3; lineação de estiramento L_{x2}. (d) Concentrações dos polos da foliação S_{2a} no biotita granodiorito e rochas peraluminosas; lineação de estiramento L_{x2}.46

Figura 17 - Modelo da progressão e partição da deformação pelas quais as rochas da A3 e o biotita granodiorito passaram.....47

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	Localização	13
1.2	Problemas	14
1.3	Premissas	15
1.4	Hipótese	15
1.5	Objetivos	15
2	REFERENCIAL TEÓRICO	16
2.1	Contexto Geológico Regional	16
2.2	Contexto Geológico Local	19
2.2.1	O Complexo Arroio dos Ratos	19
2.2.2	O biotita granodiorito porfirítico	22
3	MÉTODOS	25
3.1	Pré-campo	25
3.2	Campo	26
3.3	Pós-campo	26
4	RESULTADOS	27
4.1	Caracterização litológica	27
4.2	Caracterização estrutural	29
4.3	Petrografia e microestruturas	35
4.3.1	Ortognaisse tonalítico	35
4.3.2	Ortognaisse peraluminoso com granada	38
4.4	Estudo exploratório nas exposições do biotita granodiorito porfirítico	41
5	DISCUSSÕES DE RESULTADOS	44
6	CONCLUSÕES	50
	REFERÊNCIAS	51

1 INTRODUÇÃO

O estudo das características estruturais e petrográficas de rochas em escalas de afloramento a escalas microscópicas é fundamental para o entendimento da sua gênese e deformação. Ao analisarmos tais aspectos, vemos o resultado final de uma longa trajetória pelas quais essas litologias passaram. Esta história é sucessivamente registrada e parcialmente apagada até que se tenha uma fotografia final, que é o objeto de análise pelo qual tenta-se chegar o mais próximo possível do entendimento das ordens dos fatos e de como exatamente eles sucederam.

Associações de rochas do tipo tonalito, trondhjemitó e granodiorito (TTG) são comumente consideradas características de ambientes geotectônicos de arco magmático continental, desde o Arqueano até os tempos atuais (Barker, 1979; Condie, 2005; Martin *et al.*, 2005; Martin *et al.*, 2014). Vêm sendo tema de uma longa discussão acerca de sua origem e desenvolvimento, devido principalmente à incerteza da existência, ou não, de ambientes geotectônicos semelhantes aos modernos em idades tão longínquas.

No sul do Brasil, o Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb) (Bitencourt & Nardi, 2000) foi o responsável pela geração, posicionamento e deformação de grandes volumes de corpos graníticos sin-tectônicos em faixas compreendidas por zonas de cisalhamento. Entre a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC) e a Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval (ZCQSE) se encontra um conjunto de associações litológicas do tipo TTG, que corresponde ao embasamento paleoproterozoico das rochas sin-tectônicas de idades neoproterozoicas. Essas rochas do embasamento compõem o Complexo Arroio dos Ratos (CAR).

Em duas porções distintas do CAR foram caracterizados dois grupos de rochas peraluminosas com idades que se sobrepõem (aproximadamente 2.08 Ga), o que indica uma correlação entre eles. Um deles é o membro final de três associações TTGs, chamado de Associação 3 (A3) (Gregory *et al.* 2015, 2017), representado por ortognaisses. O outro é um biotita granodiorito porfirítico, que faz parte de um conjunto

de rochas peraluminosas concordantes estruturalmente entre si (Carvalho da Silva, 2014, 2018). Enquanto há um estudo focado no detalhamento estrutural do biotita granodiorito porfirítico, as rochas da Associação 3 fizeram parte de um estudo mais geral neste aspecto, pois ainda compreendia um estudo geoquímico e geocronológico desta e mais duas associações.

Nesta conjuntura, o presente projeto visa o desenvolvimento de uma análise estrutural da Associação 3, com o objetivo de comparação de suas características com aquelas descritas no biotita granodiorito porfirítico; uma pequena contribuição para um entendimento maior acerca do contexto geológico do embasamento paleoproterozóico no Escudo Sul-rio-grandense, mais especificamente no que diz respeito ao Complexo Arroio dos Ratos.

1.1 Localização

A área de estudo está localizada a sul do município de Butiá, a aproximadamente 85 km de Porto Alegre (Fig. 1). O acesso, partindo de Porto Alegre, é feito no sentido oeste, pela rodovia BR-290. Geograficamente, a área situa-se na carta topográfica de Butiá (SH 22-Y-B-II-1) e na carta de Quitéria (MI-2985/4). A chegada até os afloramentos pode ser feita entre as cidades de Arroio dos Ratos e Butiá, virando-se à esquerda na rotatória da subestação da CEEE, ou então através da cidade de Minas do Leão, sentido Sul.



Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo com o trecho da BR-290 que serve de acesso à região, partindo de Porto Alegre.

1.2 Problemas

Por se tratarem de *roof pendants*, as rochas do CAR são de difícil compreensão e correlação, pois não possuem continuidade no espaço físico. Estudos estruturais detalhados em diferentes escalas são de extrema importância neste contexto, e servirão para encontrar respostas aos seguintes problemas:

- 1) Existe relação entre as tramas estruturais das rochas da A3 e do biotita granodiorito porfirítico?
- 2) A história deformacional destas rochas é a mesma?

1.3 Premissas

1) Estruturas contracionais sub-horizontais, contemporâneas a estruturas subverticais com transcorrência são características de ambiente transpressivo.

2) Duas litologias de um mesmo Complexo, com mesma idade e mesmo arcabouço estrutural devem ter passado pela mesma história deformacional.

1.4 Hipótese

O presente trabalho levanta a seguinte hipótese para os problemas dispostos: as rochas da Associação 3 e o biotita granodiorito porfirítico são o resultado da mesma história deformacional, no mesmo ambiente geotectônico.

1.5 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é a caracterização do arcabouço estrutural das rochas da Associação 3 (Gregory *et al.* 2015, 2017), a partir de uma abordagem integrada em diferentes escalas, com posterior estudo comparativo dos registros estruturais e microestruturais, com a determinação de uma correlação ou não dessas litologias com as unidades peraluminosas descritas por Carvalho da Silva (2014, 2018). Para tanto, será necessário atingir os seguintes objetivos específicos:

1) Entender a disposição estrutural das litologias da A3 e qual a ordem dos processos geológicos ocorridos.

2) Determinar a história deformacional registrada pela A3.

3) Buscar estabelecer e interpretar os aspectos comuns entre as rochas da A3 e o biotita granodiorito porfirítico.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Contexto Geológico Regional

A área de estudo está situada na porção sul da Província Mantiqueira (Almeida, 1977), na parte leste do Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) (Fig. 2). A Província Mantiqueira (PM) é uma província estrutural formada através do processo de amalgamação dos crátons Río de la Plata, São Francisco, Congo e Kalahari, durante o ciclo Brasileiro. Além de preservar volumosos registros desta evolução Neoproterozoica (900-520 Ma), nela também se encontram unidades arqueanas, paleoproterozoicas e mesoproterozoicas, representantes do embasamento. Estendendo-se do sul do estado da Bahia até o Uruguai, sua porção meridional é representada pelo Cinturão Dom Feliciano (CDF), que compreende o Escudo Catarinense (EC), Escudo Sul-rio-grandense (ESrg) e Escudo Uruguaio (EU) (Almeida *et al.*, 1977)

O Cinturão Dom Feliciano é interpretado por diversos autores como o registro de um cinturão orogênico neoproterozoico, resultado da aglutinação dos crátons Río de Plata, Congo e Kalahari durante a formação do supercontinente Gondwana (Hartmann *et al.* 2007). As unidades do embasamento paleoproterozoico do CDF compreendem áreas reduzidas no EC e no ESrg, rodeadas pelos registros neoproterozoicos, além de uma área de maior extensão no EU que compreende os melhores registros do Cráton Río de la Plata onde, no Terreno Piedra Alta, estão os registros do cráton sem retrabalhamento.

Conforme Hartmann *et al.* (2017), o ESrg é o resultado de processos de geração e deformação de crosta continental, desenvolvidos principalmente em dois ciclos orogênicos: o Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e o Brasileiro (900-535 Ma). O

CDF é representado no Escudo por três unidades tectono-estratigráficas neoproterozoicas: na porção oeste, o Terreno São Gabriel é composto por rochas representativas de um arco magmático intra-oceânico e de um arco continental, ambos Brasileiros; na área central, o Bloco Tijucas consiste de uma associação de rochas metassedimentares e metavulcânicas Meso- e Neoproterozoicas, com subordinadas exposições do embasamento Paleoproterozoico; por último, a leste, o Batólito Pelotas é composto por um grande volume de rochas graníticas geradas por retrabalhamento crustal e magmatismo mantélico.

O Batólito Pelotas é um complexo plutônico composto de várias suítes, cujo magmatismo teve duração de cerca de 70 Ma (entre 630 Ma e 570 Ma), onde Phillip (1998) reconheceu seis suítes graníticas, em que a maior parte foi disposta por um regime transpressivo. Segundo Bitencourt (1996) e Bitencourt & Nardi (2000), esse grande volume de magmatismo granítico foi controlado por uma estrutura descontínua de escala crustal, pós-colisional e ativa durante o Ciclo Brasileiro (650-580 Ma), chamada de Cinturão de Cisalhamento Sul-brasileiro (CCSb). O CCSb compreende diversas zonas de cisalhamento anastomosadas de escala quilométrica, com cinemática transcorrente ora dextral ora sinistral e direções que variam de N-S a ENE-WSW.

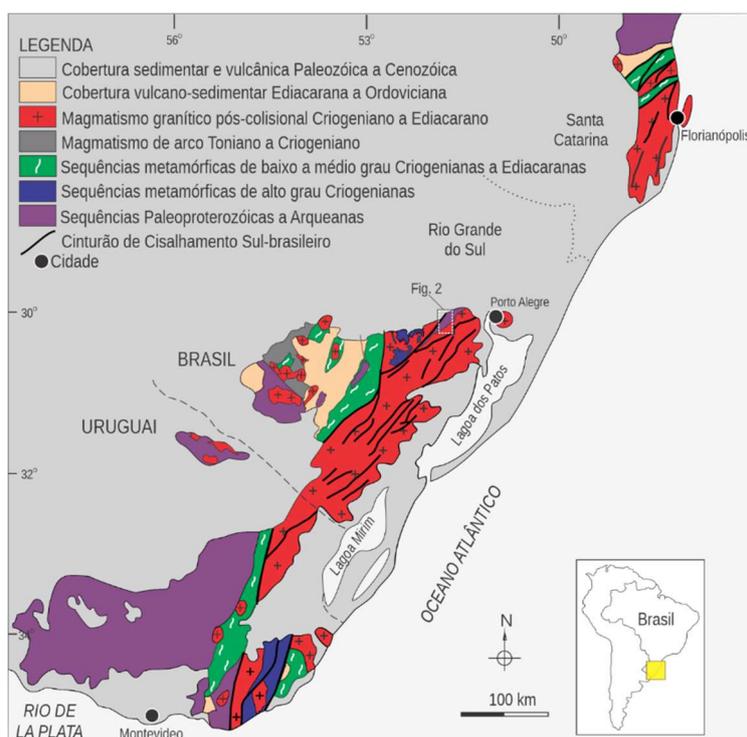


Figura 2 - Mapa geológico do Escudo Sul rio-grandense, com a localização da área a ser estudada (modificado de Bitencourt e Nardi, 2000).

Em meio às diversas zonas de cisalhamento que compõem o CCSb, estão a Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), definida por Fernandes *et al.* (1993), e a Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval (ZCQSE), definida por Knijnik *et al.* (2013). A ZCTDC é identificada como responsável pela alocação de três corpos graníticos neoproterozoicos, sintectônicos à sua atividade. São eles: Granito Cordilheira (Tessari & Picada, 1966; Koester, 1995), Granito Arroio Francisquinho (Mesquista & Fernandes, 1990; UFRGS, 1993; Koester, 1995; Koester *et al.*, 2001) e Granito Quitéria (Fernandes *et al.*, 1988). Sincronicamente, outros três volumes de granitoides sintectônicos foram regidos pelo trabalho da ZCQSE, o Granodiorito Cruzeiro do Sul (Knijnik, 2008, Knijnik *et al.*, 2012) e os Granitoides Arroio Divisa (Fontana, 2008; Fontana *et al.*, 2012) e Sanga do Areal (Centeno, 2012). Posicionado entre essas duas zonas de cisalhamento e intrudido pelas litologias citadas, está o Complexo Arroio dos Ratos, que registra o embasamento das rochas do Batólito Pelotas (Fig. 3).

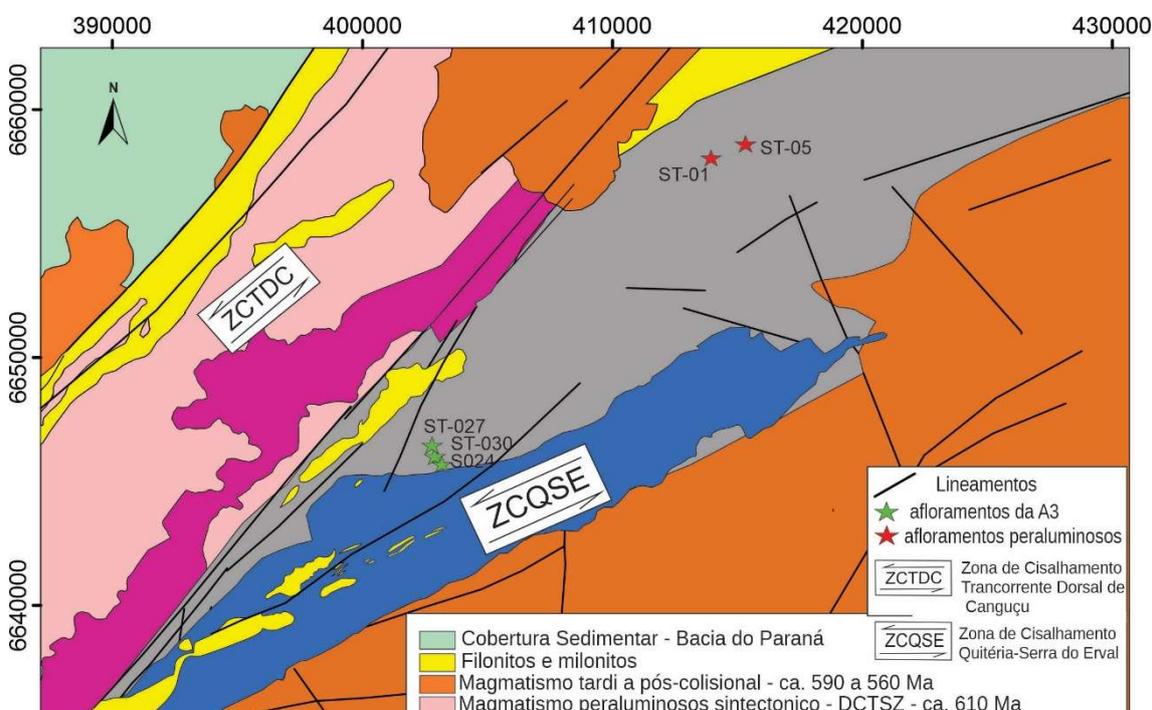


Figura 3 - Mapa de maior detalhe que mostra onde está situado o afloramento correspondente à A3 e ortognaisses peraluminosos que servirão de comparação, entre a ZCTDC e a ZCQSE (extraído e modificado de Carvalho da Silva, 2018).

2.2 Contexto Geológico Local

2.2.1 O Complexo Arroio dos Ratos

O Complexo Arroio dos Ratos (CAR) caracteriza-se por ser um *roof pendant* do embasamento paleoproterozoico, imerso em um grande volume de rochas graníticas pós-colisionais neoproterozoicas do Batólito Pelotas. Foi primeiramente definido por Fernandes *et al.* (1998) como Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e, posteriormente, redefinido e reduzido territorialmente por UFRGS (2007) como Complexo Arroio dos Ratos (CAR), devido à forte presença de rochas graníticas deformadas.

Gregory *et al.* (2011, 2015) definiram três associações (A1, A2 e A3) do tipo TTG (tonalito, trondhjemito e granodiorito), com assinatura geoquímica de ambiente de arco magmático continental, representando o período meso- a tardi-Riaciano do Paleoproterozoico.

Foram caracterizadas por Gregory *et al.* (2015) as três associações e definidas suas respectivas idades:

Associação 1 (A1): compreende granada-biotita metatonalitos deformados e com recristalização em condições de alta temperatura, com magmatismo máfico associado. Possuem idade de cristalização ígnea de 2.15 Ga.

Associação 2 (A2): são tonalitos e dioritos intrusivos nas rochas da A1, também apresentando recristalização de alta temperatura, porém são menos deformados e preservam parcialmente suas estruturas primárias. Possuem magmatismo máfico associado. Têm idade de cristalização ígnea de 2.13 a 2.15 Ga.

Associação 3 (A3): é representada por gnaisses tonalíticos a granodioríticos, cuja composição, estruturas e feições de metamorfismo são semelhantes às das rochas da A1, porém com bandamento metamórfico mais desenvolvido. Além disso,

a A3 não possui magmatismo máfico associado e seu bandamento apresenta localmente feições de migmatização. Sua idade de cristalização é de 2.07 a 2.1 Ga.

Estudo geoquímico realizado por Gregory *et al.* (2017) indicou que as rochas da A1 e A2 têm origem em fontes magmáticas juvenis, produto de uma fusão do manto litosférico metassomatizado na zona de subducção, onde os magmas resultantes passaram por processos de assimilação crustal e cristalização fracionada. Esta assimilação crustal seria um processo de auto-canibalismo, onde processos de fusão parcial geraram magmas que se alocaram na base da crosta, cristalizaram e depois foram assimilados novamente pelo magma residual. Dados geoquímicos indicam que a A3 apresenta fonte similar àquela da A1 e A2 e que teria passado pelo mesmo processo de auto-canibalismo, porém, também havendo uma contaminação por uma fonte crustal diferente. Essa assinatura geoquímica, aliada à lacuna de magmatismo básico e a idade mais jovem que aquelas registradas na A1 e A2, sugerem que as rochas da A3 marcam um estágio mais maduro do arco magmático.

Carvalho da Silva (2014, 2018) definiu em outra região do Complexo Arroio dos Ratos três unidades: um ortognaisse peraluminoso, um biotita granodiorito porfirítico (BGP) e um biotita granito. O biotita granodiorito é intrusivo no ortognaisse peraluminoso e ambos possuem o mesmo arcabouço estrutural, caracterizado por recristalização de alta temperatura e duas fases de deformação progressivas, também apresentando recristalização de baixa temperatura localizada. O estudo dessas deformações atestou um regime de desenvolvimento síncrono de estruturas de empurrão (*dip-slip*) e componentes de transcorrência (*strike-slip*), sendo o resultado de um regime transpressivo, possivelmente associado a um ambiente de colisão oblíqua. O biotita granito é caracterizado por corpos tabulares orientados paralelamente a planos axiais de dobras do ortognaisse e do granodiorito, sendo, portanto, mais novo.

Estudo geocronológico realizado por Carvalho da Silva (2018) apresentou idade de cristalização de 2126 ± 7.6 Ma para o ortognaisse peraluminoso, com idades herdadas de 2.2 Ga que evidenciam a contribuição de crosta mais antiga para a geração da rocha. O biotita granodiorito porfirítico, intrusivo no ortognaisse peraluminoso, apresentou idade de cristalização de 2083 ± 25 Ma. Foi reconhecida uma sobreposição temporal em uma comparação desta idade com aquela da A3

(2077 ± 13 Ma) determinada por Gregory *et al.* (2015). Para o biotita granito foi revelada uma idade de 612 ± 2.6 Ma, com idades Arqueanas, Paleo-, Meso- e Neoproterozoicas mais velhas herdadas, indicando que houve um retrabalhamento crustal significativo no Neoproterozoico.

Foi proposto por Carvalho da Silva (2018) um modelo de desenvolvimento de um orógeno colisional oblíquo (Fig.4). O estágio pré-colisional seria representado pelas associações TTGs A1 e A2 de Gregory *et al.* (2015) há 2.15 Ga, que possuem composição característica de arco magmático continental. A fase colisional com fusão crustal e geração de magmatismo peraluminoso, em 2,13 Ga, é marcada pela cristalização do protólito do ortognaisse peraluminoso (Carvalho da Silva, 2014, 2018). O estágio pós colisional, há cerca de 2,08 Ga, é caracterizado pela intrusão de magmas peraluminosos em diferentes áreas do ambiente orógeno, sendo representado pelo biotita granodiorito porfirítico (2083 Ma) (Carvalho da Silva, 2018) pela A3 (2077 ± 13 Ma) de Gregory *et al.* (2015). A autora levanta a hipótese de que este orógeno colisional de idade Riaciana esteja relacionado à formação do supercontinente Columbia (Zhao *et al.*, 2002), tendo em vista a grande quantidade de orógenos descritos entre 2.1 – 2.0 Ga.

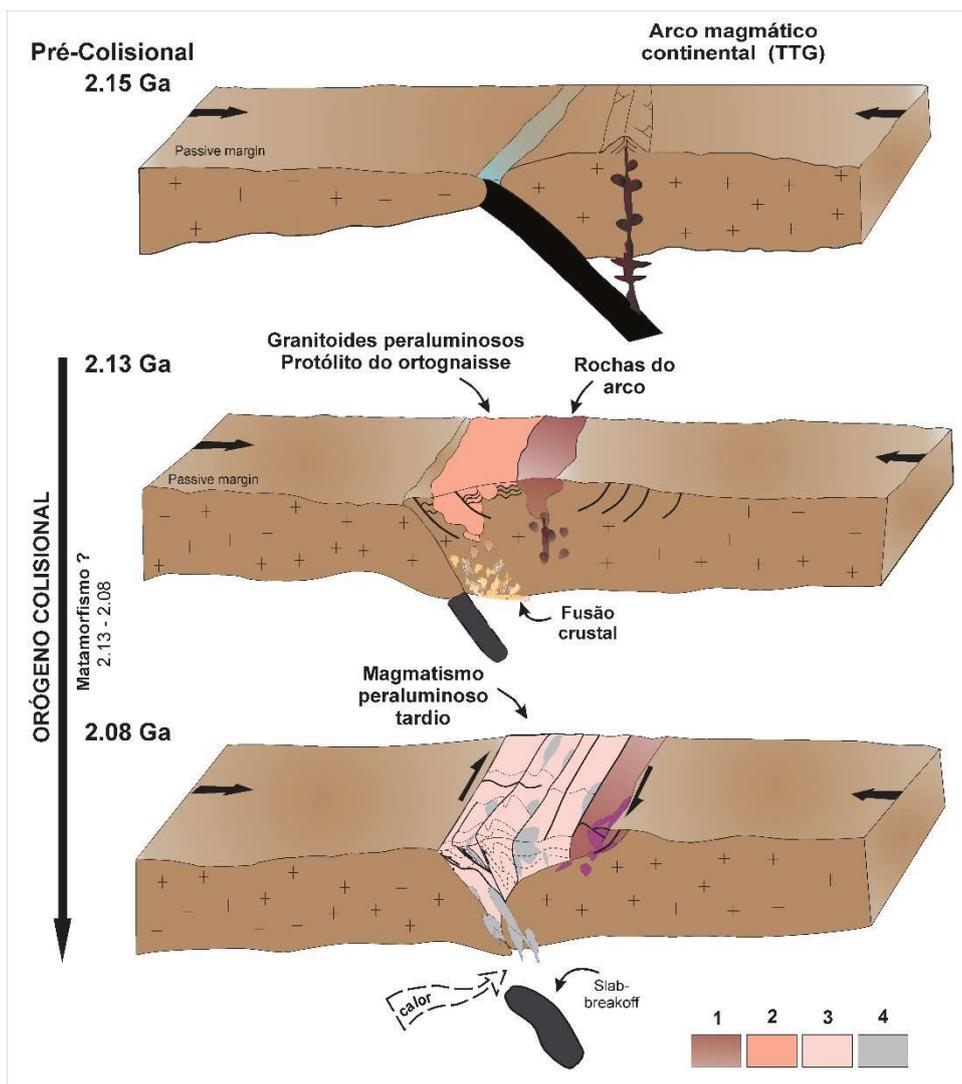


Figura 4 - Modelo de evolução geotectônica proposto por Carvalho da Silva (2018). 1 – Rochas do arco (TTG); 2 – Protólito do ortogneisse; 3 – Ortogneisse peraluminoso; 4 – biotita granodiorito porfirítico e gnaisse granodiorítico fino.

2.2.2 O biotita granodiorito porfirítico

As três litologias peraluminosas registram as mesmas fases deformacionais, e Carvalho da Silva (2014) descreve uma estrutura $L > S$ dominante nas três rochas peraluminosas, porém mais bem desenvolvida no ortogneisse peraluminoso. A S_1 nesta rocha é um bandamento marcado pela variação granulométrica e orientação das micas, enquanto a L_{X1} é marcada pelo estiramento de agregados quartzo-feldspáticos.

No biotita granodiorito porfirítico, a S_1 é marcada pela orientação dos minerais de biotita. Segundo a autora, algumas feições indicam que a deformação na rocha se deu quando o magma ainda estava parcialmente cristalizado, como observado, por exemplo, nos grãos de plagioclásio acompanhando a deformação da foliação S_1 e nos planos de suas maclas polissintéticas orientados em médio a baixo ângulo com esta foliação principal. Entretanto, esta deformação prosseguiu enquanto o BGP já estava totalmente cristalizado, como pode ser atestado nos porfiroclastos com caldas de recristalização. Assim como a S_1 , a L_{x1} é menos desenvolvida no biotita granodiorito do que no ortognaisse peraluminoso.

Carvalho da Silva (2014) retrata a foliação S_1 destas rochas possuindo baixo a médio ângulo de mergulho e direção variável, distribuindo-se segundo um padrão de guirlanda em projeção estereográfica. Isso se deve ao fato dessa foliação ser afetada por dobras F_2 , centimétricas a decamétricas. A L_{x1} tem alto *rake* no plano da S_1 , com caimento médio para oeste (Fig. 5a). Retirando-se o efeito das dobras F_2 , a foliação principal tem posição original sub-horizontal e os indicadores cinemáticos observados no plano XZ indicam movimento de topo para NW. A L_{x1} é tão bem desenvolvida nas charneiras das dobras F_2 que evidencia o caráter construtivo da deformação, constituindo domínios de tectonito L. A mesma lineação é presente nos flancos, mas menos desenvolvida.

A autora ainda descreve as dobras F_2 como fechadas, cilíndricas e simétricas, contendo eixos com caimento moderado a forte para WNW e plano axial (PA) de direção ENE-WSW com alto mergulho. A L_{x1} é paralela aos eixos das F_2 e, estes, coincidem com o eixo calculado a partir do meridiano modal dos polos da S_1 .

De acordo com Carvalho da Silva (2014), o dobramento F_2 é responsável pela geração de uma foliação plano axial S_{2a} , subvertical e que, quando bem desenvolvida, assemelha-se à S_1 , podendo ser confundida (Fig. 5b). Nestes casos, a distinção entre elas só é possível com a observação de uma lineação de estiramento L_{x2} oblíqua presente na S_{2a} . É retratado pela autora, ainda, uma terceira estrutura (S_{2b}) constituída por zonas de cisalhamento centimétricas, subverticais, que deslocam as estruturas mais antigas com cinemática sinistral (Fig. 5c).

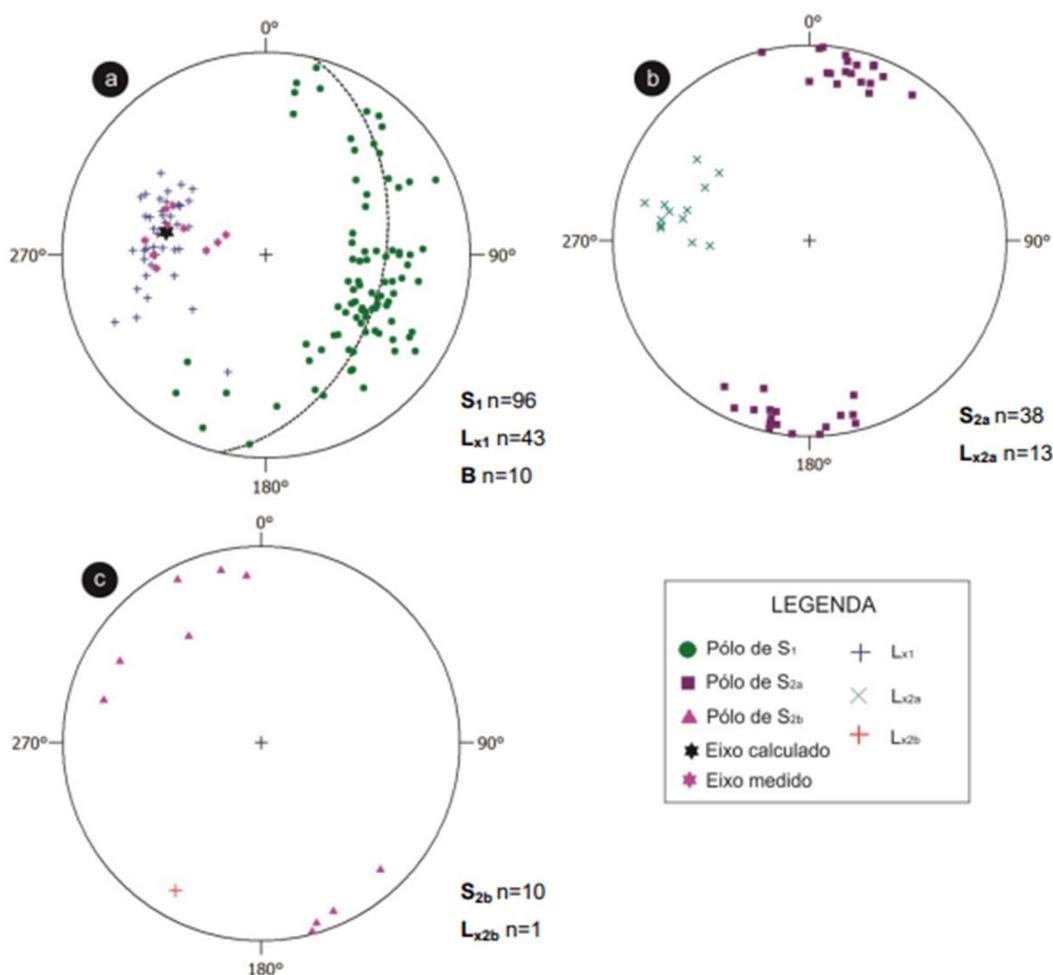


Figura 5 - Diagramas equiáreas das estruturas das rochas peraluminosas, com projeção no hemisfério inferior (extraído de Carvalho da Silva, 2018). (a) Polos da foliação S_1 com seu meridiano modal (linha tracejada), seu eixo calculado; também representados os eixos medidos em campo e lineações L_{x1} . (b) Polos da foliação S_{2a} e lineação de estiramento L_{x2} . (c) Polos da foliação S_{2b} .

Microestruturalmente, Carvalho da Silva (2014) descreve o biotita granodiorito como uma rocha porfírica com fenocristais de plagioclásio em uma matriz fina a média. Possui textura ígnea bem preservada, evidenciada por cristais de plagioclásio zonados. A foliação é anastomosada e marcada por lamelas de biotita contornando os demais minerais. Recristalização ocorre principalmente na matriz, principalmente por *bulging* mas também por rotação de subgrão. Nos plagioclásios, maclas polissintéticas são comuns e há fraturas extensionais preenchidas por material da matriz. Nas zonas onde predomina a S_{2a} caudas de recristalização atuam como indicadores cinemáticos de movimento distal. No quartzo é comum extinção ondulante e é verificada a formação de subgrãos pelo padrão tabuleiro xadrez, assim

como é comum a presença de recristalização por *bulging* e rotação de subgrão. As biotitas ocorrem como lamelas com coloração castanho avermelhada.

3 MÉTODOS

3.1 Pré-campo

Nesta etapa foi realizado um estudo prévio da região de ocorrência do Complexo Arroio dos Ratos, onde foram analisadas imagens de satélite buscando o reconhecimento de possíveis exposições litológicas inéditas relacionadas a este Complexo. Com base na geomorfologia do território e observação das áreas onde afloravam as rochas do CAR, o fato de se tratarem de litologias representantes do embasamento das rochas graníticas circundantes permitiu discriminar, já nesta etapa, os afloramentos potenciais daqueles que seriam das litologias mais jovens. Os afloramentos do CAR tenderiam a estar em regiões topográficas mais baixas, muitas vezes drenagens, enquanto os granitóides pós-colisionais estariam nas zonas mais altas, como morros e coxilhas.

A preparação dos materiais que deveriam ser levados aos campos, sempre no dia anterior, foi de grande aprendizado para a criação de um hábito sistemático que visa evitar esquecimentos e prejuízos na etapa de campo. Cartas topográficas, mapas geológicos, bússola, perneiras, óculos de proteção, escovas para a limpeza de afloramentos são alguns exemplos destes materiais.

Uma abrangente revisão bibliográfica foi iniciada na etapa de pré-campo, mas se estendeu durante todas as etapas do trabalho. Artigos, teses e dissertações foram estudados para poder compreender a geologia regional e local da área de estudo, assim como livros e artigos permitiram o entendimento de conceitos, processos e resultados geológicos de suma importância para o desenvolvimento da pesquisa.

3.2 Campo

Três saídas de campo foram realizadas. A primeira consistiu em um trabalho de mapeamento, com o objetivo de identificar afloramentos potenciais de rochas da Associação 3 e estabelecer os principais alvos de levantamento de detalhe para a etapa seguinte, com base em descrições litológicas, medidas estruturais e coleta de amostras, onde foram determinados inicialmente dois pontos com boa exposição litológica para serem estudados.

O segundo trabalho de campo já foi de caráter mais objetivo, onde foram estudadas especificamente as exposições litológicas da A3 selecionadas, que foram os afloramentos ST024, ST027 e ST030. Especificamente no ST024, foi executada uma análise estrutural detalhada em diferentes escalas, aliada a um croqui esquemático, retiradas de amostras, e coleta de dados.

No terceiro campo, o primeiro dia foi reservado para conhecer os afloramentos ST01 e ST05 estudados por Carvalho da Silva (2014, 2018), referentes ao ortognaisse peraluminoso e o biotita granodiorito porfirítico. No afloramento ST05 foi feito um croqui esquemático, com retirada de medidas estruturais, que permitiu uma maior intimidade com essas litologias. Nos seguintes dias de trabalho, foram realizados mais um croqui esquemático na área do afloramento ST024 e outro croqui no ST027, este último aliado a um perfil. Em todos esses afloramentos, além de minuciosa análise estrutural, foram feitas medidas estruturais, descrição de afloramento e retiradas de amostras. No ponto ST030, devido à falta de tempo hábil não foi possível fazer um croqui esquemático, porém foram desempenhadas as demais atividades realizadas nos outros afloramentos.

3.3 Pós-campo

Um estudo comparativo dos registros estruturais da A3 com as unidades peraluminosas contemporâneas ao magmatismo do CAR foi realizado. Foram digitalizados os croquis esquemáticos estruturais feitos em campo, através do *software CoreIDRAW®*. Estes foram integrados com estereogramas confeccionados utilizando as medidas estruturais coletadas em campo, através do *software*

Stereo32®.

Dez amostras coletadas em campo, pertencentes à Associação 3, foram selecionadas com o objetivo do estudo petrográfico e microestrutural. Elas foram encaminhadas ao laboratório de preparação de amostras do Instituto de Geociências da UFRGS, onde foram serradas e finalmente laminadas. Além dessas lâminas petrográficas, foram analisadas diversas lâminas das rochas peraluminosas descritas por Carvalho da Silva (2014, 2018), em especial o biotita granodiorito porfirítico, objeto de comparação no presente trabalho. O tamanho dos minerais, a média dos seus tamanhos, formatos dos minerais, orientações preferenciais, relações de contato entre eles, foliação, recristalização, indicadores cinemáticos e diversas texturas e microestruturas foram analisadas. A classificação petrográfica de cada amostra foi realizada através do diagrama QAPF (Streckeisen, 1976) e foi feita a determinação do índice de cor (M') (Le Maitre, 1989).

4 RESULTADOS

4.1 Caracterização litológica

Os ortognaisses da Associação 3 ocorrem na porção mais basal da geomorfologia local, como extensos lajeados em meio a sangas e rios, rodeados por coxilhas e morros graníticos. Dois afloramentos da A3 de áreas separadas, no mesmo rio, foram estudados.

No afloramento a Norte, a rocha principal é um ortognaisse tonalítico de coloração cinza claro, granulação fina a média e textura granoblástica (Fig. 6a, 6b). Sua composição mineralógica é tonalítica. O bandamento composicional é mili- a centimétrico, normalmente regular, com a banda félsica sendo caracterizada principalmente por agregados quartzo-feldspáticos. A banda máfica é marcada em maior parte por minerais alinhados de biotita e clorita.

Na exposição a Sul, predomina um ortogneisse peraluminoso com granada (Fig. 6c, 6d). A rocha possui coloração alaranjada, granulação média a grossa e textura granoblástica. Possui composição monzogranítica e a presença de minerais de granada é notável. O bandamento é irregular e de aspecto dúctil, marcado por níveis máficos e félsicos. Os níveis máficos são milimétricos, com biotita e granada, enquanto os níveis félsicos são mili a centimétricos, marcados por agregados quartzo-feldspáticos e porfiroclastos de feldspato potássico.

Este bandamento bem desenvolvido existente nas duas unidades é uma foliação metamórfica S_1 que está presente em ambas as rochas, porém mais preservado no ortogneisse tonalítico, pois o ortogneisse peraluminoso contém também outras estruturas que sucedem a S_1 . Em ambas as exposições está presente um granito porfirítico grosso, tardio, que ocorre como injeções que cortam a foliação e, por vezes, parecem estar concordantes com a mesma (Fig. 11d). A rocha possui coloração alaranjada com fenocristais de plagioclásio com coloração branca, subédricos e de aspecto fragmentado, imersos numa matriz de grãos médios a finos.

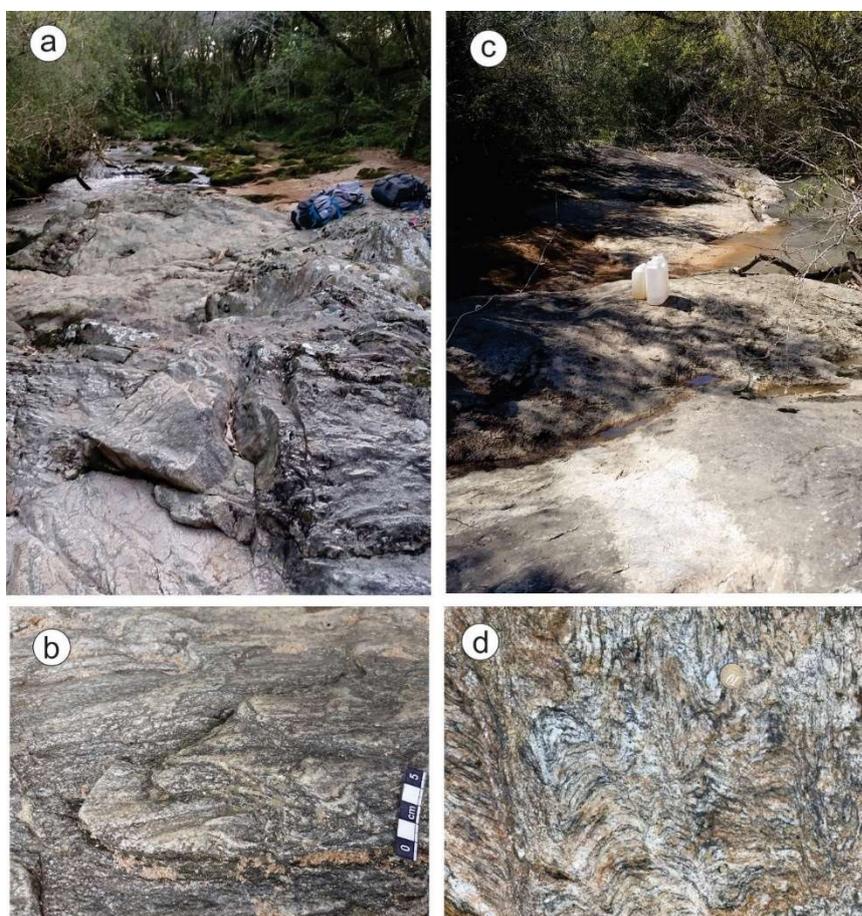


Figura 6 - (a) Aspecto geral do afloramento Norte (b) foliação S_1 bem preservada no ortognaisse tonalítico, com uma lineação de estiramento bem desenvolvida (c) aspecto geral do afloramento sul (d) foliação S_1 no ortognaisse peraluminoso, fortemente dobrada em escala centimétrica.

4.2 Caracterização estrutural

A estrutura planar principal é uma foliação S_1 registrada em ambas exposições, mas melhor preservada no afloramento Norte. A S_1 possui baixo a médio ângulo de mergulho, com direção variável entre NNE-SSW e WNW-ESE principalmente (Fig. 7c, Fig. 9a). Esta variação se deve ao efeito de um dobramento F_2 na foliação, de proporção métrica, cujo efeito é evidenciado pelo padrão de suas medidas estruturais, que variam em direção e mergulho, onde, sem o efeito do dobramento, a S_1 era originalmente horizontal. As porções mais verticalizadas marcam os flancos de dobra (Fig. 7a, 10a). Uma lineação metamórfica L_{x1} , bem desenvolvida, é marcada pelos agregados quartzo-feldspáticos estirados, com baixo caimento para WNW (Fig. 7c, Fig. 9a). É direcional nos flancos de dobra, onde a S_1 é mais verticalizada, e com alto *rake* nas charneiras, onde a S_1 é sub-horizontal. Nas charneiras das dobras F_2 , a L_{x1} se torna mais desenvolvida, destacando-se (Fig. 7c, Fig. 10b).

As dobras F_2 são de escala métrica, fechadas e assimétricas, possuem Planos Axiais subverticais e de direção E-W a NW-SE, com eixos de baixo a médio caimento para WNW, sendo paralelos às L_{x1} . O eixo calculado coincide com aqueles medidos em campo. Nos flancos das dobras, nota-se a presença de diversas dobras parasitas intrafoliais, centimétricas, apertadas, com PA paralelo ao bandamento subvertical (Fig. 7b) (Fig. 10c).

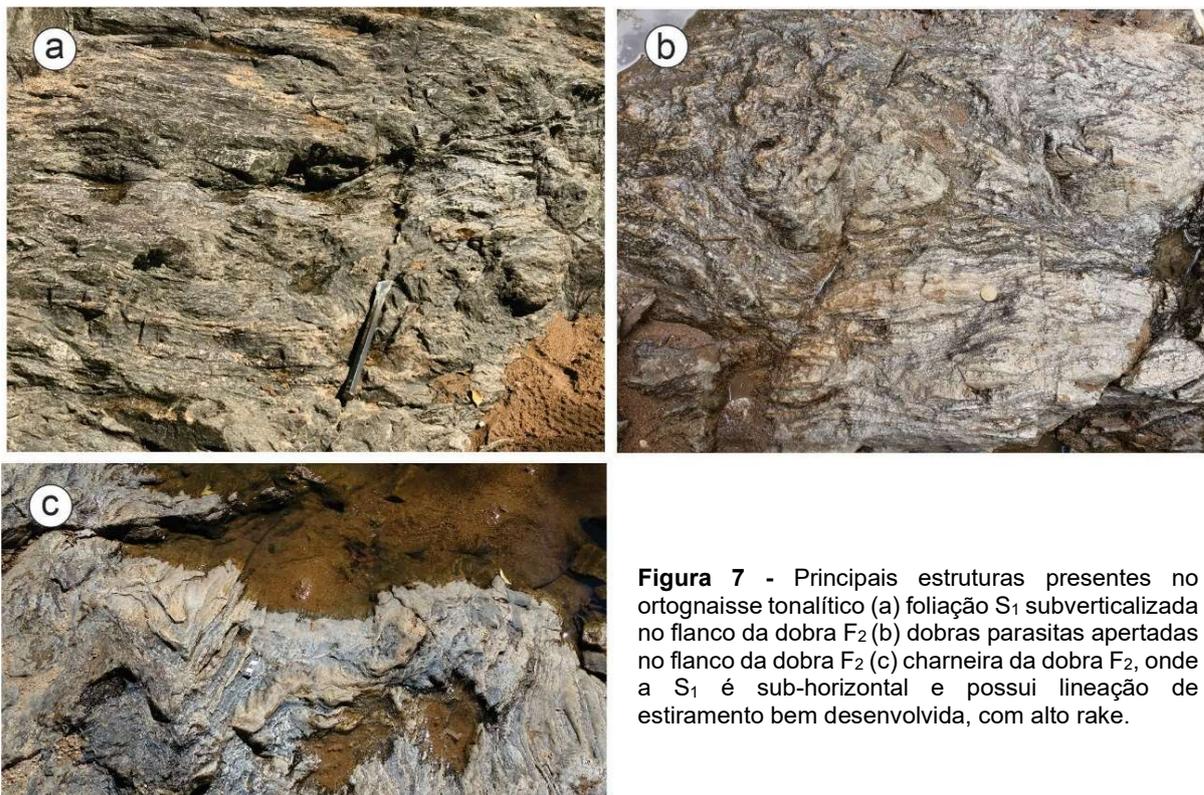


Figura 7 - Principais estruturas presentes no ortogneisse tonalítico (a) foliação S_1 subverticalizada no flanco da dobra F_2 (b) dobras parasitas apertadas no flanco da dobra F_2 (c) charneira da dobra F_2 , onde a S_1 é sub-horizontal e possui lineação de estiramento bem desenvolvida, com alto rake.

No afloramento Sul, o dobramento que afeta a S_1 é mais apertado e anastomosado, configurando um aspecto mais milonítico (Fig. 8a). Está fortemente afetado pelo dobramento F_2 , gerando dobras centimétricas abundantes, apertadas, cilíndricas, assimétricas, com Plano Axial subvertical de direção variando entre NW-SE / ENE-WSW e Eixo sub-horizontal com caimento para WNW. A evolução dessa deformação gera uma foliação S_{2a} marcada por um bandamento bem desenvolvido, anastomosado e paralela ao PA das dobras. Uma lineação de estiramento L_{x2} discreta é marcada por agregados quartzo-feldspáticos milimétricos estirados e é paralela à L_{x1} encontrada na S_1 (Fig. 8b, 9b).

Obliquamente à S_{2a} , ocorre uma terceira estrutura planar S_{2b} , de direção NW-SE, interpretada como contemporânea à S_{2b} . É caracterizada por um conjunto de shear bands de espessura centimétrica, localizadas, porém proeminentes (Fig. 8c, 9c). Elas arrastam a S_{2a} em sentido horário, formando um padrão S-C. Nos contatos da S_{2a} com a S_{2b} , onde o deslocamento dextral fica evidente, ambas possuem contatos difusos, reologia dúctil e acabam se mesclando e se emaranhando ao longo do plano da S_{2b} .

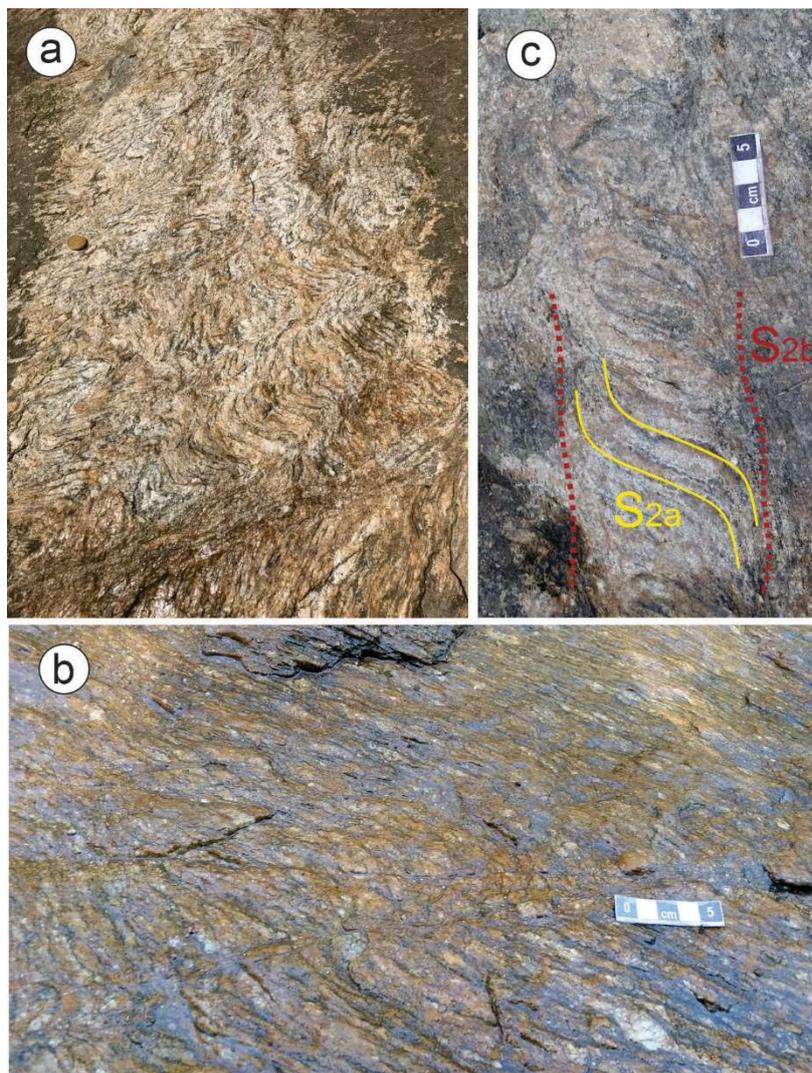


Figura 8 - Principais estruturas presentes no ortogneisse peraluminoso (a) foliação S_1 com dobras apertadas (b) foliação S_{2a} bem desenvolvida, com a presença de porfiroclastos (c) foliação S_{2a} sendo deslocada com movimento dextral pela S_{2b}

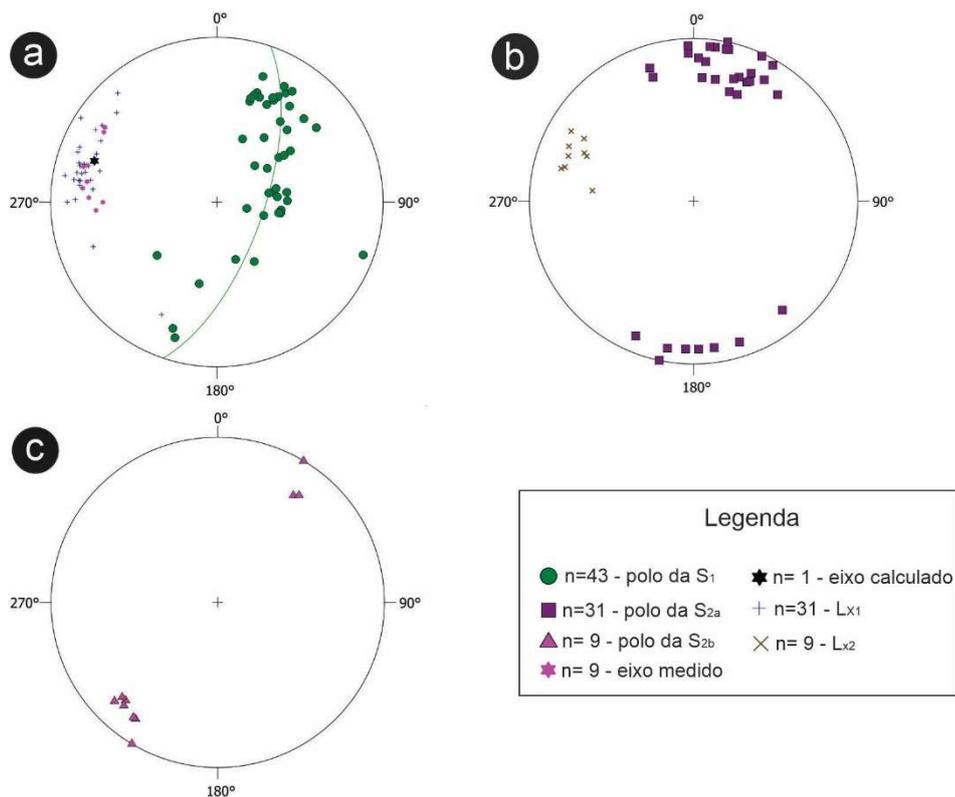


Figura 9 - Diagramas equiáreas das estruturas das rochas da A3, com projeção no hemisfério inferior. (a) Polos da foliação S₁ com seu meridiano modal (linha tracejada), seu eixo calculado; também representados os eixos medidos em campo e lineações L_{x1}. (b) Polos da foliação S_{2a} e lineação de estiramento L_{x2}. (c) Polos da foliação S_{2b}.

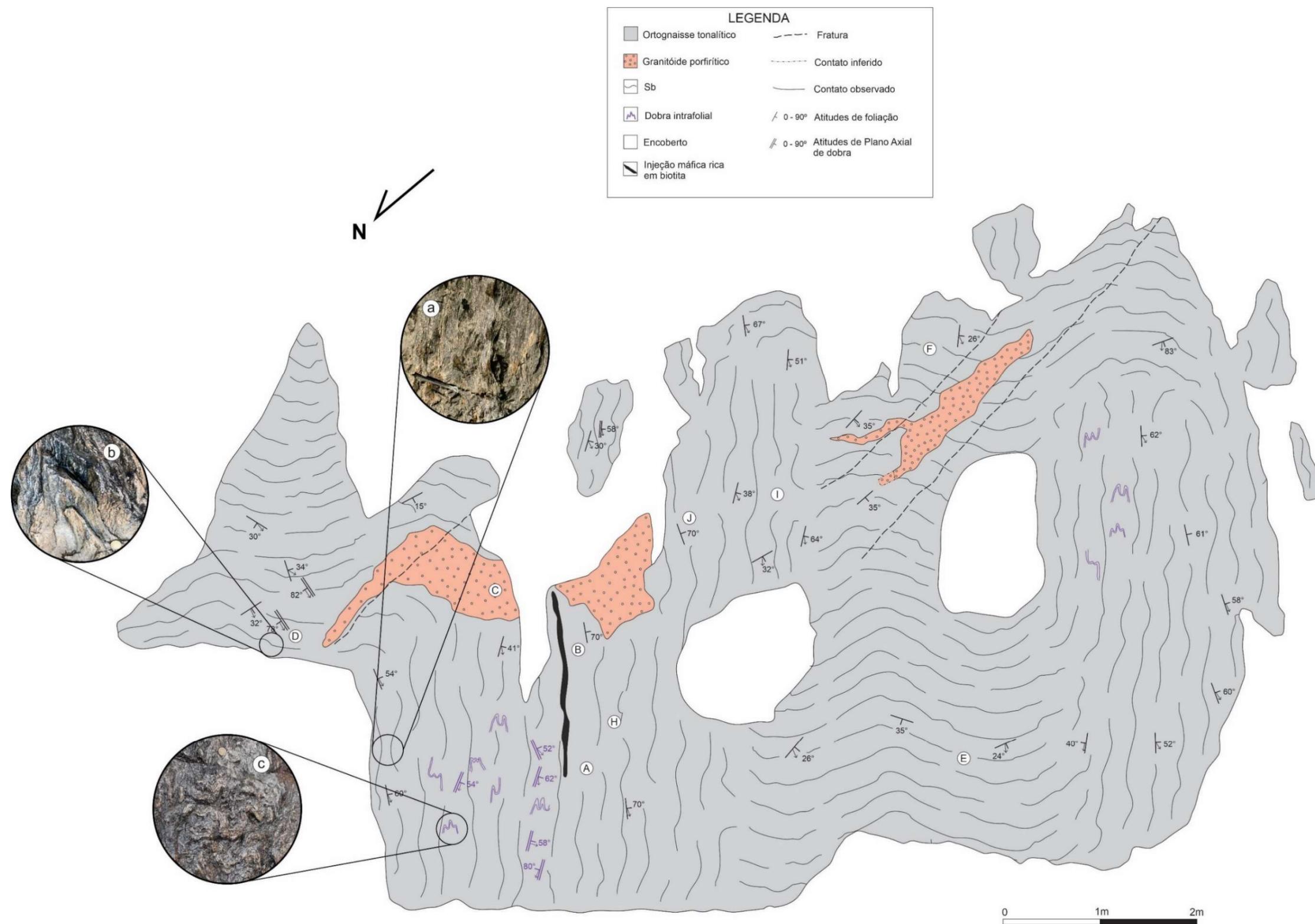


Figura 10 – Croqui esquemático do afloramento Norte, mostrando a foliação S_1 dobrada em grande escala no ortognaisse tonalítico. (a) Foto de detalhe do flanco da dobra verticalizado. (b) Foto de detalhe da charneira da dobra horizontalizada, com lineação de estiramento bem desenvolvida. (c) Dobras parasitas presentes no flanco da dobra maior.

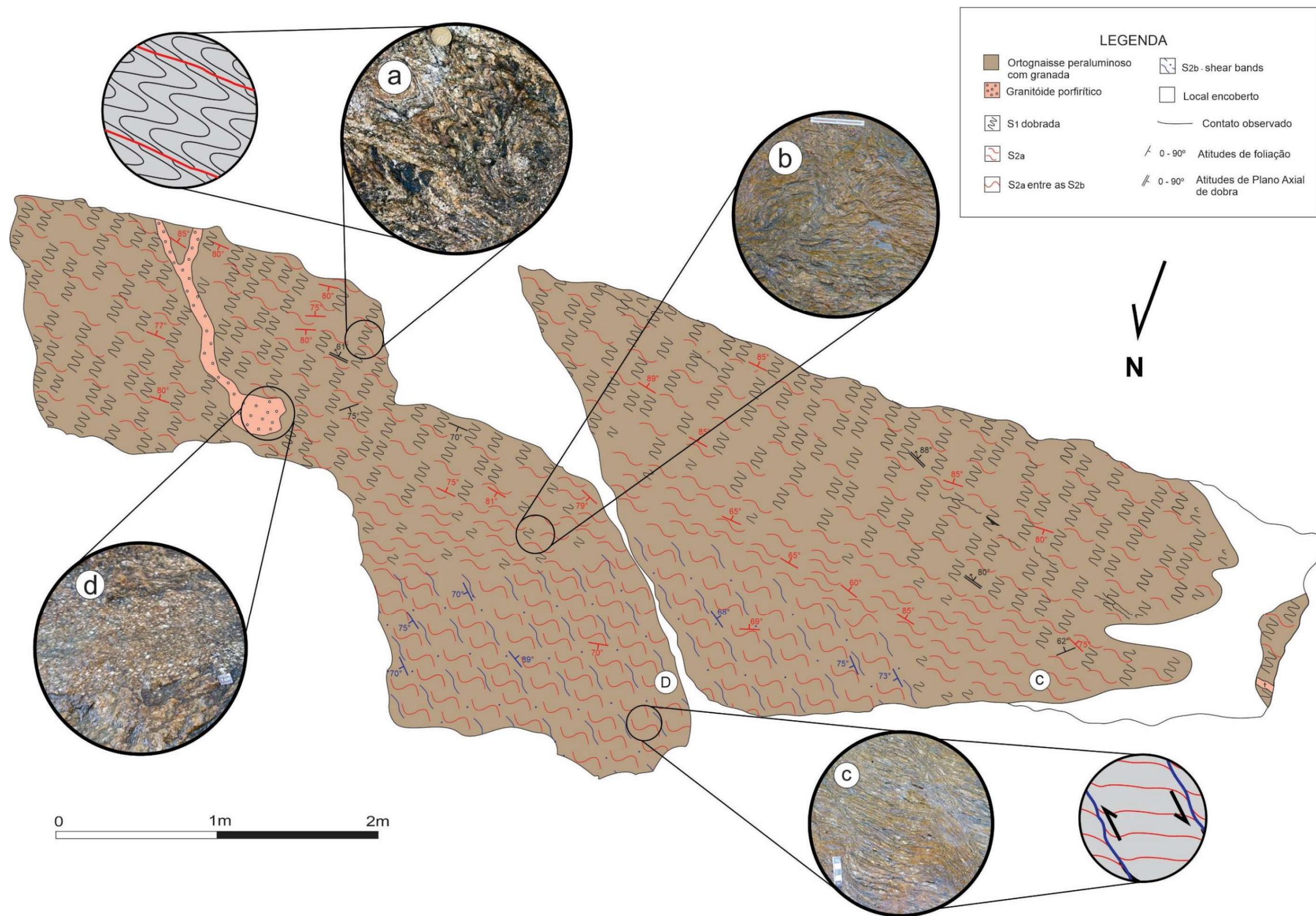


Figura 11 – Croqui esquemático do afloramento Sul, mostrando as foliações S₁, S_{2a} e S_{2b}. (a) Detalhe da foliação S₁ com dobras apertadas. (b) Detalhe da porção intermediária entre as áreas de predomínio da S₁ e da S₂. (c) Foto da S₃ deslocando a S₂ num movimento destrai. (d) foto do granito porfirítico tardio.

4.3 Petrografia e microestruturas

4.3.1 Ortognaisse tonalítico

O Ortognaisse tonalítico registra a foliação milonítica S_1 . Ela é marcada pela orientação dos grãos de quartzo e plagioclásio, assim como pelas lamelas de muscovita/clorita que circundam estes minerais anastomosadamente. A rocha possui textura granoblástica e um M' 20. A lineação é marcada por agregados quartzo-feldspáticos recristalizados e estirados (Fig. 12a). Como minerais secundários destacam-se os rútilos, que ocorrem como inclusões aciculares (textura sagenítica) nos grãos de muscovita cloritizada

Os cristais de *quartzo* ocorrem alongados segundo a foliação da rocha, dispersos ou em agregados. Estão presentes também na forma de inclusões arredondadas nos plagioclásios. Possuem contatos interlobados e amebóides e a extinção é ondulante. É comum extinção ondulante. Os agregados de quartzo são lentes estiradas seguindo a foliação, compreendendo muitas vezes também grãos de feldspato (Fig. 12a). Nestas lentes é abundante a recristalização por migração de limite de grão. Nos quartzos disseminados pela rocha, é muito importante a recristalização do tipo *bulging* (Fig. 12b).

O plagioclásio é o mineral dominante na rocha e ocorre como cristais alongados segundo a foliação da rocha. Os contatos tendem a ser serrilhados, retos ou interlobados. Ocorrem disseminados na rocha e em agregados quartzo-feldspáticos estirados. Em porções da rocha com maior deformação, ocorrem mais alongados, com bordas mais arredondadas, configurando um formato *augen* (Fig. 12e). Estes cristais possuem caldas de recristalização com plagioclásio, quartzo e também biotita/clorita, onde os plagioclásios são recristalizados pelo processo de *bulging*. Maclas tectônicas são muito abundantes e podem ser encontradas mesmo nos grãos mais alterados (Fig. 12c, 12d). Nos cristais maiores, são comuns inclusões de quartzo arredondado, mas também de lamelas de biotita/clorita que seguem a foliação da

rocha. A partir deles também podem ocorrer a formação de subgrãos de tamanho médio (Fig.12f).

A *muscovita* e a *clorita* ocorrem juntas, sendo a segunda produto da alteração da primeira. Ocorrem de forma anastomosada, disseminadas em toda a lâmina, porém se concentram em algumas zonas, onde a rocha parece estar mais deformada. É extremamente comum que as lamelas destes minerais circundem os grãos quartzofeldspáticos estirados, estando presentes inclusive em caudas de recristalização. É notável a presença de rutilo em alguns destes minerais, em formas circulares e de agulhas (Fig. 12g, 12h).

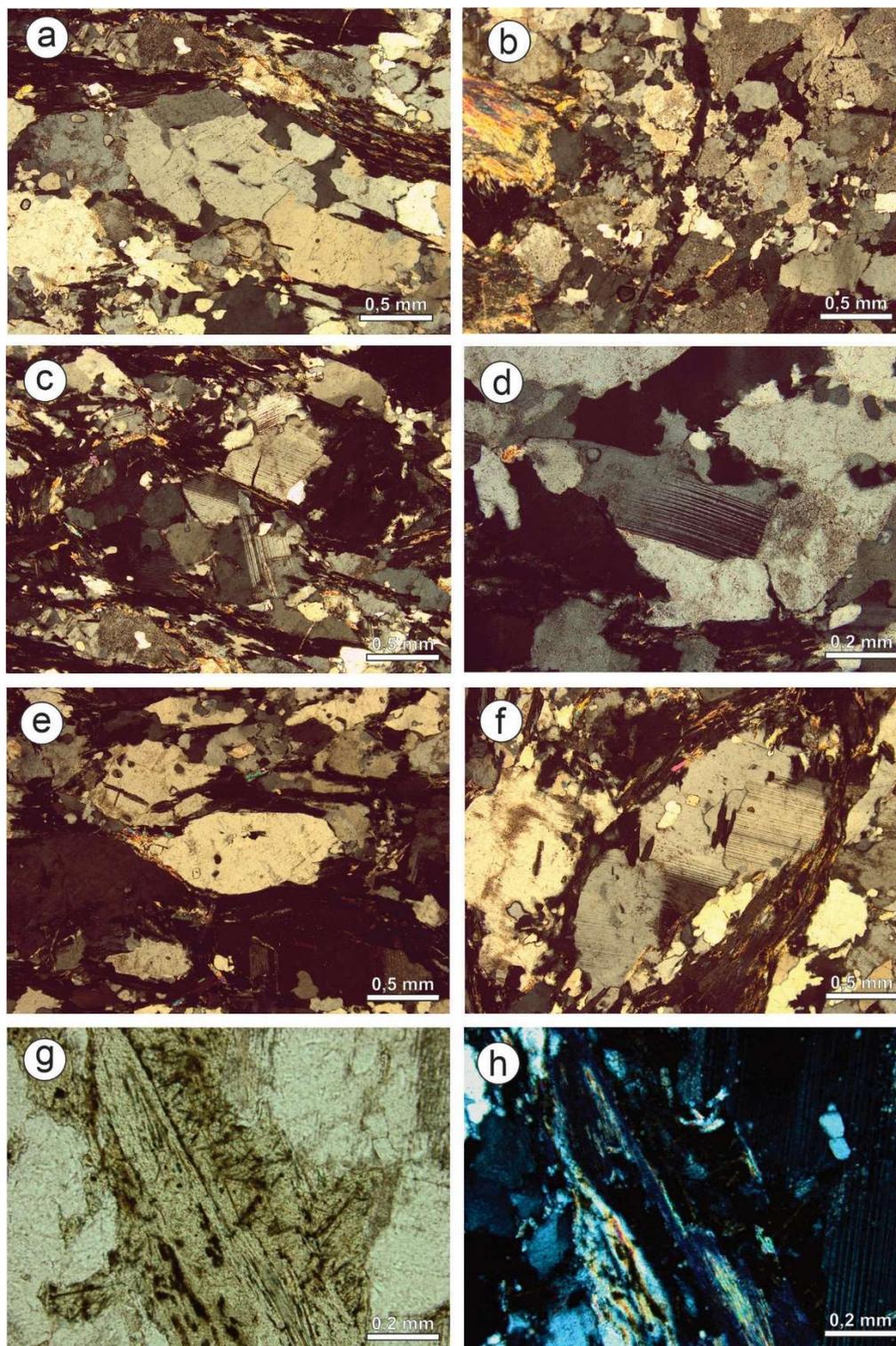


Figura 12 - Fotos do ortogneisse tonalítico em lâmina delgada. Todas fotomicrografias com nicóis cruzados, exceto Fig. 12g. (a) Agregado quartzo-feldspático estirado segundo a foliação, com lamelas de muscovita/clorita contornando-o, marcando a foliação. (b) grãos de quartzo e plagioclásio da matriz sofrendo recristalização do tipo *bulging*. (c) Diversos grãos de plagioclásio com maclas polissintética e maclas de deformação. (d) Detalhe de cristão de plagioclásio com macla de deformação. (e) Plagioclásio *augen* com cauda de recristalização e contornado por muscovita/clorita anasmosada. (f) Formação de subgrãos de plagioclásio a partir de um cristal maior do mineral. (g) Muscovita cloritizada com inclusões de rutilo circulares e aciculares (textura sagenítica) – nicóis descruzados. (h) Mesma feição, porém a nicóis cruzados.

4.3.2 Ortognaisse peraluminoso com granada

O ortognaisse peraluminoso possui composição monzogranítica e no geral tem uma textura granoblástica, mas nas foliações S_{2a} e S_{2b} parece se formar uma textura porfiroclástica. Sua composição peraluminosa é evidenciada pela presença de biotita, muscovita e granada. A foliação é marcada pelos grãos estirados de quartzo e pela orientação dos minerais de K-feldspato, plagioclásio e biotita da matriz. A lineação é evidenciada pelos porfiroclastos orientados de K-feldspato e pelos agregados de quartzo estirados.

Os cristais de *quartzo* ocorrem alongados segundo a foliação, têm contatos irregulares, sinuosos e interlobados. São bastante deformados, com extinção ondulante e é comum a geração de subgrãos ortogonais entre si com padrão tabuleiro de xadrez. Os grãos de quartzo ocorrem comumente em lentes estiradas segundo a foliação, que podem chegar a até 2cm de comprimento, ou disseminados ao longo da rocha. Também ocorrem como caudas de recristalização nos feldspatos e circundando estes minerais. Dominam as recristalizações por migração de limite de grão (mlg) (Fig. 13a) e por rotação de subgrão (rsg) (Fig. 13b), enquanto *bulging* (blg) (Fig. 13c) ocorre em quantidade muito menos expressiva. Enquanto a recristalização por mlg é mais comum nas lentes de quartzo, a rsg e blg são mais comuns nas caldas de recristalização. A presença do quartzo também é comum em forma de inclusões nos minerais de *K-feldspato* (Fig. 13h). Algumas feições parecem indicar fusão do quartzo, onde ocorrem fitas de quartzo espalhadas pela lâmina e percebe-se que na verdade se trata do mesmo cristal (Fig. 13d, 13e).

Os grãos de *plagioclásio* possuem de 0,5mm a 6mm de tamanho. Se apresentam bastante alterados. A orientação dos cristais tende a seguir a foliação e os cristais são normalmente subédricos, com contatos interlobados e contatos retos. Possuem macla de crescimento e é comum macla de deformação. Alguns cristais são mais arredondados (*augen*) e com cauda de recristalização. Nos contatos com grãos de *K-feldspato* é muito comum a presença de mirmequitos (Fig. 13f, 13i), onde eles podem ser paralelos com as maclas do *plagioclásio*. Em alguns minerais a macla da

albita ocorre em conjunto com a macla da periclina. Os minerais de plagioclásio ocorrem, ainda, como inclusões nos *K-feldspatos*.

Os *K-feldspatos* ocorrem como porfiroclastos que chegam até 1cm, mas também como cristais com 4mm em média, disseminados pela matriz. São anédricos e normalmente alongados, seguindo a foliação. Contatos podem ser sinuosos ou retos. Os grãos maiores podem possuir formato *augen*, com caudas de recristalização por rotação de subgrão. Há grãos médios que são subgrãos gerados a partir dos grãos maiores. É abundante a presença de maclas do tipo pertita em chamás (Fig. 13f, 13.g). A extinção setorizada é bastante comum e a evolução da deformação que a causa parece formar a geração incipiente de subgrãos (Fig.13h). Há muitas inclusões arredondadas de quartzo e também inclusões de plagioclásio.

Os cristais de *biotita* em algumas porções da rocha são de cor marrom, mas em outras podem ser bastante avermelhados. Ocorrem em quantidade reduzida, disseminados pela rocha, em forma de lamelas que circundam os minerais de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Apesar de ocorrerem margeando outros minerais, seus cristais individuais ocorrem euédricos e com bordas retilíneas.

Os cristais de *granada* são arredondados, de coloração rosada, com diâmetro médio de 0,3mm, mas podendo chegar a 1,5mm. Podem estar associado aos minerais de biotita ou não (Fig. 13j).

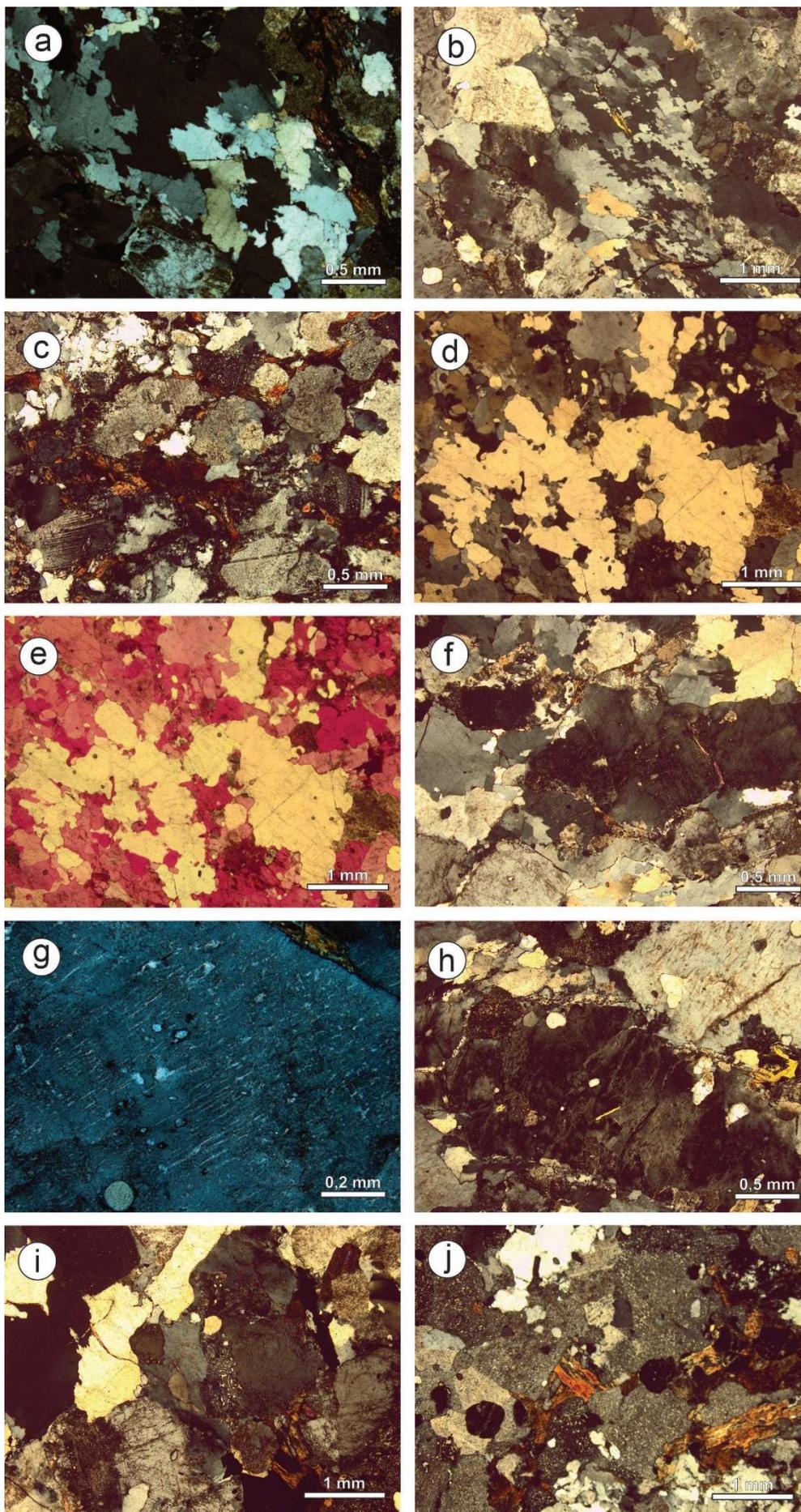


Figura 13 - (a) Agregado de quartzo apresentando recristalização por migração de limite de grão. (b) Agregado de quartzo apresentando recristalização por rotação de subgrão. (c) Pequenas porções de minerais de quartzo e plagioclásio da matriz que apresentam recristalização por *bulging*; lamelas de biotita marcando a foliação; na porção inferior esquerda da foto, macla de deformação em um plagioclásio. (d) Cristal de quartzo que se “espalha” pela lâmina, parecendo se tratar de uma feição de fusão. (e) Mesmo grão de quartzo analisado com comparador, mostrando que toda ela se trata de um único cristal. (f) Cristais de K-feldspato com pertitas em “chamas”; no contato superior de um deles, a presença de uma mirmequita. (g) Detalhe de um grão de K-feldspato com pertita em “chamas”. (h) Extinção setorizada em um K-feldspato que possui inclusões arredondadas de quartzo. (i) Mirmequita no centro da foto, no contato entre um grão de K-feldspato e um de plagioclásio. (j) Cristais arredondados de granada dispostos ao longo de lamelas de biotita ou próximos a elas.

4.4 Estudo exploratório nas exposições do biotita granodiorito porfirítico

A fim de um maior entendimento das características estruturais e petrológicas do biotita granodiorito porfirítico, foram visitados em campo dois afloramentos que compreendem as rochas peraluminosas descritas por Carvalho da Silva (2014, 2018). Foram feitas descrições petrográficas e medidas estruturais. Em uma das exposições, foi realizado um croqui estrutural em um lajeado de 7m x 2m em uma sanga (Fig. 14). Foram analisadas, ainda, lâminas petrográficas já existentes do biotita granodiorito porfirítico e algumas fotos de estruturas importantes foram tiradas pelo microscópio (Fig.15).

Croqui em planta - ST05 – Lajeado no rio



Figura 14 - Croqui esquemático de uma porção do afloramento ST05, mostrando as foliações S₁ e S_{2a}, com a presença do biotita granodiorito porfírico, além do ortognaisse peraluminoso e alguns veios de pegmatito.

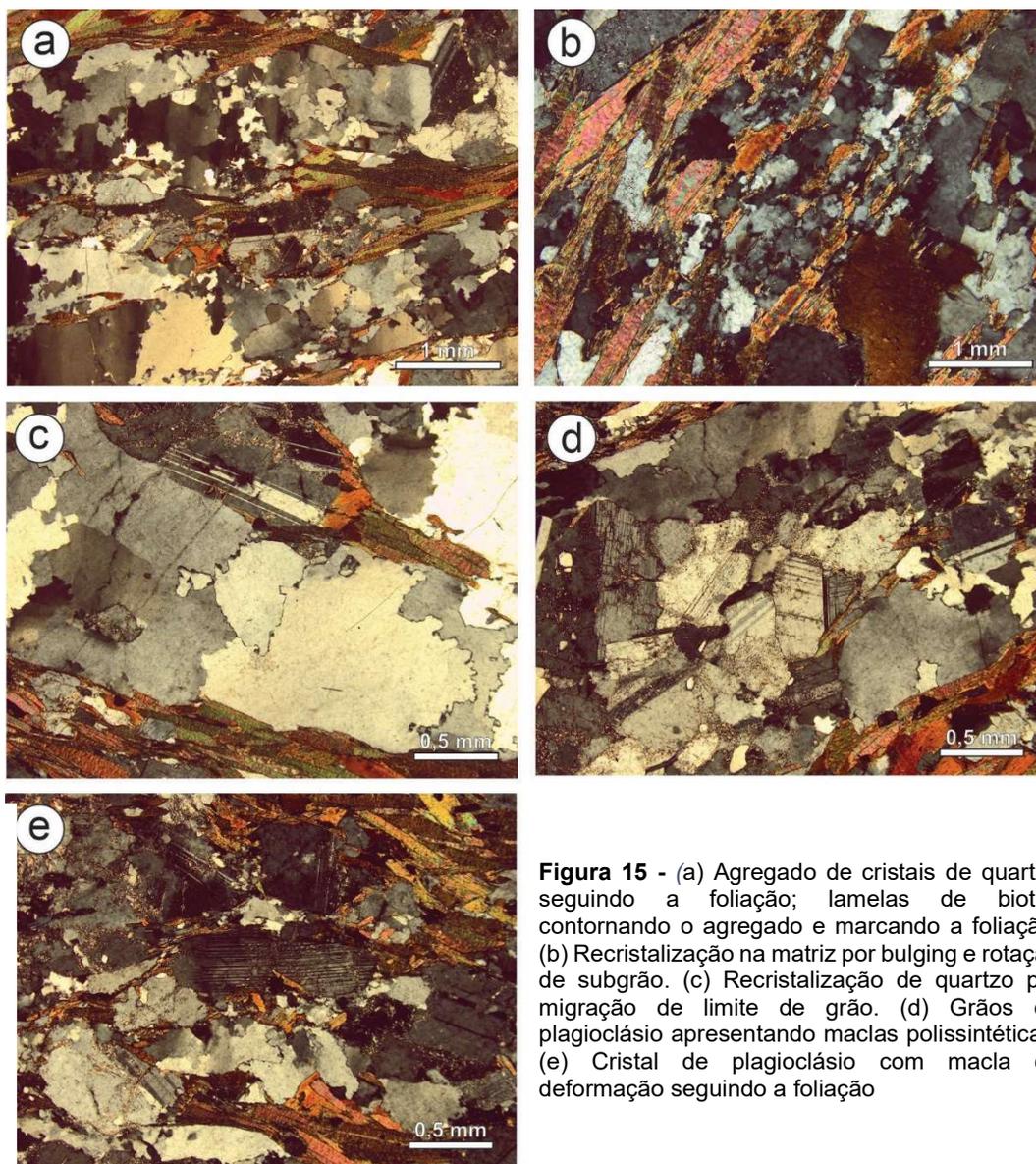


Figura 15 - (a) Agregado de cristais de quartzo seguindo a foliação; lamelas de biotita contornando o agregado e marcando a foliação. (b) Recristalização na matriz por bulging e rotação de subgrão. (c) Recristalização de quartzo por migração de limite de grão. (d) Grãos de plagioclásio apresentando maclas polissintéticas. (e) Cristal de plagioclásio com macla de deformação seguindo a foliação

5 DISCUSSÕES DE RESULTADOS

As estruturas das rochas da Associação 3, estudadas no presente trabalho, e as estruturas das rochas peraluminosas descritas por Carvalho da Silva (2014,2018) possuem forte conexão no que diz respeito ao seu padrão de medidas, que pode ser observado através dos estereogramas da figura 16. Nos arranjos da foliação S_1 das rochas A3 e da foliação S_1 do biotita granodiorito porfirítico é possível verificar a formação de guirlandas com padrões de dobra. As medidas dos eixos de dobra e das lineações L_{x1} , presentes nos planos das foliações S_1 de ambos os conjuntos litológicos, são muito próximas, com pequena variação no caimento. Apesar de apresentarem concentrações diferentes entre si no que diz respeito à orientação dos planos da S_1 , onde o sentido de mergulho predominante na A3 é de SW a W e nas rochas peraluminosas é de NW, seus Planos Axiais contêm direção WNW-ESSE e os meridianos modais dos polos de suas foliações também são parecidos. Estes dois padrões de concentração de medidas das foliações S_1 nos dois grupos de rochas, juntamente com o fato de apresentarem um Plano Axial e eixo de dobra muito semelhantes parece configurar o que seriam dois flancos de uma dobra de escala maior (Fig. 16a, 16b).

As foliações S_{2a} da A3 e do biotita granodiorito são bastante semelhantes. Ambas são subverticais com direção WNW-ESE principalmente, com as foliações do biotita granodiorito levemente mais verticalizadas. As lineações de estiramento L_{x2} também coincidem, com caimento para WNW e NW. Ambas foliações são geradas com a progressão da deformação que afetou as foliações S_1 , paralelas aos Planos Axiais do dobramento que as afetava. A L_{x2} com baixo *rake*, levemente oblíqua ao plano, indica a formação de um regime transcorrente nestas porções (Fig. 16c, 16d).

As zonas de cisalhamento com nomenclatura S_{2b} nas rochas da A3 e no biotita granodiorito porfirítico, ao contrário das estruturas anteriores, não possuem orientações semelhantes. Enquanto na A3 a estrutura é subvertical, possui direção NW-SE e cinemática dextral, no biotita granodiorito a S_{2b} também é subvertical, porém possui direção variável entre ENE-WSW e NNE-SSW, com cinemática sinistral.

Devido a estes sentidos de movimento opostos entre as duas estruturas e o fato de elas apresentarem ângulos de aproximadamente 60° entre si em determinadas medidas, elas poderiam ser interpretadas como um par conjugado. É importante salientar que a amostragem em ambas estruturas é pequena e, apesar de as *shear bands* da A3 terem uma direção bem determinada, as direções medidas nas *shear bands* do biotita granodiorito e rochas peraluminosas é variável e um número maior de dados amostrados seria interessante para uma conclusão mais assertiva (Fig. 16e, 16f).

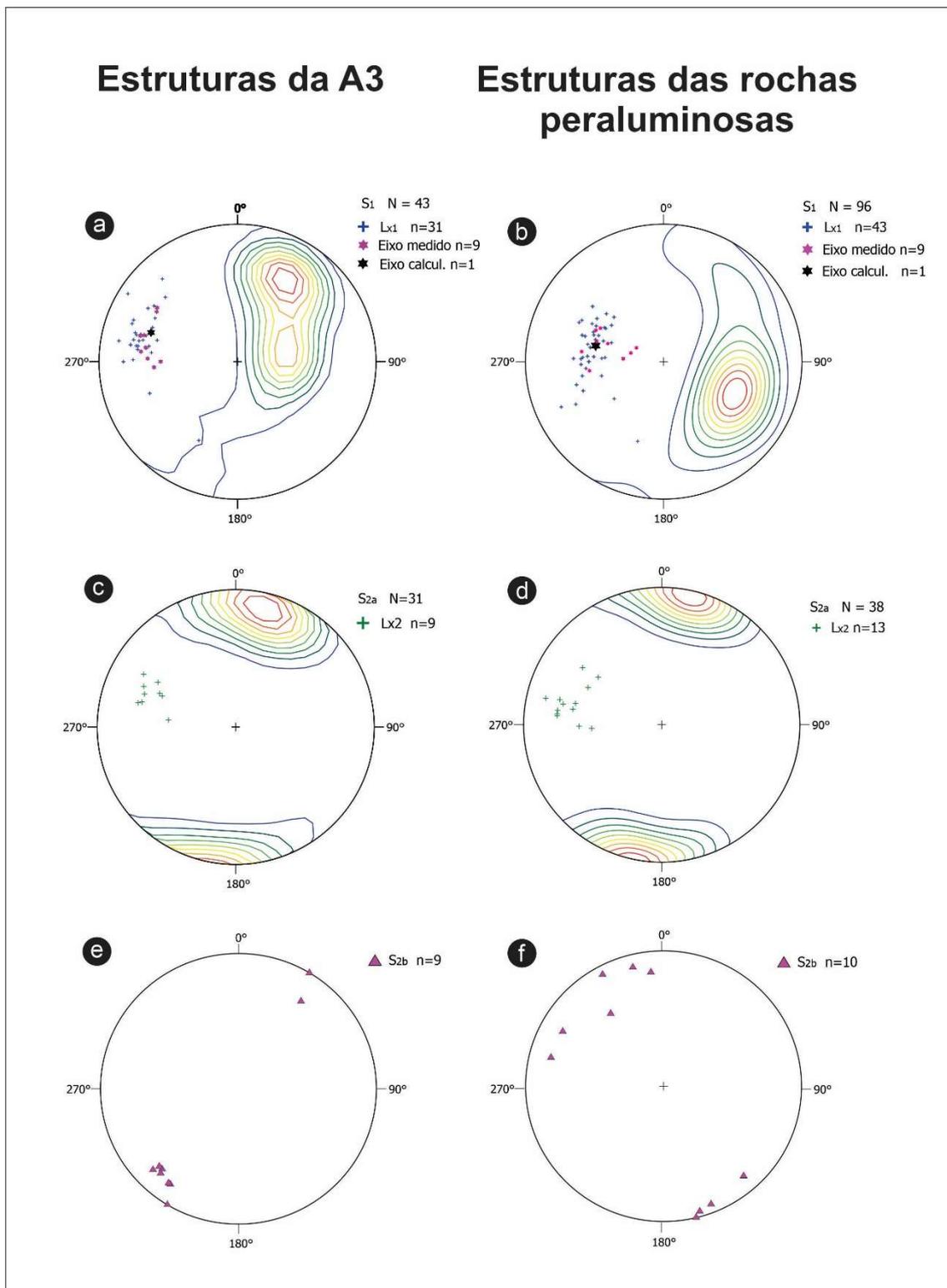


Figura 16 - Comparação entre as estruturas encontradas nas rochas da Associação 3 e nas rochas peraluminosas (dados de Carvalho da Silva, 2014). Diagramas equiáreas de isodensidade polar. (a) Concentrações dos polos da foliação S_1 na A3, que marcam um padrão de dobramento; lineação Lx1, eixos de dobra medidos em campo e eixo calculado. (b) Concentrações dos polos da foliação S_1 no biotita granodiorito e rochas peraluminosas, que marcam um padrão de dobramento; lineação Lx1, eixos de dobra medidos em campo e eixo calculado. (c) Concentrações dos polos da foliação S_{2a} na A3; lineação de

estiramento L_{x2} . (d) Concentrações dos polos da foliação S_{2a} no biotita granodiorito e rochas peraluminosas; lineação de estiramento L_{x2} .

Este conjunto de informações indica que ambos conjuntos de litologias passaram pela mesma história deformacional. É proposto um modelo na figura 17, que mostra a partição da deformação à medida que a tensão aumenta e as rochas estudadas vão respondendo à ela. A deformação começa com um encurtamento que gera um dobramento $F2$ que afeta a foliação S_1 . No plano da S_1 formam-se lineações de estiramento L_{x1} bem desenvolvidas, paralelas às linhas de charneira sub-horizontais, o que atesta o regime constritivo. Em sequência é gerada, a partir dos planos axiais da S_1 , uma foliação S_{2a} com cinemática dextral. Seu plano também contém uma lineação de estiramento L_{x2} que possui mesma orientação da L_{x1} , porém mais discreta e que tende a ser oblíqua ou paralela ao plano S_{2a} , o que comprova sua natureza transcorrente. Com o desenvolvimento da deformação são formadas ainda duas zonas de cisalhamento S_{2b} , com ângulo de aproximadamente 60° entre si e cinemáticas contrárias, configurando um par conjugado.

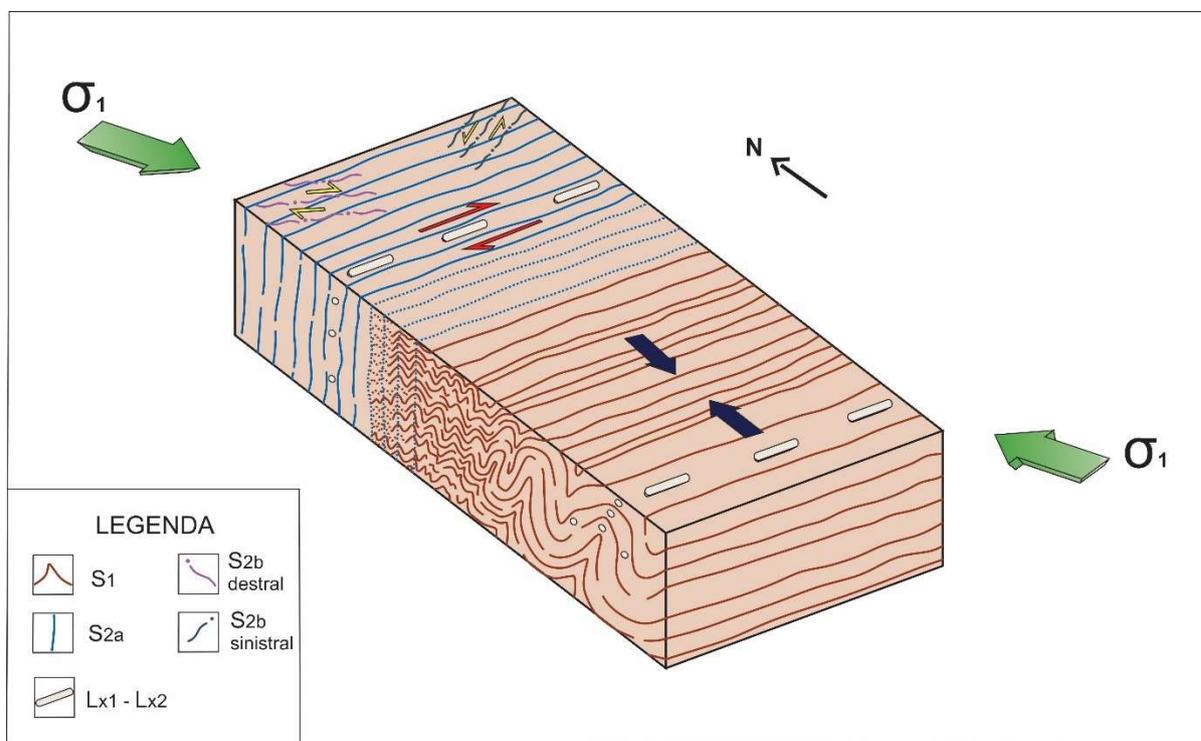


Figura 17 - Modelo da progressão e partição da deformação pelas quais as rochas da A3 e o biotita granodiorito passaram.

Este conjunto de informações indica que ambos conjuntos de litologias passaram por uma mesma história deformacional, o desenvolvimento de um orógeno transpressivo. Nos dois grupos de rochas, a presença de uma lineação de estiramento L_{x1} bem desenvolvida nos planos da S_1 afetada pelo dobramento F_2 , com baixo *rake* nos flancos de dobra e alto *rake* nas charneiras - onde são ainda mais proeminentes -, evidencia a atuação de um movimento de encurtamento. O fato da L_{x1} estar disposta com mesma orientação nos flancos e charneiras da dobra F_2 demonstra que o desenvolvimento destas estruturas ocorreu em conjunto. A progressão do dobramento F_2 é o que gera a foliação S_{2a} a partir dos planos axiais da S_1 dobrada, com o desenvolvimento de uma L_{x2} com a mesma orientação da L_{x1} . A S_{2a} que desloca a S_1 com uma cinemática dextral e a presença da L_{x2} com baixo *rake* no plano da S_{2a} comprovam a passagem de uma deformação com caráter construtivo para uma deformação com caráter transcorrente.

No campo petrográfico e microestrutural é notável a diferença no que diz respeito às condições em que se encontravam as rochas no momento em que sofreram deformação e metamorfismo. A textura granoblástica, relações de contato entre os minerais e a foliação milonítica dos ortognaisses da A3 mostram que elas se encontravam no estado sólido quando ocorreram os eventos de deformação e metamorfismo. Por outro lado, a boa preservação da textura ígnea no biotita granodiorito porfirítico, principalmente nos fenocristais de plagioclásio que compõem 40% da rocha, apontam que ele ainda se encontrava no estado líquido quando sofreu a consequência destes eventos. Apesar do diferente estado físico em que estas rochas se encontravam quando cristalizaram, os registros da história deformacional e metamórfica pela qual passaram posteriormente são bastante parecidos.

Microestruturas indicadoras de deformação em altas temperaturas estão presentes nos ortognaisses da A3 e no biotita granodiorito porfirítico. Em ambas, a recristalização por migração de limite de grão que ocorre nos cristais de quartzo é desenvolvida em temperaturas altas (Hirth & Tullis, 1992; Passchier & Trouw, 2000), assim como a microestrutura de subgrão em padrão tabuleiro de xadrez que, segundo Krull (1996) indica temperaturas na ordem de 650°C a 700°C. A recristalização por *bulging* nos feldspatos apontam para condições médias de temperatura (450°C-

600°C; Passchier & Trouw, 2005). Nas rochas da A3, abundantes pertitas em chamás presentes nos cristais de K-feldspato também são indicativas de altas temperaturas (Pryer, 1993; Passchier & Trouw, 2005), assim como a presença de mirmequitos nos limites dos K-feldspatos com os plagioclásios, paralelos à foliação (Passchier & Trouw, 2005).

O ortognaisse tonalítico da A3 e o biotita granodiorito porfirítico também possuem em comum o registro do efeito de um evento de menor temperatura posterior. A presença significativa de recristalização por *bulging* no quartzo, em ambas litologias, aponta para temperaturas abaixo de 400°C, segundo Stipp *et al.* (2002). Nas duas rochas, a forte alteração da biotita para clorita e as inclusões aciculares de rutilo (textura sagenítica) nestes minerais também indicam baixas temperaturas. No biotita granodiorito porfirítico ocorre, ainda, preenchimento de fraturas extensionais nos cristais de plagioclásio por material da matriz, também indicativo de um rebaixamento da temperatura.

Em relação ao ortognaisse tonalítico e o ortognaisse peraluminoso com granada, no primeiro é encontrado somente o registro da foliação S_1 , enquanto no segundo são verificadas, além da S_1 , as demais estruturas. Registros microestruturais de uma deformação e metamorfismo de menor temperatura são facilmente observados no ortognaisse tonalítico, enquanto o ortognaisse peraluminoso apresenta em maior parte microestruturas de alta temperatura. Em conjunto com as análises estruturais de campo e usando o modelo da Figura 17 como base, percebe-se que o ortognaisse peraluminoso ficou posicionado em uma faixa em que houve uma maior concentração de deformação.

6 CONCLUSÕES

O arranjo das estruturas deformacionais dos ortognaisses da Associação 3 e do biotita granodiorito porfirítico sugere que essas rochas passaram por uma mesma história deformacional. A progressão da deformação, partindo de um regime construtivo para um regime de transcorrência são características típicas de um orógeno transpressivo em estágio pós-colisional.

É importante pontuar, porém, que esta história não necessariamente diz respeito à contemporaneidade da cristalização das rochas da A3 com o biotita granodiorito. Pelo fato de ainda não serem conhecidas as idades do metamorfismo pelo qual elas passaram, não é possível afirmar que esta história deformacional registrada tenha idade paleoproterozoica, como tem estas litologias. Ambos conjuntos de rocha são contemporâneos e, enquanto a A3 tem assinatura geoquímica de ambiente pós-colisional, a peraluminosidade do biotita granodiorito indica o mesmo. A deformação registrada nelas também indica um ambiente pós-colisional, porém isso não significa que seja o mesmo ambiente em que elas se formaram.

As características microestruturais das rochas da A3 e do biotita granodiorito, que registram assembleias minerais e texturas de baixa a alta temperatura, indicam que ambos conjuntos provavelmente passaram por um processo geotérmico retrogradacional. Estima-se um intervalo de temperatura de 700°C a menos de 400°C.

Em relação às rochas da A3, o registro predominante de microestruturas de alta temperatura por parte do ortognaisse peraluminoso com granada, aliado ao registro da foliação S_{2a} indica que ele passou por um episódio de maior temperatura em relação ao ortognaisse tonalítico. No modelo de partição da deformação da Figura 17, o ortognaisse tonalítico estaria posicionado na primeira porção, onde domina o regime de encurtamento, enquanto o ortognaisse peraluminoso estaria atrelado à progressão da deformação, com um encurtamento ainda maior e passagem deste regime para uma transcorrência.

REFERÊNCIAS

Barker, F. 1979. *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. New York, Elsevier, 659p.

Bitencourt M.F. 1996. Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento. Porto Alegre. 310 p. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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, 184 – 187.

Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. 2003. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. CPRM.

Carvalho da Silva, S. C. D. 2014. Caracterização estrutural de ortognaisses e granitoides na região de Butiá, RS.

Carvalho da Silva, S. C. D. 2018. Magmatismo peraluminoso no embasamento paleoproterozoico do Cinturão Dom Feliciano: o registro de um orógeno colisional riaciano no Complexo Arroio dos Ratos, segmento leste do Escudo Sul-Rio-Grandense.

Condie, K. C. 2005. TTGs and adakites: are they both slab melts?. *Lithos*, 80(1-4), 33-44.

De Almeida, F. F. M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de geociências*, 7(4), 349-364.

Fernandes, L. A. D., Menegat, R., Costa, A. F. U., Koester, E., Porcher, C. C., Tommasi, A., ... 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), 351-374.

Gregory, T. R., de Fátima Bitencourt, M., Nardi, L. V. S., Florisbal, L. M., Chemale Jr, F. (2015). Geochronological data from TTG-type rock associations of the Arroio dos Ratos Complex and implications for crustal evolution of southernmost Brazil in Paleoproterozoic times. *Journal of South American Earth Sciences*, 57, 49-60.

Gregory, T. R., de Fátima Bitencourt, M., Nardi, L. V. S., Florisbal, L. M. 2017. Petrogenesis of metamorphosed Paleoproterozoic, arc-related tonalites, granodiorites and coeval basic to intermediate rocks from southernmost Brazil, based on elemental and isotope geochemistry. *Lithos*, 277, 72-91.

Hartmann, L. A., Chemale Jr, F., Philipp, R. P. 2007. Evolução geotectônica do rio Grande do sul no pré-cambriano. *Ianuzzi R. & Frantz JC.(Org.)*, 50, 97-123.

Hirth, G., & Tullis, J. A. N. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of structural geology*, 14(2), 145-159.

Knijnik, D. B., Bitencourt, M. F., Gregory, T. R. (2013). A Zona de Cisalhamento Quitéria-Serra do Erval eo magmatismo sintectônico precoce do Cinturao de Cisalhamento Sul-brasileiro. *XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais*.

Kruhl, J. H. 1996. Prism-and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: A microstructural geothermobarometer. *Journal of metamorphic Geology*, 14(5), 581-589.

Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F., & Champion, D. 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1-2), 1-24.

Martin, H., Moyen, J. F., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., & Le Pennec, J. L. 2014. Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos*, 198, 1-13.

Passchier, C. W. & Trouw, R.A. 2005. *Microtectonics*. Springer. 372 p.

Philipp R.P. 1998. *A evolução geológica e tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 255p.

Pryer, L. L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of structural Geology*, 15(1), 21-36.

Stipp, M., StuÈnitz, H., Heilbronner, R., & Schmid, S. M. (2002). The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C. *Journal of structural geology*, 24(12), 1861-1884.

Zhao, G., Cawood, P. A., Wilde, S. A., Sun, M. (2002). Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews*, 59(1-4), 125-162.